

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО СВЯЗИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ТЕЛЕКОММУНИКАЦИЙ ИМ. ПРОФ. М.А. БОНЧ-БРУЕВИЧА» (СПБГУТ)

Кафедра экологии и безопасности жизнедеятельности

**ЛЕКЦИИ ПО ДИСЦИПЛИНЕ  
«ГЕОГРАФИЯ»**

**Направление подготовки 05.03.06 Экология и природопользование  
Разработчик: доцент, к.г.н. Никитин М.Ю.**

**Санкт-Петербург  
2017**

## ТЕМА 1

### МЕСТО ОБЩЕЙ ГЕОГРАФИИ В СИСТЕМНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК

#### 1.1. Общее землеведение в системе географических наук

**Географией** называется комплекс тесно связанных между собой наук, который делится на четыре блока (В.П. Максаковский, 1998): физико-географические, социально-экономико-географические науки, картографию, страноведение. Каждый из этих блоков, в свою очередь, подразделяется на системы географических наук.

Блок физико-географических наук состоит из общих физико-географических наук, частных (отраслевых) физико-географических наук, палеогеографии. Общие физико-географические науки делятся на *общую физическую географию (общее землеведение)* и региональную физическую географию.

Все физико-географические науки объединяет единый объект исследования. Сейчас уже большинство ученых пришли к общему мнению о том, что все физико-географические науки изучают географическую оболочку. По определению Н.И. Михайлова (1985), физическая география – наука о географической оболочке Земли, ее составе, структуре, особенностях формирования и развития, пространственной дифференциации.

Географическая оболочка (ГО) – сложная внешняя оболочка Земли, в пределах которой происходят интенсивные взаимодействия минеральной, водной и газовой сред, а после возникновения биосферы, и живого вещества под воздействием космических явлений, прежде всего, солнечной энергии. Единой точки зрения по поводу границ географической оболочки среди ученых не существует. Оптимальными границами ГО являются верхняя граница тропосферы (тропопауза) и подошва зоны гипергенеза - граница проявления экзогенных процессов, в пределах которых находится основная масса атмосферы, вся гидросфера и верхний слой литосферы с живущими или жившими в них организмами и следами человеческой деятельности (см. тему 9).

Таким образом, география не является наукой о Земле вообще – такая задача была бы непосильной для одной науки, а изучает только определенную и довольно тонкую ее пленку – ГО. Однако и в этих пределах природа изучается многими науками (биология, зоология, геология, климатология и др.). Какое же место занимает общее землеведение в системной классификации географических наук? Отвечая на этот вопрос, необходимо сделать одно пояснение. У каждой науки различаются объ-

ект и предмет изучения (объект науки – конечная цель, к которой стремится любое географическое исследование; предмет науки – ближайшая цель, задача, стоящая перед конкретным исследованием). При этом предмет изучения науки становится объектом изучения целой системы наук на более низкой классификационной ступени. Таких классификационных ступеней (таксонов) четыре: цикл, семейство, род, вид (рис. 1).

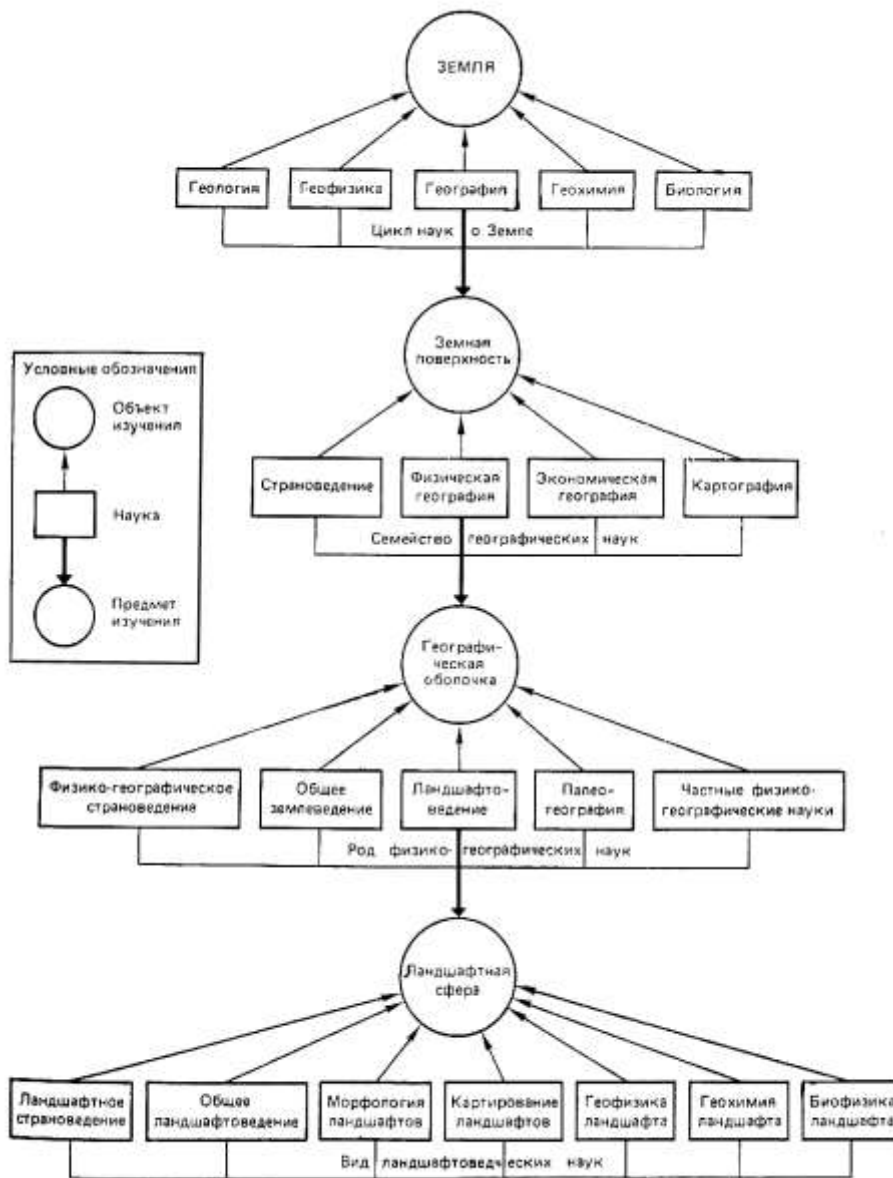


Рис. 1. Место общего землеведения в системе географических наук (по Ф.Н.Милькову)

Вместе с географией в *цикл наук о Земле* входят биология, геология, геофизика, геохимия. У всех этих наук один объект изучения – Земля, но каждая из них имеет свой предмет изучения (биология – органическая жизнь, геохимия – химический состав Земли, геология – недра, география – земная поверхность как неразрывный комплекс естественного и социального происхождения). На уровне цикла мы видим предметную сущность единства географии. В цикле наук о Земле географию обособляет не один предмет изучения, но и основной метод – описательный. Старейший и общий для всех географических наук описательный метод продолжает усложняться и совершенствоваться вместе с развитием науки. В самом названии *география* (от греч. *ge* – Земля и *grapho* – пишу), заключен предмет и основной метод исследования.

География на уровне цикла – это нерасчлененная география, родоначальница всех других географических наук. Она изучает наиболее общие закономерности и нерасчлененной называется потому, что ее выводы одинаково распространяются на все последующие подразделения географической науки.

*Семейство географических наук* образуют физическая и экономическая география, страноведение, картография, история и методология географической науки. Все они имеют единый объект – земную поверхность, но разные предметы: физическая география – географическая оболочка Земли, экономическая – хозяйство и население в форме территориальных социально-экономических систем. Страноведение – синтез физической и экономической географии, на уровне семейства оно носит общегеографический триединый (природа, население, хозяйство) характер.

В семействе географических наук особое место занимает история и методология географической науки. Это не традиционная история географических открытий, а история географических идей, история становления современных методологических основ географической науки. Первый опыт создания лекционного курса по истории и методологии географической науки принадлежит Ю.Г. Саушкину (1976).

*Род физико-географических наук* представлен **общим землеведением**, ландшафтоведением, палеогеографией и частными отраслевыми науками. Эти разные науки объединяет один *объект* изучения – *географическая оболочка*; предмет же изучения каждой из наук специфичен, индивидуален – это какая-либо одна из структурных частей или сторон географической оболочки (геоморфология – наука о рельефе земной поверхности; климатология и метеорология – науки, изучающие воздушную оболочку, формирование климатов и их географическое распространение; почвоведение – закономерности образования почв, их разви-

тие, состав и закономерности размещения; гидрология – наука, изучающая водную оболочку Земли; биогеография изучает состав живых организмов, их распространение и формирование биоценозов). Задача палеогеографии – изучение географической оболочки и динамики природных условий в прошлые геологические эпохи. Предметом изучения ландшафтоведения является тонкий, наиболее активный центральный слой ГО – ландшафтная сфера, состоящая из природно-территориальных комплексов разного ранга. *Предметом* изучения общего землеведения (ОЗ) являются *структура, внутренние и внешние взаимосвязи, динамика функционирования ГО как целостной системы.*

Общее землеведение – фундаментальная наука, изучающая общие закономерности строения, функционирования и развития ГО в целом, ее компонентов и природных комплексов в единстве и взаимодействии с окружающим пространством-временем на разных уровнях его организации (от Вселенной до атома) и устанавливающую пути создания и существования современных природных (природно-антропогенных) обстановок, тенденции их возможного преобразования в будущем (Боков В.А., Селиверстов Ю.П., Черванев И.Г., 1998). Другими словами, общее землеведение – это наука или учение о той окружающей человека среде, где осуществляются все наблюдаемые нами процессы и явления и функционируют живые организмы.

ГО в настоящее время сильно изменилась под воздействием человека. В ней сосредоточены области наивысшей хозяйственной активности общества. Сейчас ее уже невозможно рассматривать без учета воздействия человека. В связи с этим в работах географов стало формироваться представление о сквозных направлениях (В.П. Максаковский, 1998). В общем землеведении как фундаментальной науке особенно выделена важность данных направлений. Во-первых, это гуманизация, т.е. поворот к человеку, всем сферам и циклам его деятельности. Гуманизация – новое мировоззрение, утверждающее ценности общечеловеческого, общекультурного достояния, поэтому география должна рассматривать связи «человек – хозяйство – территория – окружающая среда».

Во-вторых, это социологизация, т.е. повышение внимания к социальным аспектам развития.

В-третьих, экологизация – направление, которому в настоящее время придается исключительно важное значение. Экологическая культура человечества должна включать осознанную необходимость и потребность соотносить деятельность общества и каждого человека с возможностями сохранения позитивных экологических качеств и свойств окружающей среды.

В системе фундаментального географического образования курс *общего землеведения* выполняет несколько важных функций:

1. Этот курс вводит будущего географа в его сложный профессиональный мир, закладывая основы географического мировоззрения и мышления. Процессы и явления рассматриваются в системной связи между собой и с окружающим пространством, тогда как частные дисциплины вынуждены изучать их, прежде всего, отдельно друг от друга.

2. Землеведение – это теория ГО как целостной системы, являющейся носителем географической и иной информации развития материи, что имеет принципиальное значение для географии в целом и позволяет использовать положения землеведения в качестве методологической основы географического анализа.

3. Землеведение служит теоретической базой глобальной экологии, которая сосредоточивает усилия на оценке текущего состояния и прогнозирования ближайших изменений географической оболочки как среды существования живых организмов и обитания человека с целью обеспечения экологической безопасности.

4. Землеведение является теоретической базой и основой эволюционной географии – огромного блока дисциплин, исследующих и расшифровывающих историю возникновения и развития нашей планеты, ее окружения и пространственно-временную неоднородность геологического (географического) прошлого. Общее землеведение обеспечивает правильность понимания прошлого, аргументированность причин и следствий современных процессов и явлений в ГО, корректность их анализа и переноса на аналогичные события былого.

5. Землеведение – это своеобразный мост между географическими знаниями, навыками и представлениями, полученными в школьных курсах, и теорией ГО.

## **1.2. История развития общего землеведения**

Развитие общего землеведения как науки неотделимо от развития географии. Поэтому задачи, стоящие перед географией, являются в той же мере и задачами общего землеведения.

Всем наукам, в том числе и географии, свойственны три ступени познания:

- сбор и накопление фактов;
- приведение их в систему, создание классификаций и теорий;
- научный прогноз, практическое применение теории.

Задачи, которые ставила перед собой география, изменялись по мере развития науки и человеческого общества.

Античная география в основном имела *описательную функцию*, занималась описанием вновь открытых земель. Эту задачу география выполняла до Великих географических открытий 16–17 вв. Описательное направление в географии не потеряло своего значения и в настоящее время. Однако в недрах описательного направления зарождалось другое направление – *аналитическое*: первые географические теории появились в античное время. В этот период появились первые географические труды Геродота, Пифея, Аристотеля, Эратосфена, Гиппарха, Страбона и несколько позднее Птолемея.

**Аристотель** (философ, ученый, 384–322 до н.э.) – основоположник аналитического направления в географии. Его труд «Метеорологика», по существу курс общего земледения, в котором он говорил о существовании и взаимном проникновении нескольких сфер, о круговороте влаги и образовании рек за счет поверхностного стока, об изменениях земной поверхности, морских течениях, землетрясениях, зонах Земли. Аристотель одним из первых предположил, что форма Земли – шар. **Эратосфену** (275–195 до н.э.) принадлежит первое точное измерение окружности Земли по меридиану – 252 тыс. стадий, что близко к 40 тыс. км.

Большую и своеобразную роль в развитии общего земледения сыграл древнегреческий астроном **Клавдий Птолемей** (ок. 90–160 н.э.), живший в период расцвета Римской империи. К. Птолемей различал географию и хорографию. Под первой он подразумевал «линейное изображение всей ныне известной нам части Земли, со всем тем, что на ней находится», под второй – подробное описание местностей; первая (география) имеет дело с количеством, вторая (хорография) – с качеством. К. Птолемею были предложены две новые картографические проекции, на которых нанесена градусная сетка и показано большое количество географических объектов, за что его заслуженно считают «отцом» картографии. «Руководство по географии» (в основе геоцентрическая система мира) К. Птолемея из 8 книг завершает античный период в развитии географии.

В течение длительного периода средневековья (раннего III – XI вв и позднего XI – XV вв) в разных государствах и регионах развитие географии и накопление сведений о Земле были неодинаковыми. Больше других пострадала Европа, где церковь преследовала науку и отвергала многие полученные ранее знания из области естествознания, например, о шарообразности Земли, установленные очертания материков и т.д. В то же время средневековая география стран Центральной и Восточной Азии активно развивалась под влиянием торговли, строительства городов, издания книг и карт. К значительным трудам этого времени относятся ра-

боты Масуди, Бируни, Идриси, Ибн-Баттуты. Наиболее интересные сведения были собраны Марко Поло о Китае, Индии, Цейлоне и Аравии (1271-1295) и Афанасием Никитиным об Иране и Индии (1466-1478).

Переход от феодальных отношений к капиталистическим, развитие товарного производства, поиски новых торговых путей явились основными предпосылками эпохи Великих географических открытий XV-XVII вв. Основные вехи этой эпохи:

- открытие Америки экспедициями Х. Колумба (1492-1504);
- открытие Васко де Гама морского пути в Индию (1497-1498);
- первое кругосветное путешествие Ф. Магеллана (1519-1520);
- открытие Сибири и Дальнего Востока походами Ермака (1581), И. Москвина (1639), С. Дежнева (1648), Е. Хабарова (1650-1653).
- поиски северо-западного и северо-восточного путей в Индию (экспедиции Дж. Кабота, Г. Гудзона, А. Баренца).

Помимо открытий достижениями географии являлось широкое использование навигационных приборов и карт. Изобретение книгопечатания привело к появлению печатных карт и атласов. Повышению точности карт способствовало использование картографических проекций, основные заслуги в разработке которых принадлежат фламандскому картографу Г. Меркатору (1512-1594). Основными центрами развития географии были Венеция, Флоренция, Нидерланды. Известные европейцам территории земного шара в результате Великих географических открытий увеличились в шесть раз. Было изучено 60 % всей суши, а также практически вся акватория Мирового океана.

Промышленная революция в капиталистических странах Европы, активная торговля колониальных держав (Португалии, Испании, Англии, Франции, Голландии), а также успехи науки оказывали большое влияние на дальнейшее развитие географии. Продолжались крупные экспедиции с открытием Австралии и многих островов Тихого океана (Дж. Кук), изучением севера Евразии, Камчатки, Сахалина (П. Крузенштерн и Ю. Лисянский, В. Беринг, И. Прончищев, Д. Лаптев, С. Челюскин, Г. Шелихов), открытием Антарктиды (Ф. Беллинсгаузен и М. Лазарев). Крупные успехи были достигнуты в изучении внутренних частей Азии (Н. Пржевальский, П. Семенов-Тяньшанский, В. Обручев), Африки (Д. Ливингстон, Г. Стэнли, В. Юнкер, Е. Ковалевский, Н. Вавилов), Южной Америки (А. Гумбольдт, А. Веспутчи).

На рубеже XVI и XVII вв. начинают оформляться контуры землеведения. В 1650 году в Голландии **Бернхард Варений** (1622–1650) публикует «Всеобщую географию» - труд, с которого можно вести отсчет времени общего землеведения как самостоятельной научной дисциплины. В



нем нашли обобщение результаты Великих географических открытий и успехи в области астрономии, опирающейся на гелиоцентрическую картину мира. Предмет географии, по Б. Варению, составляет земноводный круг, образованный взаимопроникающими друг в друга частями – землей, водой, атмосферой. Земноводный круг в целом изучает всеобщая география. Отдельные области – предмет частной географии.

В XVIII–XIX вв., когда мир был в основном открыт и описан, на первое место вышли *аналитическая и объяснительная функции*: географы анализировали накопленные данные и создавали первые гипотезы и теории. Через полтора столетия после Варения разворачивается научная деятельность **А. Гумбольдта** (1769–1859). А. Гумбольдт – ученый-энциклопедист, путешественник, исследователь природы Южной Америки – представлял природу как целостную, взаимосвязанную картину мира. Величайшая заслуга его состоит в том, что он вскрыл значение анализа взаимосвязей как ведущей нити всей географической науки. Пользуясь анализом взаимосвязей между растительностью и климатом, он заложил основы географии растений; расширив диапазон взаимосвязей (растительность – животный мир – климат – рельеф), обосновал биоклиматическую широтную и высотную зональность. В своем труде «Космос» Гумбольдт сделал первый шаг к обоснованию взгляда на земную поверхность (предмет географии) как особую оболочку, развивая мысль не только о взаимосвязи, но и о взаимодействии воздуха, моря, Земли, о единстве неорганической и органической природы. Ему принадлежит термин «жизнесфера», по своему содержанию аналогичный биосфере а также «сфера разума», получивший много позже название ноосфера.

В одно время с А. Гумбольдтом работал **Карл Риттер** (1779–1859), профессор Берлинского университета, основатель первой кафедры географии в Германии. К Риттер ввел в науку термин «землеведение», стремился количественно оценить пространственные соотношения между различными географическими объектами. К. Риттер создал научную школу, в которую входили такие крупные географы, как Э. Реклю, Ф. Ратцель, Ф. Рихтгофен, Э. Ленц, внесшие значительный вклад в понимание географических особенностей отдельных частей Земли и обогатившие содержание теоретического землеведения и физической географии.

Развитие географической мысли в России в XVIII–XIX вв. связано с именами крупнейших ученых – М.В. Ломоносова, В.Н. Татищева, С.П. Крашенинникова В.В. Докучаева, Д.Н. Анучина, А.И. Воейкова и др. **М.В. Ломоносов** (1711–1765) в отличие от К. Риттера был организатором науки, великим практиком. Он исследовал солнечную систему,

открыл атмосферу на Венере, изучал электрические и оптические эффекты в атмосфере (молнии). В труде «О слоях земных» ученый подчеркнул важность исторического подхода в науке. Историзм пронизывает все его творчество, независимо от того, говорит ли он о происхождении чернозема или о тектонических движениях. Законы формирования рельефа, изложенные М.В. Ломоносовым, до сих пор признаются учеными-геоморфологами. М.В. Ломоносов является основателем МГУ.

**В.В. Докучаев** (1846–1903) в монографии «Русский чернозем» и **А.И. Воейков** (1842–1916) в монографии «Климаты земного шара, в особенности России» на примере почв и климата вскрывают сложный механизм взаимодействия компонентов географической оболочки. В конце 19 ст. В.В. Докучаев приходит к важнейшему теоретическому обобщению в общем земледоведении – закону мировой географической зональности, он считает зональность всеобщим законом природы, который распространяется на все компоненты природы (в том числе и неорганические), на равнины и горы, сушу и море.

В 1884 г. **Д.Н. Анучин** (1843–1923) в МГУ организует кафедру географии и этнографии. В 1887 г. кафедру географии открывают в Петербургском университете, год спустя – в Казанском. Организатором кафедры географии в Харьковском университете в 1889 г. стал ученик В.В. Докучаева **А.Н. Краснов** (1862–1914), исследователь степей и зарубежных тропиков, создатель Батумского ботанического сада, в 1894 г. стал первым в России доктором географии после публичной защиты диссертации. А.Н. Краснов говорил о трех чертах научного земледоведения, отличающих его от старой географии:

- научное земледоведение ставит задачей не описание разрозненных явлений природы, а отыскание взаимной связи и взаимной обусловленности между явлениями природы;
- научное земледоведение интересуется не внешней сторона явлений природы, а их генезис;
- научное земледоведение описывает не неизменную, статичную природу, а природу изменяющуюся, имеющую свою историю развития.

А.Н. Краснов – автор первого русского учебника для университетов по общему земледоведению. В методологическом введении к «Основам земледоведения» автор утверждает, что география изучает не отдельные явления и процессы, а их сочетания, географические комплексы – пустыни, степи, области вечных снегов и льдов и т.п. Такой взгляд на географию как науку о географических комплексах был новым в географической литературе.

Наиболее четко мысль о наружной оболочке Земли как предмете физической географии была высказана **П.И. Броуновым** (1852–1927). В предисловии к курсу «Общая физическая география» П.И. Броунов писал, что физическая география изучает современное устройство наружной земной оболочки, состоящей из четырех концентрических сферических оболочек: литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы. Все эти сферы проникают одна в другую, обуславливая своим взаимодействием наружный облик Земли и все происходящие на ней явления. Изучение этого взаимодействия – одна из важнейших задач физической географии, делающая ее вполне самостоятельной, отличающей ее от геологии, метеорологии и др. родственных наук.

В 1932 г. **А.А. Григорьев** (1883–1968) выступает со статьей «Предмет и задачи физической географии», в которой говорится о том, что земная поверхность представляет собой качественно особую вертикальную физико-географическую зону или оболочку. Она характеризуется глубоким взаимопроникновением и активным взаимодействием литосферы, атмосферы и гидросферы, возникновением и развитием именно в ней органической жизни, наличием в ней сложного, но единого физико-географического процесса. Несколько лет спустя А.А. Григорьев (1937) обоснованию географической оболочки как предмета физической географии посвящает специальную монографию. В его же работах нашел обоснование и основной метод исследования ГО – балансовый метод, в первую очередь радиационный баланс, баланс тепла и влаги.

В эти же годы **Л.С. Бергом** (1876–1950) закладывались основы учения о ландшафте и географических зонах. В конце 40-х годов предпринимались попытки противопоставить учения А.А. Григорьева о физико-географической оболочке и физико-географическом процессе и Л.С. Берга о ландшафтах. Единственно правильную позицию в развернувшейся дискуссии занял **С.В. Калесник** (1901–1977), показавший, что эти два направления не противоречат друг другу, а отражают разные стороны предмета физической географии – географической оболочки. Данная точка зрения нашла воплощение в фундаментальном труде С.В. Калесника «Основы общего землеведения» (1947, 1955). Работа во многом способствовала широкому познанию географической оболочки как предмета физической географии.

Продолжающаяся дифференциация географии привела к детальным разработкам ее отдельных частей. Появились специальные исследования ледникового покрова и его палеогеографического значения (К.К. Марков), геофизического механизма дифференциации земной поверхности по географическим зонам и высотной поясности (М.И. Будыко), истории

климата на фоне изменений географической оболочки в прошлом (А.С. Мониин), ландшафтных систем мира в их единстве и генетических различиях (А.Г. Исаченко), ландшафтной оболочки, как части географической оболочки (Ф.Н. Мильков). В эти годы был установлен периодический закон географической зональности Григорьева–Будыко, выявлена огромная роль биоорганического вещества в формировании специфических геологических образований далекого прошлого (А.В. Сидоренко), появились новые направления географии – космическое земледование, глобальная экология и т.д.

### 1.3. Основные методы исследований

Все разнообразие методов географических исследований сводится к трем категориям: *общенаучные, междисциплинарные и специфические* для данной науки (по Ф.Н. Милькову, 1990). Важнейшим общенаучным методом является *материалистическая диалектика*. Ее законы и основные положения о всеобщей связи явлений, единстве и борьбе противоположностей, переходе количественных изменений в качественные, отрицании отрицания составляют методологическую основу географии. С материалистической диалектикой связан и *исторический метод*. В физической географии исторический метод нашел свое выражение в палеогеографии. Общенаучное значение имеет *системный подход* к изучаемому объекту. Каждый объект рассматривается как сложное образование, состоящее из структурных частей, взаимодействующих друг с другом.

Междисциплинарные методы – общие для группы наук. В географии это математический, геохимический, геофизический методы и метод моделирования. Для изучения объектов используются количественные характеристики, математическая статистика. В последнее время широко применяется компьютерная обработка материалов. *Математический метод* – важный метод в географии, но нередко тестирование, запоминание количественных характеристик подменяют развитие творческой, думающей личности. *Геохимический и геофизический методы* позволяют оценить потоки вещества и энергии в географической оболочке, круговороты, термический и водный режимы.

*Модель (метод моделирования)* – графическое изображение объекта, отражающее структуру и динамические связи, дающее программу дальнейших исследований. Широкую известность получили модели будущего состояния биосферы Н.Н. Моисеева.

К специфическим методам в географии относятся сравнительно-описательный, экспедиционный, картографический, аэрокосмический.

*Сравнительно-описательный и картографический методы* – самые старые методы в географии. А. Гумбольдт в «Картинах природы» писал, что сравнивать между собой отличительные особенности природы отдаленных стран и представлять результаты этих сравнений – благодарная задача географии. Сравнение выполняет ряд функций: определяет ареал сходных явлений, разграничивает сходные явления, делает незнакомое знакомым. Выражением сравнительно-описательного метода служат различного рода изолинии – изотермы, изогипсы, изобары и т.д. Без них невозможно представить ни одной отраслевой или комплексной научной дисциплины физико-географического цикла.

Наиболее полное и разностороннее применение сравнительно-описательный метод находит в страноведении.

*Экспедиционный метод* исследования называют полевым. Полевой материал, собранный в экспедициях, составляет хлеб географии, ее фундамент, опираясь на который только и может развиваться теория.

Экспедиции как метод сбора полевого материала берут начало с античных времен. Геродот в середине 5 века до н.э. совершил многолетнее путешествие, давшее ему необходимый материал по истории и природе посещенных стран. В своем девятитомном труде «История» он описал природу, население, религию многих стран (Вавилон, Малая Азия, Египет), привел данные о Черном море, Днепре, Доне. Далее следует эпоха Великих географических открытий – путешествия Колумба, Магеллана, Васко да Гаммы и др.). В один ряд с ними следует поставить Великую Северную экспедицию в России (1733–1743), цель которой заключалась в исследовании Камчатки (изучена природа Камчатки, открыт северо-запад Северной Америки, описано побережье Северного Ледовитого океана, нанесена на карту крайняя северная точка Азии – мыс Челюскин). Глубокий след в истории отечественной географии оставили Академические экспедиции 1768–1774 гг. Они были комплексными, в их задачу входило описание природы, населения и хозяйства огромной территории – Европейской России, Урала, части Сибири.

Разновидностью полевых исследований являются географические стационары. Инициатива их создания принадлежит А.А. Григорьеву, первый стационар под его руководством был создан на Тянь-Шане. Широкой известностью пользуются географический стационар Государственного гидрологического института на Валдае, географический стационар МГУ.

*Картографический метод* исследования заключается в использовании карт в целях получения сведений (качественных и количественных характеристик); изучения взаимосвязей и взаимозависимостей явлений;

установления динамики и эволюции явлений; нанесения данных мониторинга. Изучение географических карт – необходимое условие для успешных полевых работ. В это время выявляются пробелы в данных, определяются районы комплексных исследований. Карты – конечный итог полевых работ, они отражают взаиморасположение и структуру изученных объектов, показывают их взаимосвязи. Однако картографическое изображение плохо раскрывает динамику явлений. Последнее в настоящее время преодолевается за счет применения цифровых методов картографирования и создания геоинформационных систем (ГИС).

*Аэрофотосъемка* используется в географии с 30-х годов 20 века, *космические съемки* появились сравнительно недавно. Они позволяют в комплексе, на больших территориях и с большой высоты оценить изучаемые объекты.

*Метод балансов* – в основе находится универсальный физический закон – закон сохранения вещества и энергии. Установив все возможные пути входа и выхода вещества и энергии и измерив потоки, исследователь по их разности может судить, произошло ли накопление в геосистеме этих субстанций или расходовано ею. Балансовый метод используется в земледелии в качестве средства исследования энергетики, водного и солевого режимов, газового состава, биологического и других круговоротов.

Все географические исследования отличает специфический *географический подход* – фундаментальное представление о взаимосвязи и взаимообусловленности явлений, комплексный взгляд на природу. Он характеризуется территориальностью, глобальностью, историзмом.

## ТЕМА 2

### ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБОЛОЧКИ

Географическая оболочка, сформировавшаяся на планете, испытывает со стороны космоса и недр Земли постоянное воздействие. Факторы ее формирования можно разделить на космические и планетарные. К **космическим** факторам относятся: движение галактик, излучение звезд и Солнца, взаимодействие планет и спутников, воздействие небольших небесных тел – астероидов, комет, метеорных потоков. К **планетарным** – орбитальное движение и осевое вращение Земли, форма и размеры планеты, внутреннее строение Земли, геофизические поля.

#### 2.1. Космические факторы

*Космос* (Вселенная) – весь существующий материальный мир. Он вечен во времени и бесконечен в пространстве, существует объективно,

не зависимо от нашего сознания. Материя во Вселенной сосредоточена в звездах, планетах, астероидах, спутниках, кометах и других небесных телах; 98 % всей видимой массы сосредоточено в звездах.

Во вселенной небесные тела образуют системы различной сложности. Например, планета Земля со спутником Луной образует систему. Она входит в более крупную систему – Солнечную, образованную Солнцем и движущимися вокруг него небесными телами – планетами, астероидами, спутниками, кометами. Солнечная система, в свою очередь, является частью Галактики. Галактики образуют еще более сложные системы – скопления галактик. Самая грандиозная звездная система, состоящая из множества галактик – *Метагалактика* – доступная для человека часть Вселенной (видимая с помощью приборов). По современным представлениям, она имеет диаметр около 100 млн. световых лет, возраст Вселенной 15 млрд. лет, в нее входит  $10^{22}$  звезд.

Расстояния во Вселенной определяются, следующими величинами: *астрономическая единица, световой год.*

Астрономическая единица – среднее расстояние от Земли до Солнца:

$$1 \text{ а.е.} = 149\,600\,000 \text{ км.}$$

Световой год – расстояние, которое свет проходит за год:

$$1 \text{ св. год} = 9,46 \cdot 10^{12} \text{ км.}$$

Звезды в Метагалактике образуют *галактики* (от греч. galaktikos – млечный) – это большие звездные системы, в которых звезды связаны силами гравитации. Предположение о том, что звезды образуют галактики, высказал И. Кант в 1755 г.

Наша Галактика называется *Млечный путь* – грандиозное звездное скопление, видимое на ночном небе как туманная, молочная полоса. Размеры галактики постоянно уточняются. В начале XX в. приняли следующие величины: диаметр галактического диска равен 100 тыс. св. лет, толщина – около 1000 св. лет. В Галактике 150 млрд. звезд, более 100 туманностей. Основным химическим элементом в нашей Галактике является водород,  $\frac{1}{4}$  приходится на гелий. Расстояние от Солнечной системы до центра Галактики составляет 23–28 тыс. св. лет. Солнце находится на периферии Галактики. Для Земли это обстоятельство очень благоприятно: она расположена в относительно спокойной части Галактики и в течение миллиардов лет не испытывает влияния космических катаклизмов.

Солнечная система вращается вокруг центра Галактики со скоростью 200–220 км/с, совершая один оборот за 180–200 млн. лет. За все время существования Земля облетела вокруг центра Галактики не боль-

ше 20 раз. На Земле 200 млн. лет – продолжительность *тектонического цикла*. Это очень важный этап в жизни Земли, характеризующийся определенной последовательностью тектонических событий. Цикл начинается погружением земной коры, накоплением мощных толщ осадков, подводным вулканизмом. Далее усиливается тектоническая деятельность, возникают горы, меняются очертания материков, что, в свою очередь, вызывает изменение климата.

*Солнечная система* состоит из центральной звезды – Солнца, девяти планет, более 60 спутников, более 40 000 астероидов и около 1000 000 комет. Радиус солнечной системы до орбиты Плутона составляет 5,9 млрд. км.

*Солнце* – центральная звезда Солнечной системы. Это ближайшая к Земле звезда. Диаметр Солнца составляет 1,39 млн. км, масса –  $1,989 \times 10^{30}$  кг. По спектральной классификации звезд Солнце является «желтым карликом» (класс G 2), возраст Солнца оценивается в 5–4,6 млрд. лет. Солнце вращается вокруг своей оси против часовой стрелки, в том же направлении движутся планеты вокруг Солнца. Основное вещество, образующее Солнце, – водород (71% массы светила), на гелий приходится 27 %, на углерод, азот, кислород, металлы – 2 %.

Солнце излучает два основных потока энергии – электромагнитное (солнечная радиация) и корпускулярное (солнечный ветер) излучение. Тепловое поле поверхности планет Солнечной системы создается солнечной радиацией. *Электромагнитное излучение* распространяется со скоростью света и за 8,4 мин достигает поверхности Земли. В спектре излучения выделяют невидимую ультрафиолетовую радиацию (около 7 %), видимую световую радиацию (47 %), невидимую инфракрасную радиацию (46 %). Доля самых коротких волн и радиоволн составляет менее 1 % излучения.

*Корпускулярное излучение* – поток заряженных частиц (электронов и протонов), идущий от Солнца. Скорость его 1500–3000 км/с, он достигает магнитосферы за несколько суток. Магнитное поле Земли задерживает корпускулярное излучение, и заряженные частицы начинают двигаться по магнитным силовым линиям.

В пик солнечной активности возрастает поток заряженных частиц. Подходя к магнитосфере, поток увеличивает ее напряженность, на Земле начинаются магнитные бури. В это время активизируются тектонические движения, начинаются извержения вулканов. В атмосфере возрастает количество атмосферных вихрей – циклонов, усиливаются грозы. Наиболее ярким и впечатляющим появлением бомбардировки атмосферы сол-



нечными частицами являются полярные сияния – свечение верхних слоев атмосферы, вызванное ионизацией газов.

*Планеты* расположены от Солнца в такой последовательности: Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон. Все планеты имеют общие свойства и особенности. К общим можно отнести следующие свойства:

- все планеты имеют шарообразную форму;
- все планеты вращаются вокруг Солнца в одном направлении против часовой стрелки для наблюдателя, смотрящего со стороны Северного полюса Мира. Это направление называется прямым. В таком же направлении движутся почти все спутники и астероиды;
- осевое вращение большинства планет происходит в том же направлении – против часовой стрелки. Исключение составляют Венера и Уран, они вращаются по часовой стрелке;
- орбиты большинства планет близки по форме к окружности, эксцентриситет (отношение расстояния между центром и фокусом эллипса к длине большой полуоси) их мал, поэтому планеты не подходят близко друг к другу, их гравитационное воздействие мало (только у Меркурия и Плутона орбиты сильно вытянуты);
- орбиты всех планет находятся примерно в одной плоскости эклиптики. Причем каждая следующая планета – примерно в два раза дальше от Солнца, чем предыдущая.

Эту закономерность установили два ученых: И. Тициус (1729–1796) и И. Боде (1747–1826). По правилу Тициуса-Боде, расстояние от Солнца до планеты можно определить по формуле:

$$r = 0,4 + 0,3 \cdot 2^n,$$

где  $n = 0$  для Венеры;  $n=1$  для Земли;  $n=2$  для Марса;  $n=4$  для Юпитера.

В указанную последовательность не вписываются Меркурий, Нептун и Плутон;  $n=3$  соответствует поясу астероидов, планеты на этом расстоянии от Солнца нет. По одной из гипотез предполагается, что на данном месте когда-то существовала планета Фэтон, но гравитационное воздействие Юпитера привело к ее распаду.

Планеты условно делятся на две большие группы: планеты земной группы и планеты-гиганты. К первой группе относятся Меркурий, Венера, Земля, Марс. Вторую группу образуют Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун. Плутон по размерам и свойствам ближе к ледяным спутникам планет-гигантов.

*Планеты земной группы* отличает близкое расположение к Солнцу, небольшие размеры (радиус Меркурия равен 2440 км, Венеры – 6052, Земли – 6371, Марса – 3390 км), высокая плотность вещества (Меркурий

– 5,42 г/см<sup>3</sup>, Венера – 5,25 г/см<sup>3</sup>, Земля – 5,5 г/см<sup>3</sup>, Марс – 3,95 г/см<sup>3</sup>); основными их составляющими являются силикаты (соединения кремния) и железо, следовательно, планеты земной группы твердые тела. Планеты медленно вращаются вокруг своей оси (у Меркурия период вращения равен 58,7 земных суток, у Венеры – 243, у Марса – немного больше суток). Из-за медленного вращения полярное сжатие у планет небольшое, т.е. они имеют близкую к шару форму. Планеты земной группы обладают значительной скоростью орбитального движения (Меркурий – 48 км/с, Венера – 35 км/с, Марс – 24 км/с). Планеты имеют всего три спутника: у Земли – Луна, у Марса – Фобос и Деймос.

*Планеты-гиганты* расположены на большом расстоянии от Солнца, имеют большие размеры (радиус Юпитера равен 69 911 км, Сатурна – 58 232 км, Урана – 25 362 км, Нептуна – 24 624 км), однако плотность планет небольшая (Юпитер – 1,3 г/см<sup>3</sup>, Сатурн – 0,69 г/см<sup>3</sup>, Уран – 1,29 г/см<sup>3</sup>, Нептун – 1,64 г/см<sup>3</sup>). Наиболее распространенными на них химическими элементами являются водород и гелий, следовательно, планеты-гиганты представляют собой газовые шары. Все планеты-гиганты с большой скоростью вращаются вокруг своей оси, период осевого вращения планет колеблется от 10 ч – у Юпитера, до 17 ч – у Урана. Благодаря быстрому вращению планеты имеют большое полярное сжатие (у Сатурна – 1/10). Скорость орбитального вращения у планет небольшая (полный оборот вокруг Солнца Юпитер совершает за 11,86 года, а Нептун за 165 лет).

В Солнечной системе 99,9 % массы заключено в Солнце, поэтому основная сила, управляющая движением тел в Солнечной системе – это притяжение Солнца. Так как планеты двигаются вокруг Солнца в одной плоскости практически по круговым орбитам, их взаимное притяжение невелико, но и оно вызывает отклонения в движении планет. Вероятно, большее взаимодействие планет происходит тогда, когда они подходят близко друг к другу. Известно явление, называемое «парадом планет», когда на одной линии выстраивается большинство планет (2002 год – на одну линию «встали» пять планет: Меркурий, Венера, Марс, Юпитер, Сатурн).

*Астероиды* (от греч. *astereideis* – звездopodobные) – малые планеты Солнечной системы. Они образуют тонкое кольцо между орбитами Марса и Юпитера (предположительно образовались после разрушения планеты Фазтон или за счет сгустков первичного газопылевого облака). Их среднее расстояние от Солнца 2,8 – 3,6 а.е. Первый астероид был назван Церера (1801 год), к 1880 году астероидов было известно уже около 200, сейчас орбиты вычислены для более 40 000 астероидов. Самый большой

астероид Церера имеет диаметр 1000 км, диаметр Паллады – 608, Весты – 540, Гигии – 450 км. Практически все астероиды имеют неправильную форму, только самые крупные приближаются к шару.

*Кометы* (от греч. *kometes* – хвостатые) небольшие несветящиеся тела Солнечной системы, которые становятся видимыми только при подходе к Солнцу. Двигаются по сильно вытянутым эллипсам. Число комет измеряется миллионами. С приближением к Солнцу у них резко обособляется «голова» и «хвост». Головная часть состоит из льда и частиц пыли. В разреженной газопылевой среде хвоста обнаружены ионы натрия и углерода. Одна из самых известных комет – комета Галлея, каждые 76 лет она появляется в зоне видимости Земли.

*Метеоры* – мельчайшие твердые тела массой несколько граммов, вторгшиеся в атмосферу планеты. Мелкие частицы вещества, двигаясь со скоростью 11–12 км/с, из-за трения в атмосфере разогреваются до 1000° С, что вызывает их свечение на протяжении нескольких секунд. Они сгорают в атмосфере, не долетая до поверхности. Метеоры делятся на единичные и метеорные потоки. Наиболее известны метеорные потоки: Персеиды (падают в августе), Дракониды (октябрь), Леониды (ноябрь). Если Земля пересекает орбиту метеорного потока, частицы «налетают на планету», начинается «звездный дождь». Упавшие на поверхность планеты небесные тела называются метеоритами. Наибольший метеорный кратер на Земле имеет диаметр 1265 м и расположен в Аризоне около каньона Дьябло. Наиболее распространенными элементами метеоритов являются кислород, железо, кремний, магний, никель и др.

*Солнечно-земные связи* – ответные реакции ГО на изменения солнечной активности. К солнечно-земным связям необходимо отнести:

- динамический фактор, т.е. совокупность явлений, обусловленных движением Земли вокруг Солнца по орбите и вековыми изменениями параметров движения (прежде всего положения земной оси в пространстве);
- энергетический фактор, связанный с поступлением солнечной радиации. На уровне земной поверхности изменчивость энергетического фактора определяется известными обстоятельствами – суточным ритмом, сменой времени года и состоянием атмосферы и земной поверхности;
- вещественный поток  $\alpha$ - и  $\beta$ -частиц, т.е. протонов и электронов «солнечного ветра», который участвует в материальном балансе верхней части атмосферы (экзосферы и ионосферы).

В настоящее время солнечную активность связывают с регулярным образованием в атмосфере Солнца пятен, факелов, вспышек, протуберанцев. В середине 19 в. швейцарский астроном Р. Вольф вычислил количественный показатель солнечной активности, известный во всем мире

как число Вольфа. Уровень солнечной активности изменяется с периодичностью около 11 лет. Главным аспектом влияния Солнца на Землю, энергетической базой солнечно-земных связей, является поток солнечной радиации, энергия электромагнитного и корпускулярного излучения. На пути к поверхности Земли солнечное излучение преодолевает несколько преград: межпланетную среду, нейтральную атмосферу, ионосферу и геомагнитное поле. Одновременно с 11-летним циклом протекает вековой, точнее 80–90 летний, цикл солнечной активности. Несогласованно накладываясь друг на друга, они вносят заметные изменения в процессы, совершающиеся в ГО. В частности, установлена корреляция между 11-летним циклом солнечной активности и землетрясениями, колебаниями уровня озер, рек, грунтовых вод, частотой полярных сияний, интенсивностью грозовой деятельности, температурой воздуха, атмосферным давлением, урожайностью сельхозкультур, повторяемостью эпидемических заболеваний, смертностью населения и др. Велико воздействие солнечной активности на общую циркуляцию воздушных масс в тропосфере. Установлено, что интенсивность ее изменяется в максимумы 11-летних циклов, а вместе с ней и тип атмосферной циркуляции.

## 2.2. Планетарные факторы

**Планета Земля.** Земля – третья от Солнца планета Солнечной системы и самая крупная планета земной группы. Вместе с Луной Земля образует систему – двойную планету.

Вокруг Солнца Земля вращается по эллиптической орбите, в одном из фокусов которой расположено Солнце. Средний радиус орбиты 149,6 млн. км, в перигелии он уменьшается до 147,117 млн. км, а в афелии увеличивается до 152,083 млн. км. Скорость орбитального движения составляет 29,765 км/с, период обращения – 365,26 средних солнечных суток. Планета вращается вокруг оси, наклоненной к плоскости орбиты под углом  $66^{\circ}33'22''$ , делая оборот за 23 ч. 56 мин. 4 сек.

*Фигура Земли* – понятие модельное, некоторая идеализация, с помощью которой стремятся описать форму планеты. В зависимости от цели описания пользуются различными моделями формы планеты – различными фигурами. Расположим известные модели в ряд от общих к более детализированным, считая их последовательными приближениями к истинной форме Земли (рис. 2).

1. Первое приближение – *сфера*. Это наиболее общая модель формы нашей планеты. Сфера не имеет выраженной единственной оси симметрии – все ее оси равноправны, их бесчисленное множество, как и экваторов. Однако Земля, как уже отмечалось, имеет одну ось вращения и эква-

ториальную плоскость – плоскость симметрии (а также плоскости симметрии меридианов). Это несоответствие сферической модели Земли ее реальной форме ощутимо проявляется при изучении горизонтальной структуры ГО, характеризующейся выраженной поясностью и известной симметрией относительно экватора (с элементами дисимметрии).

2. Второе приближение – *эллипсоид вращения*. Тип симметрии эллипсоида вращения отвечает указанным выше особенностям формы Земли (выраженная ось, экваториальная плоскость симметрии, меридиональные плоскости). Эта модель используется в высшей геодезии для расчета координат, построения картографических сеток и других вычислений.

Средний экваториальный радиус – 6378,160 км;

Средний полярный радиус – 6356,777 км;

Полярное сжатие – 21,383 км.

3. Третье приближение – *трехосный кардиоидальный эллипсоид вращения*. Северный полярный радиус больше южного на 30–100 м.

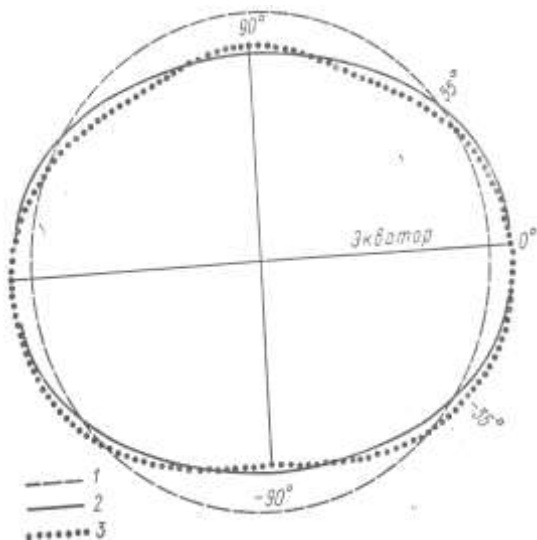


Рис. 2. Представления о форме поверхности Земли (по Г.Н. Каттерфельду):  
1 – сфера, 2 – эллипсоид, 3 – геоид (кардиоид)

4. Четвертое приближение – *геоид*. Геоид – уровенная поверхность, совпадающая со средним уровнем мирового океана (МО) и являющаяся геометрическим местом точек пространства, имеющих одинаковый потенциал тяжести. Теоретически поверхность геоида в каждой точке перпендикулярна к направлению силы тяжести (т.е. линии отвеса) и отождествляется со средним положением спокойной водной поверхности в океанах и открытых морях, мысленно продолженной также и под материками. Поверхность геоида всюду выпуклая (что отвечает выпуклости океанической поверхности).

Несмотря на всю сложность своей поверхности, геоид мало отличается от сфероида. Отклонения, за отдельными исключениями, составляют не более  $\pm 100$  м, т.е. поверхность геоида редко выступает над поверхностью сфероида более чем на 100 м и редко погружается под поверхность сфероида более чем на такую же величину. Средняя же вели-

чина отступления геоида от наиболее удачно подобранного земного эллипсоида не превышает  $\pm 50$  м. Работы по вычислению размеров Земли, выполненные под руководством Ф.Н. Красовского (1940–1946), показали, что геоид близок к трехосному эллипсоиду вращения. У Земли один экваториальный радиус больше другого на 213 м. Главное географическое значение формы Земли состоит в том, что она обуславливает зональное распределение тепла на земной поверхности, и, следовательно, зональность всех явлений, зависящих от теплового режима.

Земля совершает множество движений одновременно. В географии принято учитывать и анализировать три из них: орбитальное движение, суточное вращение и движение системы Земля-Луна.

**Орбитальное движение Земли.** Вокруг Солнца Земля движется по эллиптической орбите (длина 934 млн. км) со скоростью 29,765 км/с. В афелии (самой удаленной от светила точке) расстояние до Солнца составляет  $152 \cdot 10^6$  км и приходится на 5 июля, а спустя полгода, в перигелии (2 января) оно уменьшается и составляет  $147 \cdot 10^6$  км. Полный оборот вокруг Солнца Земля совершает в течение года за 365 суток 6 часов 9 минут 9 секунд.

#### **Географические следствия орбитального движения Земли:**

1. Земная ось наклонена по отношению к плоскости орбиты и образует с нею угол, равный  $66^{\circ}33'$ . В процессе движения ось перемещается поступательно, поэтому на орбите возникают 4 характерные точки:

– *21 марта и 23 сентября* – дни равноденствий – наклон земной оси оказывается нейтральным по отношению к Солнцу, а обращенные к нему участки планеты равномерно освещены от полюса до полюса. На всех широтах в эти сроки продолжительность дня и ночи равна 12 часам.

– *21 июня и 22 декабря* – дни летнего и зимнего солнцестояний – плоскость экватора наклонена по отношению к солнечному лучу под углом  $23^{\circ}27'$ , Солнце в этот момент находится в зените над одним из тропиков.

2. С наклоном земной оси к плоскости орбиты связано наличие таких характерных параллелей, как тропики и полярные круги. Полярный круг – параллель, широта которой равна углу наклона земной оси к плоскости орбиты ( $66^{\circ}33'$ ). Тропик – параллель, широта которой дополняет угол наклона земной оси до прямого ( $23^{\circ}27'$ ). Полярные круги являются границами распространения полярного дня и полярной ночи. Тропики являются границами зенитального положения солнца в полдень. На тропиках солнце бывает в зените один раз, в пространстве между ними – два раза в году.

3. Смена времен года (зима, весна, лето, осень – северное полушарие (СП); лето, осень, зима и весна – южное полушарие (ЮП)). Характерно

неравномерное распределение года по сезонам (весна содержит 92,8 суток, лето – 93,6, осень – 89,8, зима – 89,0), что объясняется делением эллиптической орбиты Земли линиями солнцестояний и равноденствий на неравные части, для прохождения которых требуется разное время.

4. Образование поясов освещения, которые выделяются по высоте Солнца над горизонтом и продолжительности освещения. В *жарком поясе*, расположенном между тропиками, Солнце дважды в год в полдень бывает в зените. На линиях тропиков Солнце стоит в зените только один раз в году: на Северном тропике (тропик Рака) в полдень 22 июня, на Южном тропике (тропик Козерога) – в полдень 22 декабря.

Между тропиками и полярными кругами выделяются *два умеренных пояса*. В них Солнце никогда не бывает в зените, продолжительность дня и высота Солнца над горизонтом сильно меняются в течение года.

Между полярными кругами и полюсами расположены *два холодных пояса*, здесь бывают полярные дни и ночи. Следовательно, в году бывают дни, когда Солнце вообще не показывается из-за горизонта или не опускается за горизонт.

5. Смена времен года обуславливает годовой ритм в ГО. В жарком поясе годовой ритм зависит, главным образом, от изменения увлажнения, в умеренном – от температуры, в холодном – от условий освещения.

**Осевое вращение Земли.** Земля вращается с запада на восток против часовой стрелки, совершая полный оборот за сутки. Ось вращения отклонена на  $23^{\circ}27'$  от перпендикуляра к плоскости эклиптики. Средняя угловая скорость вращения, т.е. угол, на который смещается точка на земной поверхности, для всех широт одинакова и составляет  $15^{\circ}$  за 1 час. Линейная скорость, т.е. путь, проходимый точкой в единицу времени, зависит от широты места. Географические полюсы не вращаются, там скорость равна нулю. На экваторе каждая точка проходит наибольший путь и имеет наибольшую скорость – 455 м/с. Скорость на одном меридиане разная, на одной параллели одинаковая.

**Географическими следствиями осевого вращения Земли являются:**

1. Смена дня и ночи, т.е. изменение в течение суток положения Солнца относительно плоскости горизонта данной точки (осевое вращение дает основную единицу времени – сутки). С этим связаны суточный ритм солнечной радиации, интенсивность которой зависит от угла наклона земной оси, ритмы нагревания и охлаждения поверхности, местной циркуляции воздуха, жизнедеятельности живых организмов.

2. Деформация фигуры Земли – сплюснутость у полюсов (полярное сжатие), связанная с возрастанием центробежной силы от полюсов к экватору.

3. Существование *силы Кориолиса* – отклоняющего действия вращения Земли. Сила Кориолиса всегда перпендикулярна движению, направлена вправо в северном полушарии и влево – в Южном. Величина ее зависит от скорости движения и массы движущегося тела, а также от широты места:

$$F = 2 m v w \sin \varphi,$$

где  $m$  – масса тела;  $v$  – линейная скорость тела;  $w$  – угловая скорость вращения Земли (важна только в вековом аспекте, для небольших отрезков времени угловая скорость принимается постоянной);  $\varphi$  – широта места.

4. Ось вращения, полюсы и экватор являются основой географической системы координат. Экватор служит плоскостью симметрии, относительно которой размещаются пояса освещения, меняются величина солнечной радиации и другие важные параметры. От полушария (Северного и Южного) зависит направление силы Кориолиса, а от широты – ее величина, полюсы не участвуют в суточном вращении.

**Движение в системе Земля – Луна.** Двойная планета Земля – Луна вращается вокруг общего центра масс (барицентра) находящегося внутри планеты Земля, на расстоянии  $0,73 R$  (радиуса Земли) от ее центра. Поэтому все точки описывают одинаковые орбиты, центробежные силы повсеместно одинаковы и направлены в одну сторону – от Луны. Равнодействующая силе притяжения Луны и центробежной – есть *приливообразующая сила*. На всей половине Земли, обращенной к Луне, больше сила притяжения, а на половине, обращенной от Луны, – центробежная. Воздействие Луны – спутника Земли велико. Оно создает приливное торможение суточного вращения нашей планеты, которое имеет большое географическое значение, если рассматривать длительные (в сотни миллионов лет) отрезки геологического времени. Приливное торможение, вызывая замедление вращения, уменьшает полярную сплюснутость Земли и силу Кориолиса, отклоняющую движущиеся массы воздуха и воды. Это влияет на циркуляцию атмосферы и вод океана, от которых, в свою очередь, зависят условия климата. Считают, что из-за замедления суточного вращения Земли продолжительность суток за последний 1 млрд. лет возросла на 6 часов.



## ТЕМА 3

### ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМЛИ

#### 3.1. Внутреннее строение Земли

Земля на ранних этапах формирования представляла собой холодное космическое тело, содержащее все известные в природе химические элементы. Атмосферы и гидросферы не существовало, поверхность планеты была совершенно безжизненна. Но постепенно за счет гравитационных сил, энергии распада радиоактивных элементов и лунных приливов недра Земли стали разогреваться. Когда температура недр достигла уровня плавления окислов железа и других соединений, начались активные процессы формирования ядра и основных оболочек планеты.

Общим процессом формирования оболочек Земли, согласно гипотезе академика А.П. Виноградова, было зонное плавление в мантии, располагающейся вокруг ядра. При этом тугоплавкие и тяжелые элементы погружались вниз, образуя и наращивая ядро, а легкоплавкие и легкие по массе элементы поднимались вверх, образуя земную кору и литосферу.

Земля имеет оболочечное строение. Установить внутреннее строение Земли удалось сейсмическим методом исследования. При прохождении сквозь тело Земли сейсмических волн (продольных и поперечных) скорости их на некоторых глубинных уровнях заметно меняются (причем скачкообразно), что свидетельствует об изменении свойств среды, проходимой волнами. Продольные волны связаны с напряжениями растяжения (или сжатия), ориентированными по направлению их распространения; поперечные волны вызывают колебания среды, ориентированные под прямым углом к направлению их распространения (в жидкой среде не распространяются).

Современные представления

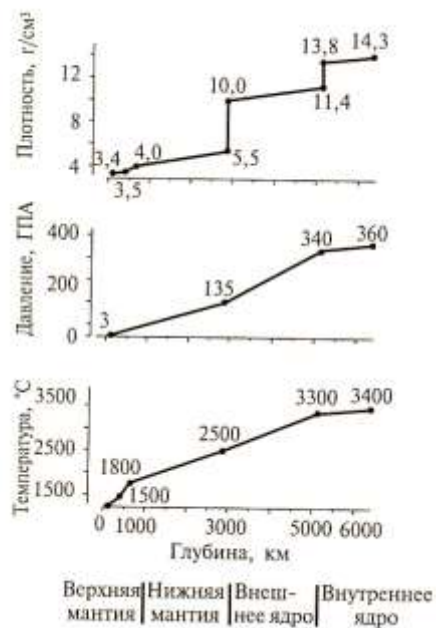


Рис. 3. Изменение физических параметров в недрах Земли (по С.В. Аплонову, 2001)

о распределении температуры, плотности и давления внутри Земли даны на рис. 3.

Из рисунка видно, что в центре Земли плотность достигает  $14,3 \text{ г/см}^3$  и что она резким скачком (от  $5,5$  до  $10,0 \text{ г/см}^3$ ) меняется на глубине  $2900 \text{ км}$ , а затем на глубине  $5000 \text{ км}$  (от  $11,4$  до  $13,8 \text{ г/см}^3$ ). Первый скачок позволяет выделить плотное ядро, а второй – подразделить это ядро на внешнюю ( $2900\text{--}5000 \text{ км}$ ) и внутреннюю (от  $5000 \text{ км}$  до центра) части.

Во внутреннем строении Земли выделяют земную кору, мантию и ядро.

**Земная кора** – первая оболочка твердого тела Земли, имеет мощность  $30\text{--}40 \text{ км}$ . По объему она составляет  $1,2 \%$  объема Земли, по массе –  $0,4\%$ , средняя плотность равна  $2,7 \text{ г/см}^3$ . Состоит преимущественно из гранитов, осадочные породы в ней имеют подчиненное значение. Гранитная оболочка, в составе которой огромную роль играют кремний и алюминий, называется «сиалической» («сиаль»). От мантии земная кора отделена сейсмическим разделом, названным *границей Мохо*, по фамилии сербского геофизика А. Мохоровичича ( $1857\text{--}1936$ ). Здесь происходит скачок скоростей продольных сейсмических волн примерно до  $8 \text{ км/с}$  (рис. 4). Эта граница четкая и наблюдается во всех местах Земли на глубинах от  $5$  до  $90 \text{ км}$ . Раздел Мохо не является просто границей между породами различного типа, а представляет собой плоскость фазового перехода между эклогитами и габбро мантии и базальтами земной коры. При переходе из мантии в кору давление падает, габбро переходят в базальты (кремний + магний – «сима»). Переход сопровождается увеличением объема на  $15 \%$  и, соответственно, уменьшением плотности. Поверхность Мохо считают нижней границей земной коры. Важная особенность этой поверхности состоит в том, что она в общих чертах представляет собой как бы зеркальное отражение рельефа земной поверхности: под океанами она выше, под континентальными равнинами ниже,

под наиболее высокими горами опускается ниже всего (это так называемые корни гор).

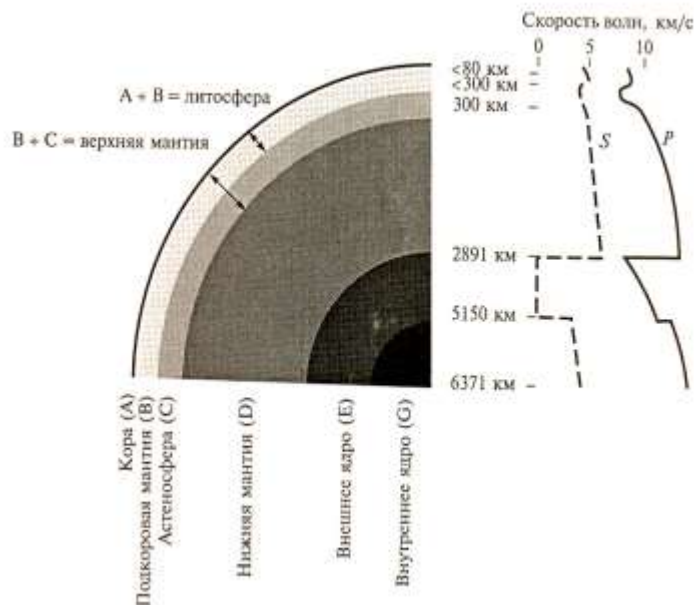


Рис. 4. Внутреннее строение Земли и скорости распространения продольных (P) и поперечных (S) сейсмических волн (по С.В. Аплонову, 2001)

**Мантия** по объему составляет 83 % объема Земли и 68 % ее массы. Предполагается, что она сложена расплавленной силикатной массой, насыщенной газами. Скорости распространения продольных и поперечных волн в нижней части мантии возрастают, соответственно, до 13 и 7 км/с (см. рис.4). Плотность вещества возрастает до 5,7 г/см<sup>3</sup>. На границе с ядром температура увеличивается до 3800° С, давление – до  $1,4 \cdot 10^{11}$  Па. Выделяют верхнюю мантию до глубины 900 км и нижнюю – до 2900 км. В верхней мантии на глубине 150–200 км присутствует астеносферный слой. *Астеносфера* (греч. asthenes – слабый) – слой пониженной твердости и прочности в верхней мантии Земли. Астеносфера – основной источник магмы, в ней располагаются очаги питания вулканов и происходит перемещение литосферных плит.

**Ядро** занимает 16 % объема и 31 % массы планеты. Температура в нем достигает 5000°С, давление –  $37 \times 10^{11}$  Па, плотность – 16 г/см<sup>3</sup>. Ядро делится на внешнее (до глубины 5100 км), находящееся в жидком состоянии, и внутреннее – твердое. Во внешнем ядре скорость распространения продольных волн падает до 8 км/с, а поперечные волны не распространяются вовсе, что принимается за доказательство его жидкого состояния. Глубже 5100 км скорость распространения продольных волн возрастает и вновь проходят поперечные волны (см. рис. 4). Внешнее ядро состоит из железа или металлизированных силикатов, внутреннее – желе-

зоникелевое. В ядре Земли происходит металлизация вещества, обуславливая образование электрических токов и магнитосферы.

### 3.2. Земной магнетизм

Вокруг Земли существуют разнообразные поля, наиболее существенное влияние на ГО оказывают гравитационное и магнитное.

**Гравитационное поле** на Земле – это поле силы тяжести. Сила тяжести – равнодействующая сила между силой притяжения и центробежной силой, возникающей при вращении Земли. Центробежная сила достигает максимума на экваторе, но и здесь она мала и составляет  $1/288$  от силы тяжести. Сила тяжести на земле в основном зависит от силы притяжения, на которую оказывает влияние распределение масс внутри Земли и на поверхности. Сила тяжести действует повсеместно на земле и направлена по отвесу к поверхности геоида. Напряженность гравитационного поля равномерно уменьшается от полюсов к экватору (на экваторе больше центробежная сила), от поверхности вверх (на высоте 36 000 км равна нулю) и от поверхности вниз (в центре Земли сила тяжести равна нулю).

*Нормальным гравитационным полем* Земли называется такое поле, которое было бы у Земли, если бы она имела форму эллипсоида с равномерным распределением масс. Напряженность реального поля в конкретной точке отличается от нормального, возникает аномалия гравитационного поля. Аномалии могут быть положительными и отрицательными: горные хребты создают дополнительную массу и должны вызывать положительные аномалии, океанические впадины, наоборот – отрицательные. Но на самом деле земная кора находится в изостатическом равновесии.

**Изостазия** (от греч. *isostasios* – равный по весу) – уравнивание твердой, относительно легкой земной коры более тяжелой верхней мантией. Теория равновесия была выдвинута в 1855 г. английским ученым Г.Б. Эйри. Благодаря изостазии избытку масс выше теоретического уровня равновесия соответствует недостаток их внизу. Это выражается в том, что на определенной глубине (100–150 км) в слое астеносферы вещество перетекает в те места, где имеется недостаток масс на поверхности. Только под молодыми горами, где еще полностью компенсация не произошла, наблюдаются слабые положительные аномалии. Однако равновесие непрерывно нарушается: в океанах происходит отложение наносов, под их тяжестью дно океанов прогибается. С другой стороны, горы разрушаются, высота их уменьшается, значит, уменьшается и масса.

Гравитационное поле Земли для ее природы имеет чрезвычайно важное значение:

1. Сила тяжести создает фигуру Земли, она является одной из ведущих эндогенных сил. Благодаря ей, выпадают атмосферные осадки, текут реки, формируются горизонты подземных вод, наблюдаются склоновые процессы. Давление масс вещества, реализующееся в процессе гравитационной дифференциации в нижней мантии, наряду с радиоактивным распадом порождает тепловую энергию – источник внутренних (эндогенных) процессов, перестраивающих литосферу.

2. Земное тяготение уплотнило внутреннее вещество Земли и, независимо от его химического состава, сформировало плотное ядро.

3. Главным в истории планеты с геофизической точки зрения является процесс гравитационной дифференциации вещества – расслоение в соответствии с его плотностью в поле силы тяжести. В результате такого расслоения возникли геосферы, каждая из которых сложена веществом одного агрегатного состояния и сходной плотности.

4. Сила тяжести удерживает газовую и водную оболочки планеты. Атмосферу планеты покидают только самые легкие молекулы водорода и гелия.

5. Сила тяжести обуславливает стремление земной коры к изостатическому равновесию. Силой тяжести объясняется максимальная высота гор; считается, что на нашей Земле не может быть гор выше 9 км.

6. Астеносфера – размягченный теплом слой, допускающий движение литосферы, тоже функция силы тяжести, поскольку расплавление вещества происходит при благоприятном соотношении количества тепла и величины сжатия (давления).

7. Шаровая фигура гравитационного поля определяет два основных вида форм рельефа на земной поверхности – конические и равнинные, которые соответствуют двум универсальным формам симметрии – конической и билатеральной.

8. Направление силы тяжести к центру Земли, помогает животным удерживать вертикальное положение.

Тепловой режим поверхностного слоя земной коры (в среднем до 30 м) имеет температуру, определяемую солнечным теплом. Это *гелиометрический слой*, испытывающий сезонные колебания температуры. Ниже – еще более тонкий горизонт постоянной температуры (около 20 м), соответствующий среднегодовой температуре места наблюдения. Ниже постоянного слоя температура с глубиной нарастает – *геотермический слой*. Для количественного определения величины этого нарастания двумя взаимно связанными понятиями. Изменение температуры при

углублении в землю на 100 м называется *геотермическим градиентом*. Его величина колеблется от 0,1 до 0,01° С/м и зависит от состава горных пород, условий их залегания. Расстояние по отвесу, на которое необходимо углубиться, чтобы получить повышение температуры на 1°, называется *геотермической ступенью* (колеблется от 10 до 100 м/°С).

**Земной магнетизм** – свойство Земли, обуславливающее существование вокруг нее магнитного поля, вызванного процессами, происходящими на границе ядро – мантия. Впервые о том, что Земля – магнит, человечество узнало благодаря работам У. Гильберта.

**Магнитосфера** – область околоземного пространства, заполненная заряженными частицами, движущимися в магнитном поле Земли. Она отделена от межпланетного пространства магнитопаузой. Это внешняя граница магнитосферы. В основе образования магнитного поля лежат внутренние и внешние причины. Постоянное магнитное поле образуется благодаря электрическим токам, возникающим во внешнем ядре планеты. Солнечные корпускулярные потоки образуют переменное магнитное поле Земли. Наглядное представление о состоянии магнитного поля Земли дают магнитные карты. Магнитные карты составляются на пятилетний срок – магнитную эпоху.

Нормальное магнитное поле было бы у Земли, будь она однородно намагниченным шаром. Земля в первом приближении представляет собой магнитный диполь – стержень, концы которого имеют противоположные магнитные полюса. Места пересечения магнитной оси диполя с земной поверхностью называются *геомагнитными полюсами*. Геомагнитные полюса не совпадают с географическими и медленно движутся со скоростью 7–8 км/год. Отклонения реального магнитного поля от нормального (теоретически рассчитанного) называются магнитными аномалиями. Они могут быть мировыми (Восточно-Сибирский овал), региональными (КМА) и локальными, связанными с близким залеганием к поверхности магнитных пород.

Магнитное поле характеризуется тремя величинами: магнитным склонением, магнитным наклоном и напряженностью. *Магнитное склонение* – угол между географическим меридианом и направлением магнитной стрелки. Склонение бывает восточным (+), если северный конец стрелки компаса отклоняется к востоку от географического меридиана, и западным (–), когда стрелка отклоняется к западу. *Магнитное наклонение* – угол между горизонтальной плоскостью и направлением магнитной стрелки, подвешенной на горизонтальной оси. Наклонение положительное, когда северный конец стрелки смотрит вниз, и отрицательное, если северный конец направлен вверх. Магнитное наклонение

изменяется от 0 до 90°. Сила магнитного поля характеризуется *напряженностью*. Напряженность магнитного поля небольшая составляет на экваторе 20–28 А/м, на полюсе – 48–56 А/м.

Магнитосфера имеет каплевидную форму (рис. 5). На стороне, обращенной к Солнцу, ее радиус равен 10 радиусам Земли, на ночной стороне под влиянием «солнечного ветра» увеличивается до 100 радиусов.

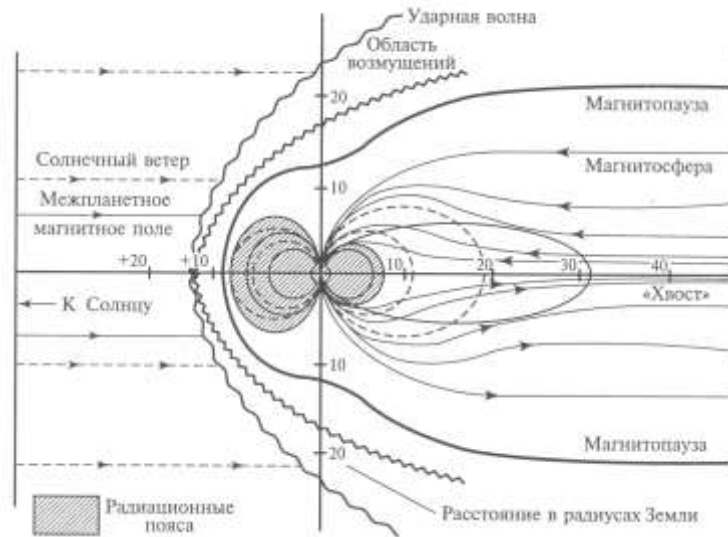


Рис.5. Каплевидная форма магнитосферы Земли

Форма обусловлена воздействием солнечного ветра, который, наталкиваясь на магнитосферу Земли, обтекает ее. Заряженные частицы, достигая магнитосферы, начинают двигаться по магнитным силовым линиям и образуют *радиационные пояса*. Внутренний радиационный пояс состоит из протонов, имеет максимальную концентрацию на высоте 3500 км над экватором. Внешний пояс образован электронами, простирается до 10 радиусов. У магнитных полюсов высота радиационных поясов уменьшается, здесь возникают области, в которых заряженные частицы вторгаются в атмосферу, ионизируя газы атмосферы и вызывая полярные сияния.

Географическое значение магнитосферы очень велико: она защищает Землю от корпускулярного солнечного и космического излучения. С магнитными аномалиями связан поиск полезных ископаемых. Магнитные силовые линии помогают ориентироваться в пространстве туристам, кораблям.

### 3.3. Возраст Земли. Геохронология

Земля возникла как холодное тело из скопления твердых частиц и тел, подобных астероидам. Среди частиц были и радиоактивные. Попадая внутрь Земли, они распадались с выделением тепла. Пока размеры Земли были невелики, тепло легко уходило в межпланетное пространство. Но с нарастанием объема Земли производство радиоактивного тепла стало превышать его утечку. Оно накапливалось и разогревало недра планеты, приводя их в размягченное, пластическое состояние, которое и открыло возможности для *гравитационной дифференциации вещества* – всплытия более легких минеральных масс к поверхности (давая начало образованию земной коры) и постепенного опускания более тяжелых – к центру (начало формирования металлического ядра). Интенсивность дифференциации с глубиной затухала, т.к. в этом же направлении в связи с увеличением давления возрастала вязкость вещества. Земное ядро не было захвачено дифференциацией, сохранило свой первозданный силикатный состав. Но резко уплотнилось из-за высочайшего давления, превысившего миллион атмосфер. Можно выделить несколько этапов в развитии Земли:

1. Стадия первоначального сгустка материи в материнском пылегазовом облаке.

2. Стадия небольшой планеты (сравнимой по объему с нынешним Меркурием), уже способной удерживать вокруг себя постоянную газовую оболочку. Зачатки тектонической деятельности (источники энергии: распад радиоактивных веществ и, возможно, начало гравитационной дифференциации). Выделение с изверженными породами газов  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $NH_4$ , и включение их в состав первичной атмосферы.

3. Земля достигает современных размеров. Ее внешняя каменная оболочка базальтового состава. Накопление неживого органического вещества и развитие его в сторону образования высокомолекулярных соединений.

4. Появление доклеточных форм жизни. Организмы только гетеротрофные.

5. Появление одноклеточных организмов и возникновение автотрофных живых существ. Обогащение атмосферы свободным кислородом и азотом за счет жизнедеятельности микроорганизмов.

Возраст Земли устанавливается с помощью радиоактивного метода, применять его можно только к породам, содержащим радиоактивные элементы. Если считать, что весь аргон на Земле – продукт распада калия-49, то возраст Земли будет не менее 4 млрд. лет. Подсчеты О.Ю. Шмидта дают еще более высокую цифру – 7,6 млрд. лет. В.И. Баранов для исчисления возраста Земли взял отношение между современ-



ными количествами урана-238 и актиноурана (урана-235) в горных породах и минералах и получил возраст урана (вещества, из которого потом возникла планета) 5–7 млрд. лет.

Таким образом, возраст Земли определяется в интервале 4–6 млрд. лет. Непосредственно восстановить историю развития земной поверхности удастся пока в общих чертах, начиная с тех времен, от которых сохранились древнейшие горные породы, т.е. примерно за 3–3,5 млрд. лет (С.В. Калесник).

Геохронология – обозначение времени и последовательности образования горных пород. Если залегание горных пород не нарушено, то каждый слой моложе того, на котором он залегает. Верхний слой образовался позднее всех лежащих ниже.

Историю Земли обычно делят на два **эона: криптозой** (скрытый и жизнь: нет останков скелетной фауны) и **фанерозой** (явный и жизнь). Криптозой включает две **эры: архей** (4 500 млн. лет назад) и **протерозой** (2 600 млн. лет назад). Фанерозой охватывает последние 570 млн. лет, в нем выделяют **палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры**, которые, в свою очередь, делятся на **периоды**. Часто весь период до фанерозоя называют *докембрием* (кембрий – первый период палеозойской эры) (табл. 1).

Таблица 1

## Геохронологическая шкала

Эон	Эра	Продолжительность, млн. лет	Период	Начало, млн. лет	Продолжительность, млн. лет	Эпоха	Начало, млн. лет	Продолжи тельность, млн. лет
ФАНЕРОЗОЙ (570 млн. лет)	Кайнозойская Kz	65	Четвертичный (антропогеновый)Q	1,6	1,6	Голоцен	0,01	0,01
						Плейстоцен	0,8	0,8
						Эоплейстоцен	1,6	0,7
			Неогеновый N	24,6	23,0	Плиоцен	5,15	3,5
						Миоцен	24,6	19,5
						Олигоцен	38,0	13,4
			Палеогеновый P	65	40,4	Эоцен	54,9	16,9
						Палеоцен	65	10,1
						Верхний	97,5	32,5
	Мезозойская Mz	183	Меловой K	144	79	Нижний	144	46,5
						Верхний	163	19
			Юрский J	213	69	Средний	188	25
						Нижний	213	25
						Верхний	231	18
			Триасовый T	248	35	Средний	243	12
						Нижний	248	5
						Верхний	258	10
			Палеозойская Pz	322	Пермский P	286	38	Нижний
	Верхний	300						14
	Каменноугольный C	360			74	Средний	320	20
						Нижний	360	40
						Верхний	374	14
	Девонский D	408			48	Средний	387	13
						Нижний	408	21
						Верхний	421	13
	Силурийский S	438			30	Нижний	438	17
						Верхний	448	10
Ордовикский O	505	67			Средний	478	30	
					Нижний	505	27	
					Верхний	523	18	
Кембрийский ě	570	65			Средний	540	17	
					Нижний	570	30	



## ТЕМА 4 ЛИТОСФЕРА

### 4.1. Состав и строение литосферы

Термин «литосфера» употребляется в науке с середины XIX в., но современное значение он приобрел менее полувека назад. Еще в геологическом словаре издания 1955 г. сказано: *литосфера* – то же, что земная кора. В словаре издания 1973 г. и в последующих: *литосфера*... в современном понимании включает земную кору... и жесткую *верхнюю часть верхней мантии* Земли. Верхняя мантия – это геологический термин, обозначающий очень большой слой; верхняя мантия имеет мощность до 500, по некоторым классификациям – свыше 900 км, а в состав литосферы входят лишь верхние от нескольких десятков до двух сотен километров.

Земная кора сложена горными породами разного состава и происхождения. По происхождению горные породы подразделяют на *магматические, осадочные и метаморфические*.

Магматические породы образуются в недрах Земли в условиях высоких температур и давлений в результате кристаллизации магмы. Они составляют 95 % массы вещества, слагающего земную кору. В зависимости от условий, в которых происходил процесс застывания магмы, формируются интрузивные (образовавшиеся на глубине) и эффузивные (излившиеся на поверхность) горные породы. К интрузивным породам относятся гранит, габбро, к изверженным – базальт, липарит, вулканический туф и др.

Осадочные породы образуются на земной поверхности различными путями. Часть из них формируется из продуктов разрушения пород, образовавшихся ранее (обломочные: пески, галечники), часть – за счет жизнедеятельности организмов (органогенные: известняки, мел, ракушечник; кремнистые породы, каменный и бурый уголь, некоторые руды), глинистые (глины), химические (каменная соль, гипс).

Метаморфические породы образуются в результате превращения пород другого происхождения (магматических, осадочных) под воздействием различных факторов: высокой температуры и давления в недрах, контакта с породами другого химического состава и т.д. (гнейсы, кристаллические сланцы, мрамор и др.).

Большую часть объема земной коры занимают кристаллические породы магматического и метаморфического происхождения (около 90 %). Однако для географической оболочки более существенна роль маломощного и прерывистого осадочного слоя, который на большей части земной

поверхности непосредственно контактирует с водой, воздухом, принимает активное участие в географических процессах (мощность – 2,2 км: от 12 км в прогибах, до 400 – 500 м в океаническом ложе). Наиболее распространены – глины и глинистые сланцы, пески и песчаники, карбонатные породы. Важную роль в географической оболочке играют лёссы и лёссовидные суглинки, слагающие поверхность земной коры во внеледниковых районах северного полушария.

В земной коре – верхней части литосферы – обнаружено 90 химических элементов, но только 8 из них широко распространены и составляют 97,2 %. По А.Е. Ферсману, они распределяются следующим образом: кислород – 49 %, кремний – 26, алюминий – 7,5, железо – 4,2, кальций – 3,3, натрий – 2,4, калий – 2,4, магний – 2,4 %.

По строению и мощности выделяют четыре типа земной коры, которые соответствуют четырем наиболее крупным формам поверхности Земли (рис. 6).

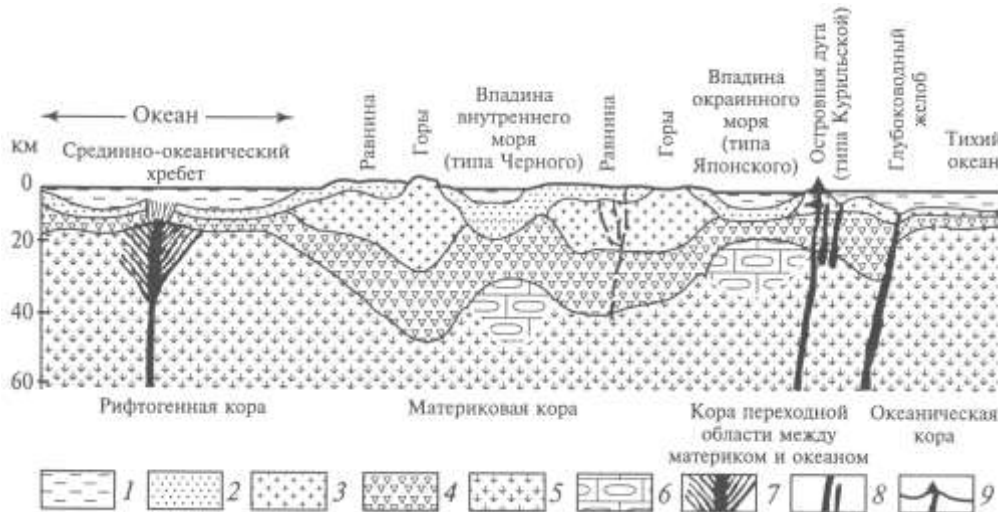


Рис. 6. Типы земной коры (по М.В. Муратову): 1 - вода, 2 – осадочный слой, 3 – гранитный слой, 4 - базальтовый слой, 5 – мантия Земли, 6 – участки мантии, сложенные породами повышенной мощности, 7 – участки мантии, сложенные породами пониженной мощности, 8 – глубинные разломы, 9 – вулканический конус

Первый тип называется *материковым*, его мощность 30–40 км, под молодыми горами она увеличивается до 80 км. Этот тип земной коры соответствует в рельефе материковым выступам (включается подводная окраина материка). Наиболее распространено деление ее на три слоя: осадочный, гранитный и базальтовый. *Осадочный слой*, толщиной до 15–20 км, сложен слоистыми осадками (преобладают глины и глинистые сланцы, широко представлены песчаные, карбонатные и вулканогенные

породы). *Гранитный слой* (мощность 10–15 км) состоит из метаморфических и изверженных кислых пород с содержанием кремнезема свыше 65 %, близких по своим свойствам к граниту; наиболее распространены гнейсы, гранодиориты и диориты, граниты, кристаллические сланцы). Нижний слой, наиболее плотный, толщиной 15–35 км, получил название *базальтового* за сходство с базальтами. Средняя плотность материковой коры 2,7 г/см<sup>3</sup>. Между гранитным и базальтовым слоями лежит граница Конрада, названная по фамилии открывшего ее австрийского геофизика. Название слоев – гранитный и базальтовый – условны, они даны по скоростям прохождения сейсмических волн. Современное название слоев несколько иное (Е.В. Хаин, М.Г. Ломизе): второй слой называется гранитно-метаморфическим, т.к. собственно гранитов в нем почти нет, сложен он гнейсами и кристаллическими сланцами. Третий слой – гранулитобазитовый, его образуют сильнометаморфизованные горные породы (табл. 2).

Таблица 2

**Химический состав континентальной и океанической коры**  
(по С.В. Аплонову, 2001)

Оксиды	Содержание, %	
	Континентальная кора	Океаническая кора
SiO <sub>2</sub>	60,2	48,6
TiO <sub>2</sub>	0,7	1,4
Al <sub>2</sub> O	15,2	16,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,5	2,3
FeO	3,8	6,2
MnO	0,1	0,2
MgO	3,1	6,8
CaO	5,5	12,3
Na <sub>2</sub> O	3,0	2,6
K <sub>2</sub> O	2,8	0,4

Второй тип земной коры – *переходный, или геосинклинальный* – соответствует переходным зонам (геосинклиналям). Расположены переходные зоны у восточных берегов материка Евразии, у восточных и западных берегов Северной и Южной Америки. Имеют следующее классическое строение: котловина окраинного моря, островные дуги и глубоководный желоб. Под котловинами морей и глубоководными желобами нет гранитного слоя, земная кора состоит из осадочного слоя повышенной мощности и базальтового. Гранитный слой появляется только в островных дугах. Средняя мощность геосинклинального типа земной коры 15–30 км.

Третий тип – *океаническая* земная кора, соответствует ложу океана, мощность коры 5–10 км. Имеет двухслойное строение: первый слой – осадочный, образован глинисто-кремнисто-карбонатными породами; второй слой состоит из полнокристаллических магматических пород основного состава (габбро). Между осадочным и базальтовым слоями выделяется промежуточный слой, состоящий из базальтовых лав с прослоями осадочных пород. Поэтому иногда говорят о трехслойном строении океанической коры.

Четвертый тип – *рифтогенная* земная кора, характерна для срединно-океанических хребтов, ее мощность 1,5–2 км. В срединно-океанических хребтах близко к поверхности подходят породы мантии. Мощность осадочного слоя 1–2 км, базальтовый слой в рифтовых долинах выклинивается.

## 4.2. Концепции развития литосферы

До настоящего времени нет единого представления о путях развития литосферы. Существует несколько тектонических концепций, каждая из которых хотя и основана на бесспорных фактах, однако отражает одну сторону тектонической истории Земли, не охватывая общего ее хода, и противоречит другим фактам, которые, в свою очередь, удачно объясняются другой теорией. Такое состояние тектонической проблемы объясняется тем, что геология и геофизика основывают свои выводы на исследовании материков, которые занимают всего 29,2% Земли, а изучение океанического дна, т.е. большей части планеты, только еще началось.

Представители фиксизма (от лат. неподвижный, неизменный) исходят из утверждения о фиксированном положении континентов на поверхности Земли и преобладании вертикальных движений в тектонических деформациях пластов земной коры. Сторонники мобилизма (от лат. – подвижный) доказывают, что блоки литосферы движутся и первостепенную роль отводят горизонтальным движениям. Основные идеи мобилизма были сформулированы А. Вегенером (1880–1930) как гипотеза дрейфа материков. Новые данные, полученные во второй половине XX в., позволили развить это направление до современной теории неомобилизма, объясняющей динамику процессов в земной коре дрейфом крупных литосферных плит.

Согласно гипотезе А. Вегенера, до верхнего палеозоя земная кора была собрана в материк Пангею, окруженную водами океана Панталасса (частью этого океана было море Тетис). В мезозое начались расколы и дрейф (плавание) отдельных ее глыб (материков). Материки, сложенные относительно легким веществом, которое Вегенер называл

«сиаль» (силициум-алюминий), «плавали» по поверхности вещества более тяжелого – «сима» (силициум-магний). Первой отделилась и сместилась к западу Ю. Америка, затем Африка, позднее Антарктида, Австралия и С. Америка.

Разработанный позднее вариант гипотезы мобилизма допускает существование в прошлом двух гигантских пра-материков – Лавразии и Гондваны. Из первой образовались С. Америка и Азия, из второй – Ю. Америка, Африка, Антарктида и Австралия, Аравия и Индостан.

Поначалу данная гипотеза (теория мобилизма) покорила всех, ее приняли с восторгом, но через 2–3 десятилетия выяснилось, что физические свойства пород не допускают такого «плавания», и на теории дрейфа материков был поставлен жирный крест. Вплоть до 1960-х гг. господствующей системой воззрений на динамику и развитие земной коры была т. н. теория фиксизма, утверждавшая неизменное (фиксированное) положение континентов на поверхности Земли и ведущую роль вертикальных движений в развитии земной коры.

Лишь к 60-м годам, когда уже была открыта общемировая система срединно-океанических хребтов, построили практически новую теорию, в которой от гипотезы А. Вегенера осталось только изменение взаимного расположения материков, в частности объяснение сходства очертаний континентов по обе стороны Атлантики.

Важнейшее отличие современной тектоники плит (новая глобальная тектоника) от гипотезы А. Вегенера состоит в том, что у А. Вегенера материки двигались по веществу, которым сложено океаническое дно, в современной же теории в движении участвуют плиты, в состав которых входят участки и суши и дно океана; границы между плитами могут проходить и по дну океана, и по суше, и по границам материков и океанов.

Движение литосферных плит (крупнейшие: Евразийская, Индо-Австралийская, Тихоокеанская, Африканская, Северо-Американская, Южно-Американская, Антарктическая) происходит по астеносфере – слою верхней мантии, который подстилает литосферу и обладает вязкостью и пластичностью. В местах срединно-океанических хребтов литосферные плиты наращиваются за счет вещества, поднимающегося из недр, и раздвигаются по оси разломов или *рифтов* в стороны – **спрединг** (англ. *spreading* – расширение, распространение). Но поверхность земного шара не может увеличиваться. Возникновение новых участков земной коры по сторонам от срединно-океанических хребтов должно где-то компенсироваться ее исчезновением. Если мы считаем, что литосферные плиты достаточно устойчивы, естественно предположить, что исчезновение коры, как и образование новой, должно происходить на границах



сближающихся плит. При этом существует три различных варианта:

- сближаются два участка океанической коры;
- участок континентальной коры сближается с участком океанической;
- сближаются два участка континентальной коры.

Процесс, происходящий при сближении участков океанической коры, может быть схематически описан так: край одной плиты несколько поднимается, образуя островную дугу; другой уходит под него, здесь уровень верхней поверхности литосферы понижается, формируется глубоководный океанический желоб. Таковы Алеутские острова и обрамляющий их Алеутский желоб, Курильские острова и Курило-Камчатский желоб, Японские острова и Японский желоб, Марианские острова и Марианский желоб в Тихом океане. В Атлантическом – Антильские острова и желоб Пуэрто-Рико, Южные Сандвичевы острова и Южно-Сандвичев желоб. Движение плит относительно друг друга сопровождается значительными механическими напряжениями, поэтому во всех этих местах наблюдаются высокая сейсмичность, интенсивная вулканическая деятельность. Очаги землетрясений располагаются в основном на поверхности соприкосновения двух плит и могут быть на большой глубине. Край плиты, ушедшей вглубь, погружается в мантию, где постепенно превращается в мантийное вещество. Погружающаяся плита подвергается разогреву, из нее выплавляется магма, которая изливается в вулканах островных дуг.

Процесс погружения одной плиты под другую носит название **субдукция** (буквально – поддвигание). Когда движутся друг другу навстречу участки континентальной и океанической коры, процесс идет примерно также, как в случае встречи двух участков океанической коры, только вместо островной дуги образуется мощная цепь гор вдоль берега материка. Так же погружается океаническая кора под материковый край плиты образуя глубоководные желоба (характерны интенсивные вулканические и сейсмические процессы). Типичный пример – Кордильеры Центральной Америки и Центральноамериканский желоб; Анды Южной Америки и идущая вдоль берега система желобов – Перуанский и Чилийский.

При сближении двух участков континентальной коры край каждой из них испытывает складкообразование (характерны разломы, формируются горы, интенсивны сейсмические процессы). Наблюдается и вулканизм, но меньше, чем в первых двух случаях, т.к. земная кора в таких местах очень мощная. Так образовался Альпийско-Гималайский горный пояс, протянувшийся от Северной Африки и западной оконечности Европы через всю Евразию до Индокитая; в его состав входят самые высокие горы на Земле, по всему его протяжению наблюдается высокая сей-

смичность, на западе пояса есть действующие вулканы (рис. 7).

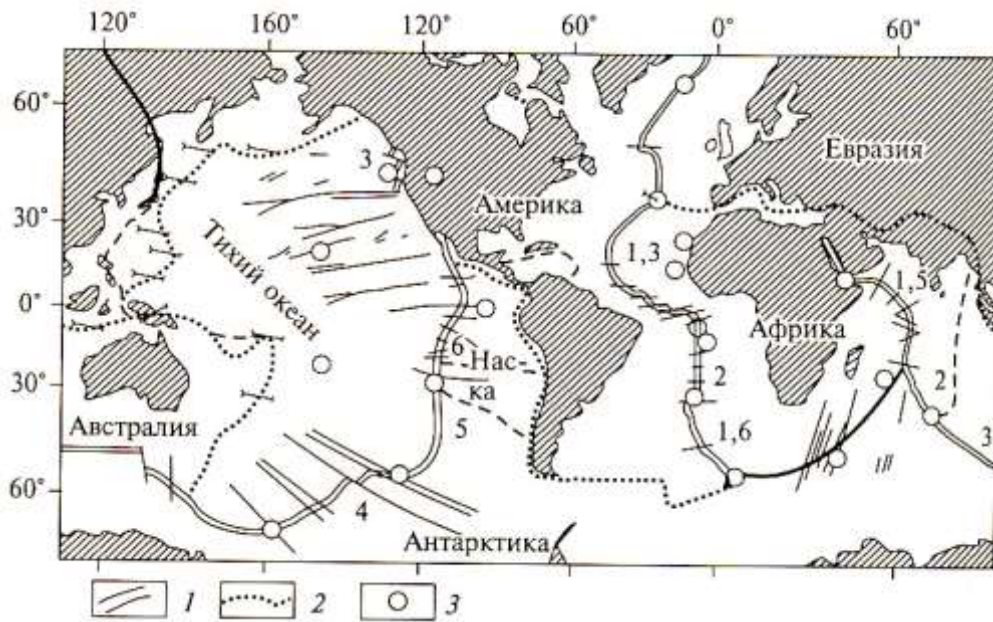


Рис. 7. Крупные литосферные плиты

- 1 – границы расходящихся плит (цифры показывают скорость спрединга, см/год); 2 – границы сходящихся плит (желоба и цепи альпийских гор); 3 – мантийные струи, или вулканизм «горячих точек»

Согласно прогнозу, при сохранении общего направления движения литосферных плит, значительно расширятся Атлантический океан, Восточно-Африканские рифты (они заполнятся водами МО) и Красное море, которое напрямую соединит Средиземное море с Индийским океаном.

Основные положения новой глобальной тектоники состоят в следующем:

1. Литосфера Земли, включающая кору и самую верхнюю часть мантии, подстилается более пластичной, менее вязкой оболочкой – астеносферой.

2. Литосфера разделена на ограниченное число крупных, несколько тысяч километров в поперечнике, и среднего размера (около 1000 км) относительно жестких и монолитных плит.

3. Литосферные плиты перемещаются друг относительно друга в горизонтальном направлении; характер этих перемещений может быть тройным: а) раздвиг (спрединг) с заполнением образующегося зияния новой корой океанического типа; б) поддвиг (субдукция) океанской плиты под континентальную или океаническую же с возникновением над зоной субдукции вулканической дуги или окраинно-континентального вулкана.

но-плутонического пояса; в) скольжение одной плиты относительно другой по вертикальной плоскости т. н. трансформных разломов, поперечных к осям срединных хребтов.

4. Перемещение литосферных плит по поверхности астеносферы подчиняется теореме Эйлера, гласящей, что перемещение сопряженных точек на сфере происходит вдоль окружностей, проведенных относительно оси, проходящей через центр Земли; места выхода оси на поверхность получили название полюсов вращения, или раскрытия.

5. В масштабе планеты в целом спрединг автоматически компенсируется субдукцией, т. е. сколько за данный промежуток времени рождается новой океанической коры, столько же более древней океанической коры поглощается в зонах субдукции, благодаря чему объем Земли остается неизменным.

6. Перемещение литосферных плит происходит под действием конвективных течений в мантии, включая астеносферу. Под осями раздвига срединных хребтов образуются восходящие течения; они превращаются в горизонтальные на периферии хребтов и в нисходящие в зонах субдукции на окраинах океанов. Сама конвекция имеет своей причиной накопление тепла в недрах Земли вследствие его выделения при распаде естественно-радиоактивных элементов и изотопов.

Новые геологические материалы о наличии вертикальных токов (струй) расплавленного вещества, поднимающихся от границ самого ядра и мантии к земной поверхности, легли в основу построения новой, т. н. «плюмовой» тектоники, или гипотезы плюмов. Она опирается на представления о внутренней (эндогенной) энергии, сосредоточенной в нижних горизонтах мантии и во внешнем жидком ядре планеты, запасы которой практически неисчерпаемы. Высокоэнергетические струи (плюмы) пронизывают мантию и устремляются в виде потоков в земную кору, определяя тем самым все особенности тектоно-магматической деятельности. Некоторые приверженцы плюмовой гипотезы склонны даже считать, что именно этот энергообмен лежит в основе всех физико-химических преобразований и геологических процессов в теле планеты.

В последнее время многие исследователи все больше стали склоняться к мысли, что неравномерным распределением эндогенной энергии Земли, как и периодизацией некоторых экзогенных процессов, управляют внешние по отношению к планете (космические) факторы. Из них наиболее действенной силой, непосредственно влияющей на геодинамическое развитие и преобразование вещества Земли, по-видимому, служит эффект гравитационного воздействия Солнца, Луны и других планет, с учётом инерционных сил вращения Земли вокруг своей оси и её движе-

ния по орбите. Основанная на этом постулате *концепция центробежно-планетарных мельниц* позволяет, во-первых, дать логическое объяснение механизму дрейфа материков, во-вторых – определить главные направления подлитосферных потоков.

### 4.3. Движения литосферы. Эпейрогенез. Орогенез

Взаимодействие земной коры с верхней мантией – причина глубинных тектонических движений, возбуждаемых вращением планеты, тепловой конвекцией или гравитационной дифференциацией вещества мантии (медленное опускание более тяжелых элементов вглубь и поднятие более легких кверху), зона их появления до глубины около 700 км получила название **тектоносферы**.

Существует несколько классификаций тектонических движений, каждая из которых отражает одну из сторон – направленность (вертикальные, горизонтальные), место проявления (поверхностные, глубинные) и т.п.

С географической точки зрения удачным представляется деление тектонических движений на колебательные (эпейрогенические) и складкообразовательные (орогенические).

Сущность **эпейрогенических движений** сводится к тому, что огромные участки литосферы испытывают медленные поднятия или опускания. Они являются преимущественно вертикальными, глубинными, проявление их не сопровождается резким изменением первоначального залегания горных пород. Эпейрогенические движения были повсюду и во все времена геологической истории. Происхождение колебательных движений удовлетворительно объясняется гравитационной дифференциацией вещества в Земле: восходящим токам вещества отвечают поднятия земной коры, нисходящим – опускания. Скорость и знак (поднятие – опускание) колебательных движений меняются и в пространстве, и во времени. В их последовательности наблюдается цикличность с интервалами от многих миллионов лет до нескольких тысяч столетий.

Для становления современных ландшафтов большое значение имели колебательные движения недавнего геологического прошлого – неогена и четвертичного периода. Они получили название *новейших* или *неотектонических*. Размах неотектонических движений очень значителен. В горах Тянь-Шаня, например, их амплитуда достигает 12–15 км и без неотектонических движений на месте этой высокой горной страны существовал бы пенеплен – почти равнина, возникшая на месте разрушенных гор. На равнинах амплитуда неотектонических движений намного меньше, но и здесь многие формы рельефа – возвышенности и

низменности, положение водоразделов и речных долин – связаны с неотектоникой. Новейшая тектоника проявляется и в настоящее время. Скорость современных тектонических движений измеряется миллиметрами, реже первыми сантиметрами (в горах). На Русской равнине максимальные скорости поднятия до 10 мм в год установлены для Донбасса и северо-востока Приднепровской возвышенности, максимальные опускания, до 11,8 мм в год – в Печорской низменности.

Следствиями эпейрогенических движений являются:

1. Перераспределение соотношения между площадями суши и моря (регрессия, трансгрессия). Лучше всего изучать колебательные движения, следя за поведением береговой линии. При колебательных движениях граница между сушей и морем смещается вследствие расширения площади моря за счет сокращения площади суши или сокращения площади моря за счет увеличения площади суши. Если суша поднимается, а уровень моря остается неизменным, то ближайшие к береговой линии участки морского дна выступают на дневную поверхность – происходит *регрессия*, т.е. отступление моря. Опускание суши при неизменном уровне моря, либо повышение уровня моря при стабильном положении суши влечет *трансгрессию* (наступление) моря и затопление более или менее значительных участков суши. Таким образом, главной причиной трансгрессий и регрессий являются поднятия и опускания твердой земной коры. Значительное увеличение площади суши или моря не может не сказаться на характере климата, который становится более морским или более континентальным, что с течением времени должно отразиться на характере органического мира и почвенного покрова, изменится конфигурация морей и материков. В случае регрессии моря некоторые материки, острова могут соединиться, если разделяющие их проливы были неглубокими. При трансгрессии, наоборот, происходит разъединение масс суши на обособленные материки или отделение от материка новых островов. Наличием колебательных движений в значительной степени объясняется эффект разрушительной деятельности моря. Медленная трансгрессия моря на крутые побережья сопровождается выработкой *абразионной* (абразия – срезание морем берега) поверхности и ограничивающего ее со стороны суши абразионного уступа.

2. В связи с тем, что колебания земной коры происходят в разных точках либо с разным знаком, либо с разной интенсивностью – меняется сам вид земной поверхности. Чаще всего поднятия или опускания, охватывающие обширные районы, создают на ней крупные волны: при поднятиях – купола огромных размеров, при опусканиях – чаши и огромные депрессии

При колебательных движениях может случиться, что один участок поднимается, а соседний с ним опускается. На границе между такими различно движущимися участками (а также и внутри каждого из них) происходят разрывы, в силу чего отдельные глыбы земной коры приобретают самостоятельное движение. Подобный разрыв, при котором горные породы перемещаются вверх или вниз друг относительно друга вдоль вертикальной или почти вертикальной трещины, называется *сбросом*. Образование сбросовых трещин есть следствие растяжения земной коры, а растяжение почти всегда связывается с областями поднятия, где литосфера вспучивается, т.е. профиль ее делается выпуклым.

**Складкообразовательные движения** – движения земной коры, в результате которых образуются складки, т.е. различной сложности волнообразный изгиб пластов. Они отличаются от колебательных (эпейрогенических) рядом существенных признаков: эпизодичны во времени, в отличие от колебательных, которые никогда не прекращаются; не повсеместны, и каждый раз приурочены к относительно ограниченному участку земной коры. Охватывая очень большие промежутки времени, складкообразовательные движения, тем не менее, протекают быстрее, чем колебательные, и сопровождаются высокой магматической активностью. В процессах складкообразования движение вещества земной коры всегда идет по двум направлениям: и горизонтально, и вертикально, т.е. тангенциально и радиально. Следствием тангенциального движения и является образование складок, надвигов и т.п. Движение вертикальное приводит к поднятию сминаемого в складки участка литосферы и к его геоморфологическому оформлению в виде высокого вала – горного хребта. Складкообразовательные движения характерны для геосинклинальных областей и слабо представлены или совсем отсутствуют на платформах.

*Колебательные и складкообразовательные движения – это две крайние формы единого процесса движения земной коры. Колебательные движения первичны, универсальны, временами, при определенных условиях и на определенных территориях они перерастают в движения орогенические: в поднимающихся участках возникает складчатость.*

Наиболее характерным внешним выражением сложных процессов движения земной коры является образование гор, горных хребтов и горных стран. Вместе с тем на участках различной «жесткости» оно протекает по-разному. В областях развития мощных толщ осадков, еще не подвергавшихся складкообразованию и, следовательно, не утеревших способность к пластическим деформациям, сначала происходит образование складок, а затем вздымание всего сложного складчатого комплек-

са. Возникает громадная выпуклость антиклинального типа, которая впоследствии, будучи расчлененной деятельностью рек, превращается в горную страну.

В областях, уже подвергшихся складчатости в прошлые периоды своей истории, поднятие земной коры и образование гор совершается без нового складкообразования, с господствующим развитием сбросовых дислокаций. Эти два случая наиболее характерны и отвечают двум главным типам горных стран: типу складчатых гор (Альпы, Кавказ, Кордильеры, Анды) и типу глыбовых гор (Тянь-Шань, Алтай).

Подобно тому, как горы на Земле свидетельствуют о поднятиях земной коры, равнины свидетельствуют об опусканиях. Чередование выпуклостей и впадин наблюдается и на дне океана, следовательно, и оно затронуто колебательными движениями (подводные плато и котловины говорят о погруженных платформенных структурах, подводные хребты – о затопленных горных странах).

#### 4.4. Геосинклинали и платформы

**Геосинклинальные области и платформы** образуют главнейшие структурные блоки земной коры, находящие отчетливое выражение в современном рельефе.

Самыми молодыми структурными элементами материковой земной коры являются геосинклинали. **Геосинклиналь** – это высокоподвижный, линейно-вытянутый и сильно расчлененный участок земной коры, характеризующийся разнонаправленными тектоническими движениями высокой интенсивности, энергичными явлениями магматизма, включая вулканизм, частыми и сильными землетрясениями. Геологическая структура, возникшая там, где движения имеют геосинклинальный характер, носит название *складчатой зоны*. Таким образом, очевидно, что складкообразование характерно, прежде всего, для геосинклиналей, здесь оно проявляется в наиболее полной и яркой форме. Процесс геосинклинального развития сложен и во многом еще не достаточно изучен.

В своём развитии геосинклиналь проходит несколько стадий. *На ранней стадии* развития в них наблюдается общее погружение и накопление мощных толщ морских осадочных и вулканогенных пород. Из осадочных пород для этой стадии характерны флиши (закономерное, тонкое чередование песчаников, глины и мергелей), а из вулканических – лавы основного состава. *На средней стадии*, когда в геосинклиналях накапливается толща осадочно-вулканических пород мощностью 8–15 км, процессы погружения сменяются постепенным вздыманием, осадочные породы подвергаются складкообразованию, а на больших глубинах

– метаморфизации, по трещинам и разрывам, пронизывающим их, внедряется и застывает кислая магма. В позднюю стадию развития на месте геосинклинали под влиянием общего вздымания поверхности возникают высокие складчатые горы, увенчанные активными вулканами с излиянием лав среднего и основного состава; впадины заполняются континентальными отложениями, мощность которых может достигать 10 км и более. С прекращением процессов вздымания высокие горы медленно, но неуклонно разрушаются, пока на их месте не образуется холмистая равнина – пенеплен – с выходом на поверхность «геосинклинальных низов» в виде глубоко метаморфизованных кристаллических пород. Пройдя геосинклинальный цикл развития, земная кора утолщается, становится устойчивой и жесткой, не способной к новому складкообразованию. Геосинклиналь переходит в иной качественный блок земной коры – *платформу*.

Современными геосинклиналями на Земле являются области, занятые глубоководными морями, относимыми к группам внутренних, полузамкнутых и межостровных морей.

На протяжении геологической истории Земли наблюдался ряд эпох интенсивного складчатого горообразования с последующей сменой геосинклинального режима на платформенный. Наиболее древние из эпох складкообразования относятся к докембрийскому времени, затем следуют *байкальская* (конец протерозоя – начало кембрия), *каледонская или нижнепалеозойская* (кембрий, ордовик, силур, начало девона), *герцинская или верхнепалеозойская* (конец девона, карбон, пермь, триас), *мезозойская (тихоокеанская)*, *альтйская* (конец мезозоя – кайнозой).

В нижнем палеозое около докембрийских платформ существовала геосинклиналь, получившая название каледонской. В конце силура и начале девона – в каледонскую горообразовательную эпоху – на месте этой геосинклинали возникли складчатые горы. Они занимали огромные площади в Европе, Азии, Америке и частично в Африке. До настоящего времени каледонские структуры сохранились в Шотландии (Северо-Шотландское нагорье), Скандинавии (Скандинавские горы), на Шпицбергене, Гренландии (Восточно-Гренландские), Лабрадоре, а также в Забайкалье, по Енисею, на западе Казахстана (Казахский мелкосопочник) и местами в Центральной Азии, т.е. вокруг всех трех северных платформ, а также частично в Австралии.

Во второй половине девонского и в каменноугольном периоде существовала герцинская геосинклиналь. Герцинский возраст имеют Урал, складчатый фундамент Западно-Сибирской низменности, Таймыр, равнины и многие горы Средней и центральной Азии, Месета, Центральный



Французский массив, горы Средней Европы, Аппалачи, Капская область, Австралийские Альпы.

Тихоокеанская геосинклиналь – система островов и горных хребтов – протягивается вдоль побережья Тихого океана по Восточной Азии, Новой Гвинее, Австралии, Новой Зеландии, Антарктическому полуострову и по западным берегам обеих Америк.

Альпийская геосинклиналь простирается от Атласа через Южную Европу, Крым, Кавказ, Переднюю Азию, Гималаи, Бирму до Индонезии, где она пересекается с Тихоокеанской.

Горообразовательные процессы происходили в конце мезозоя в Тихоокеанской геосинклинали и в третичном периоде – в Альпийской.

Геосинклинали в процессе своего развития переходят в платформенные области и таким образом увеличивают площади материков. Горы, возникшие в геосинклиналях, в последующем снижаются выветриванием и денудацией, а корни складок превращаются в фундамент платформы. Многие палеозойские платформы во время альпийской складчатости были затронуты повторным горообразованием и превратились в возрожденные горы.

В настоящее время геосинклинальные процессы характерны для тихоокеанского подвижного пояса (Курило-Камчатская островная гряда, Алеутские, Японские о-ва и др.), Карибского (Антильские о-ва), Средиземного и Черного морей и др. районов Земли.

Для современных геосинклинальных областей характерно сочетание глубоководных океанических желобов (Марианский, Курило-Камчатский), котловин окраинных морей (Японское, Охотское и др.), архипелагов островов (Японских, Курильских и др.).

Области земной коры, охваченные колебательными движениями малого размаха и малой скорости, называются **платформами**. Геологическая структура, возникающая в платформенных условиях, тоже называется платформой. Общей чертой всех платформ помимо их жесткости, служит двухэтажная структура. *Нижний этаж*, или фундамент – наследие геосинклинального режима - состоит из смятых в складки, разбитых на блоки метаморфических пород – гнейсов, кристаллических сланцев и т.д., представляющих собой продукты древнейших складчатостей, которые завершились более 1,5 млрд. лет назад. На фундаменте горизонтально залегает платформенный чехол (*верхний этаж*) – толща слоистых осадочных горных пород, накопившихся в более поздние геологические периоды. Это свидетельствует о небольшом размахе колебательных движений, вызывавших трансгрессии мелководных морей, сменявшихся затем регрессиями морей. Древние платформы отличает относительная

стабильность, отсутствие складчатых движений, слабая дислоцированность. В рельефе им соответствуют большие равнины (включая отдельные внутриплатформенные горные страны). В пределах платформы выделяются следующие крупнейшие структурные единицы: *щиты* (выходы на поверхность кристаллических пород) и *плиты* (породы фундамента погружены на глубину и перекрыты осадочным чехлом). Для платформ также характерно чередование *антеклиз* – обширных пологих поднятий и *синеклиз* – столь же обширных и пологих прогибов. Средняя скорость новейших тектонических движений на платформах – 0,07–0,25 мм/год (в складчатых зонах – 1–3 мм/год).

Древнейшие докембрийские платформы расположены на Земле двумя широтными рядами. Первый находится в северных умеренных широтах (служит основой северных материков) и состоит из **Северо-Американской** (включая Гренландию), **Восточно-Европейской** (Русской) и **Сибирской** платформ, второй ряд составляют платформы экваториальных материков – **Южной Америки**, **Африки** (с Аравией), **Индостана**, **Китая** (Восточно-Китайская, Южно-Китайская) и **Австралии**. В стороне лежит **Антарктическая платформа** (рис. 8).

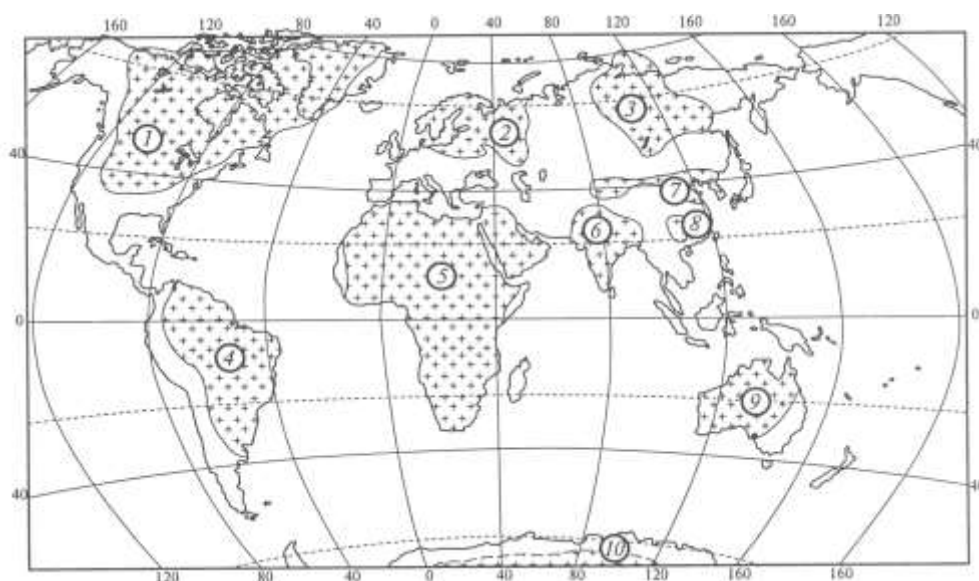


Рис. 8. Докембрийские платформы: 1 – Северо-Американская, 2 – Русская, 3 – Сибирская, 4 – Южно-Американская, 5 – Африкано-Аравийская, 6 – Индостанская, 7, 8 – Китайская, 9 – Австралийская, 10 – Антарктическая

Гипотеза горизонтального движения материков связывает северный ряд платформ с расколом материка Лавразии, а южный ряд рассматривает в качестве частей огромного материка Гондваны.

Кроме докембрийских (по возрасту фундамента – надпротерозойские, или эпипротерозойские; от греч. ері – после, над) существуют платформы байкальские, каледонские и герцинские, получившие название молодых платформ (эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские): Туранская, Западно-Сибирская, Патагонская.

На материках в платформенных областях преобладают низменности, равнины, плато, плоскогорья. Так, в области Русской равнины сформировалась Восточно-Европейская равнина, Южно-Американской платформе отвечают два элемента планетарного рельефа – Амазонская низменность и Бразильское нагорье.

Эпохи складкообразования в фанерозое имели глобальный характер отразились на структуре сложившихся к тому времени платформ. Докембрийские платформы сохраняли стабильность, но более молодые, эпипалеозойские, в ряде крупных регионов испытывали серьезную перестройку, выразившуюся в общем сводовом поднятии, глубоких разломах и крупных вертикальных перемещениях глыб относительно друг друга. В результате *вторичного эпиплатформенного орогенеза возникают складчато-глыбовые горы* (возрожденные горы). Классический пример – Тянь-Шань, где возрождение горного рельефа произошло во время альпийского орогенеза.

**Континентальные рифты** (от англ. rift – щель, разлом) подобно геосинклиналям отличаются повышенной подвижностью земной коры, высокой сейсмичностью и вулканизмом. Однако рифтовые зоны как структурные элементы земной коры полная противоположность геосинклиналям. В геосинклиналях за погружением следует накопление мощных толщ осадков, затем орогенез и как конечный результат – *утолщение континентальной коры*. Рифтовые зоны возникают под влиянием восходящих движений в мантии, которая, внедряясь в земную кору, приподнимает, дробит и частично перерабатывает ее. Осью рифтовой зоны является узкая тектоническая впадина – грабен (от нем. – ров). Рифтовые зоны на материках – это области деградации континентальной коры, ее перерождения в кору океаническую.

Рифты разновозрастны: древние рифтовые зоны платформ называют *авлакогенами* (развивались на протяжении от рифея до кайнозоя). На Русской платформе крупнейшим авлакогеном является Припятско-Днепровско-Донецкий. Современные рифтовые системы были заложены в кайнозое. В их числе – Восточно-Африканская рифтовая система, в Западной Европе – Верхнерейнский грабен, в России – Байкальская рифтовая система.

#### **4.5. Основные геотектуры поверхности Земли: материки и океаны**

Рассмотренные научные концепции с разных позиций объясняют происхождение и развитие основных форм рельефа (совокупность неровностей земной поверхности определенного геологического строения) поверхности земли.

Генетическую классификацию форм рельефа предложили И.П. Герасимов и Ю.А. Мещеряков. Они разделили рельеф на три крупные группы геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры.

**Геотектуры** – это самые крупные (планетарные) формы рельефа, образованные космическими (осевое вращение, взаимодействие планет и спутников) и эндогенными процессами. К геотектурам относятся материковые выступы, ложе океана, переходные зоны и срединно-океанические хребты.

Под **морфоструктурами** в физической географии понимаются крупные подразделения рельефа земной поверхности, в формировании которых ведущая роль принадлежала эндогенным процессам (в основном тектоническим движениям), протекающим в литосфере. Морфоструктурами являются мегаформы и макроформы рельефа: горы в пределах горных стран, части платформенных равнин.

Под воздействием экзогенных (внешних) факторов (текущих вод, ветра, колебаний температуры, снежного и ледникового покрова) земная поверхность расчленяется на **морфоскульптуры** – более мелкие (макроформы – крупные речные долины; мезоформы, микроформы и наноформы) формы рельефа. Главная особенность морфоскульптур – их зональность, так как своеобразие форм, интенсивность их развития зависят от деятельности экзогенных процессов, источником энергии которых служит солнечная радиация.

Площадь поверхности Земли равна 510 млн. км<sup>2</sup>. На долю МО приходится 70,8 % или 361,06 млн. км<sup>2</sup>, на долю суши – 29,2 %, или 149,02 млн. км<sup>2</sup>.

Двум качественно различным типам земной коры – материковому и океаническому – соответствуют два основных уровня планетарного рельефа (геотектуры) – поверхность материков и ложе Мирового океана, а также переходные зоны и срединно-океанические хребты.

**Материки** – изостатически уравновешенный массив материковой земной коры, имеющий структурное ядро в виде древней платформы, к которому примыкают более молодые складчатые структуры.

Материки шесть: Евразия, Африка, Северная Америка, Южная Америка, Антарктида и Австралия. Все материки достаточно хорошо изолированы друг от друга. Соединения Африки с Евразией и Южной

Америки с Северной, будучи узкими и геологически очень молодыми, в сущности, не нарушают этого правила.

Кроме геологически обусловленного деления суши на материки, существует еще деление ее на части света (сложились в ходе культурно-исторического развития), которых тоже шесть: Европа, Азия, Америка, Африка, Антарктида и Австралия. Часть света включает не только материк, но и примыкающие к нему острова. Значительно удаленные от материков острова Тихого океана образуют особую группу, называемую Океанией.

Расположение материков, а также различия в температуре и солёности воды, системе течений, приливов и отливов, позволяет разделить Мировой океан на части, называемые **океанами**. С 1996 года по решению комиссии по географическим названиям выделяют Южный океан (границы его варьируют от 37° ю.ш. до 48° ю.ш. на разных меридианах).

Вдаваясь в сушу, океан образует моря, заливы и проливы, которые в свою очередь, отчленяют от материка полуострова и острова. Моря, по их положению в отношении материков и характеру соединения с океанами могут быть окраинными, внутриматериковыми и средиземными.

Чем больше морей вдается в материк, тем сильнее он расчленен и тем извилистее его береговая линия. Степень расчлененности суши лучше всего выражается отношением площади полуостровов и островов к общей поверхности материка или части света. Из общей площади частей света на острова и полуострова приходится: в Европе 34, Северной Америке 25, Азии 24, Австралии 19, Африке 2,1, Южной Америке 1,1 %.

Обобщенный профиль земной поверхности можно представить **гипсографической кривой**, которая показывает соотношение площадей, лежащих на разных высотах на суше и в океане. Эти соотношения дают очень важную характеристику природы земной поверхности (рис. 9).

Профиль строится следующим образом: размеры площадей, занимающих различные высоты и глубины, снимаются с гипсометрических и батиграфических карт. Затем чертятся координатные оси. По линии ординат откладывают от 0 вверх высоты, а вниз – глубины; по линии абсцисс – площади в миллионах квадратных километров. Средняя высота суши – 840 м (преобладают высоты менее 1000 м). Средняя глубина океана – 3800 м (преобладают глубины от 3000 до 6000 м).

В расположении материков и океанов на Земле выявляются следующие закономерности:

1. Большая часть суши сосредоточена в Северном полушарии. Южное полушарие океаническое, 81 % его площади покрыто водой и только 19 % приходится на сушу. Северное полушарие – материковое, суша в

нем занимает 39 %, а вода – 61 % общей поверхностью. Наиболее материковой является полоса, расположенная между 40° и 70° с.ш., именно те же широты, только южного полушария, оказываются наиболее океаническими.

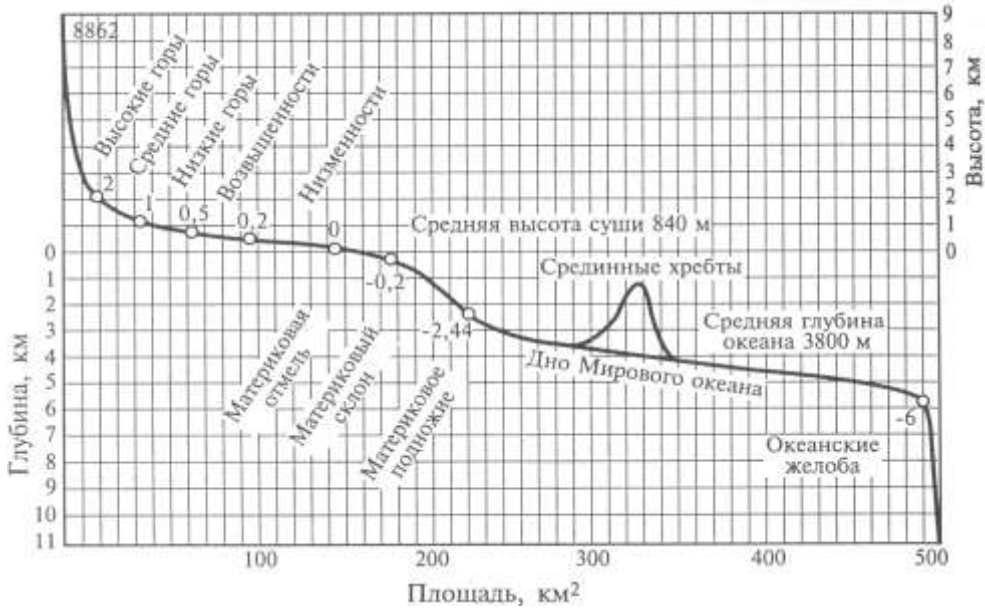


Рис. 9. Гипсографическая кривая Земли

2. Материки образуют два ряда: северный, включающий Евразию и Северную Америку, и южный, или приэкваториальный, состоящий из Южной Америки, Африки и Австралии. Вне рядов остается Антарктида. Северные материки имеют разнообразный пересеченный рельеф, широкую материковую отмель и изрезанную береговую линию, что обусловлено сложным геологическим строением. Приэкваториальные континенты, как это видно на карте, характеризуются относительной простотой рельефа и береговой линии, и почти отсутствием шельфа, что объясняется сравнительно однородным их геологическим строением.

3. Северные материки простираются от тропических широт через умеренные в субполярные, тогда как южные находятся по обе стороны от экватора и не выходят за пределы субтропического пояса. Крайние северные точки материков северного полушария: Азия – мыс Челюскина 74°43' с.ш., Европа – мыс Нордкин 71°08' с.ш., Америка – мыс Мерчисон 71°50' с.ш. Южные материки оканчиваются в субтропиках. Их крайние южные мысы: Африка – мыс Игольный 34°51' ю.ш., Австралия – мыс Вильсон 39°11' ю.ш., континентальная плита Южной Америки заканчивается также около 40° ю.ш.

4. Материки располагаются антиподально: каждому материку на противоположном конце земного диаметра соответствует океан.

5. Описанные особенности расположения и характера материков свидетельствуют о зональности в распределении суши и моря по земной поверхности. Общепланетарная геоморфологическая зональность антисимметрична: материкам северного полушария в южном соответствуют океанические площади, морской Арктике – отвечает материковая Антарктида. Суша господствует над океаном между  $40^\circ$  и  $70^\circ$  с.ш.; а в южном полушарии именно в этих широтах простирается сплошное водное кольцо.

6. Все материки имеют форму клиньев или треугольников, острые вершины которых обращены на юг (менее выражена эта форма только у Австралии).

7. Меридионально вытянутые планетарные формы рельефа простираются S-образно. Такое направление свойственно Кордильерам, Андам, подводному Атлантическому хребту, восточному побережью Азии и Австралии и др.

8. В расположении материков, кроме зональности, проявляется вторая обязательная черта природы – **секторность**. Материки, как это показал еще А.П. Карпинский, располагаются в секторах наименьшей экваториальной оси земного сфероида.

9. Между площадями континентов и их средними высотами имеется прямая зависимость: чем больше площадь континента, тем больше его средняя высота и мощность литосферы в его пределах; чем больше океан, тем он глубже и тоньше кора под ним. Максимальной мощности земная кора достигает под горами (60–70 км), минимальной – под океаном (5–10 км). Такая зависимость определяется изостазией – большим материкам соответствует мощная литосфера, которая и глубоко погружается в мантию и высоко поднимается над ней.

10. Земная кора зонально и меридионально изрезана поясами разломов. 1) *Средиземноморский пояс разлома* (возник на месте океана Тетис) проходит около  $35^\circ$  с.ш. через Средиземное море, систему альпийских гор Северной Африки и Южной Европы, Кавказ, Переднюю Азию, Гималаи и Индокитай; он выражен молодыми горными цепями, провальными морями; к нему приурочены области повышенного вулканизма и сейсмичности. Параллельно первому в южном полушарии около  $35^\circ$  ю.ш. проходит 2) *пояс разлома южного полушария*, он выражен окончанием материков (в Южной Америке – материковой плиты). Вдоль обоих берегов Тихого океана в меридиональном направлении проходит 3) *Тихоокеанский пояс разлома*, к нему также приурочены молодые горы, цепочки

островных дуг, сильный вулканизм и большая сейсмичность. В Центральной Америке и Юго-Восточной Азии Тихоокеанский и Средиземноморский пояса разломов пересекаются. 4) *Рифтовые зоны срединно-океанических хребтов.*

11. Попарная группировка материков в континентальные «лучи» (Северная Америка с Южной, Европа с Африкой, Азия с Австралией), схождение континентальных лучей к северному полярному пространству, и образование так называемой «континентальной звезды», которая особенно отчетливо вырисовывается на картах, построенных в звездной проекции. В каждой паре северный материк отделен от южного областью разлома земной коры.

Сходства, соответствия или подобия в расположении и конфигурации материков или их частей называются **географическими гомологиями** (сходство направлений западного берега Африки и восточного Южной Америки; общность в конфигурации атлантических берегов Европы и Северной Америки и др.).

В рельефе материков выделяют платформенные равнины и горные страны. Платформенные равнины составляют 64 % суши, горные страны – 36 %.

**Платформенные равнины** – наиболее распространенный тип рельефа докембрийских и эпипалеозойских платформ – выровненные участки поверхности с небольшим превышением относительных высот, соответствующие устойчивым участкам суши (платформам). Общая черта равнин – небольшие (меньше 200 м) колебания высот при значительной протяженности. Они располагаются на разной высоте над уровнем моря, в связи с чем различают: 1) лежащие ниже уровня моря – *депрессии* (Прикаспийская низменность); 2) *низменные* равнины высотой от 0 до 200 м (Русская, Западно-Сибирская, Амазонская); 3) *возвышенные* равнины высотой от 200 до 500 м; 4) *нагорные* равнины, поднимающиеся выше 500 м. Чередуясь с приподнятыми над ними сильно разрушенными горными хребтами, они образуют нагорья (Армянское, Иранское, Мексиканское), входящие составной частью в обширные горные системы.

Крупные участки возвышенных и нагорных равнин, ограниченные крутыми уступами от соседних более низких равнинных пространств, известны под названием *плато* (Устюрт, Заангарское, Тунгусское и др. плато на Среднесибирском плоскогорье).

По геологическому строению и истории развития равнины делятся на аккумулятивные, пластовые, денудационные и цокольные.

**Аккумулятивные** равнины обладают хорошо развитым покровом осадочных отложений, полностью скрывающий докембрийский и эпипа-



леозойский складчатый фундамент платформ и приурочены к областям прогибания в настоящее время (синеклизам). Подобные участки платформ принято называть плитами (Восточно – Европейская, Туранская, Западно-Сибирская, Амазонская, Великие равнины в Северной Америке). Выступы складчатого фундамента на поверхности аккумулятивных равнин отражают возвышенности и низменности.

**Пластовые** равнины также имеют два структурных этажа – складчатый фундамент и осадочный чехол. Однако мощность осадочного чехла намного меньше, чем у аккумулятивных равнин. Образовались пластовые равнины на территории, испытавшей погружение небольшой амплитуды. Значительные площади Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ относятся к пластовым равнинам.

**Денудационные** равнины свойственны тем платформам или их участкам, которые на протяжении почти всей своей истории испытывали тенденцию к поднятию. Они приурочены к антеклизам и щитам. Поверхность денудационных равнин представляет нижний складчатый этаж платформ, имевший в далеком прошлом горный рельеф, а затем превращенный процессами выветривания в пенеплен. На докембрийских платформах денудационные равнины характерны для щитов (цокольные), хотя и здесь они занимают не всю площадь последних.

**Куэстовый рельеф** образуется в случае моноклиналиного (с наклоном в одну сторону) залегания пластов горных пород различной твердости (куэсты Парижского бассейна, Валдайская возвышенность).

**Шельфовые** равнины – затопленные мелководными морями аккумулятивные равнины материков, сохраняющие реликтовые формы рельефа (например речные долины), образовавшиеся в надводных условиях.

**Плоскогорья** характерны для платформ с длительно выраженной тенденцией к поднятию. Это крупные приподнятые участки суши со сглаженными волнистыми водоразделами и глубоко расчлененным эрозией горным рельефом вблизи рек (Среднесибирское плоскогорье, размещающееся в пределах докембрийской Сибирской платформы; Бразильское, Декан, Восточно-Африканское). Плоскогорья есть и за пределами древних платформ, например, Алазейское, Юкагирское, Оймяконское в Северо-Восточной Сибири (в области мезозойской складчатости), сложенные преимущественно вулканическими и метаморфическими породами.

**Горная страна** – территория, состоящая из хребтов и разделяющих их межгорных долин. *Горный хребет* – линейно-вытянутое крупное поднятие, ограниченное склонами. *Гора* – изолированное резко выраженное поднятие на фоне равнинной местности с высотами более 500 м, у нее

есть вершина – наивысшая точка, подошва – линия пересечения с поверхностью равнины и склоны. *Горные цепи* – система горных хребтов, тянущаяся в направлении общего простирания горной страны. *Горный узел* – область пересечения двух или более горных хребтов или цепей.

По высоте горы подразделяются на *низкие* (500-1000 м) – предгорья Крыма, Кавказа, *средние* (1000–2000 м) – Урал, Карпаты, Сихотэ-Алинь, *высокие* (2000–5000 м) – Альпы, Гималаи, Кордильеры и *высочайшие* (от 5000 м).

По происхождению горы делятся на *тектонические, вулканические и эрозионные*.

**Тектонические горы** по классификации И.П. Герасимова и Ю.А. Мещерякова подразделяются на *молодые* (эпигеосинклинальные) и *возрожденные* (эпиplatformенные). Области молодых гор занимают 41 %, возрожденных – 59 % общей площади гор. Молодые горы являются складчатыми горами.

**Складчатые горы** – молодые горы, образовавшиеся на месте геосинклиналей во время альпийской эпохи складкообразования. Отличаются большой высотой, чередованием хребтов с крутыми склонами, совпадающих обычно с антиклиналями, и узких долин, соответствующих синклиналям (Альпы, Кавказ, Гималаи).

**Складчато-глыбовые горы** называют возрожденными, так как после своего возникновения в одну из древнейших эпох складкообразования они были пенеппленезированы, а затем под влиянием неотектонических движений подверглись омоложению. Хребты, достигающие очень значительных высот (свыше 7000 м на Тянь-Шане), плосковершинны – следы древнего пенепплена. Другими словами, это бывшие платформенные равнины, раздробленные на глыбы, одни из которых взброшены вверх, другие опущены (Тянь-Шань, Саяны, горы Забайкалья, Урал).

**Вулканические горы** формируются при извержении вулканов и накоплении вулканических осадков (вулканы Гавайских островов). **Эрозионные горы** образуются в результате эрозионного расчленения участка поверхности, сложенного горизонтально залегающими горными породами и поднятого на большую высоту. Для эрозионных гор характерны плоские вершины, крутые склоны, от подножий тянется шлейф, сложенный продуктами выветривания (типичные эрозионные горы распространены в Африке).

В горных станах часто встречаются *нагорья* – обширные территории, состоящие из чередующихся хребтов, плато и плоскогорий.

#### **4.6. Современные тектонические проявления: вулканизм, землетрясения**

Внутренние части земного шара находятся в твердом состоянии, переход вещества в жидкую фазу всегда локально ограничен и вызывается либо местным разогревом под действием скопления радиоактивных веществ, либо ослаблением давления без дополнительного нагрева. Таким образом, в земной коре имеются отдельные более или менее обширные очаги жидких или тестообразных минеральных масс, возникающие преимущественно в участках, подвергшихся разломам с образованием трещин и, где наиболее вероятно уменьшение давления на глубине. Содержащиеся в этой жидкой массе, называемой **магмой**, газы увлекают ее вверх, по направлению к земной поверхности. Движение это может закончиться, пока магма еще не достигла поверхности; тогда она медленно застывает под землей и вновь становится твердым телом, дав начало магматическим горным породам, а именно *интрузивным*, или глубинным. Если же магма, достигая поверхности, выльется из нее и здесь затвердеет, то получившиеся в результате этого магматические породы называются *эффузивными*, или излившимися.

**Вулканизмом** называют совокупность процессов, связанных с проникновением в земную кору и излиянием на поверхность изнутри Земли расплавленной и насыщенной газами минеральной массы – магмы. Излившись на поверхность и потеряв летучие компоненты, магма превращается в лаву. Вулканы извергают также рыхлые продукты – пепел и камни.

**Вулкан** – геологическое образование, возникающее над тектоническими трещинами и каналами в земной коре, по которым из глубинных магматических очагов на земную поверхность извергаются вулканические продукты: лава, пепел, газы, водяные пары, обломки горных пород и др. Вулканическая деятельность проявляется в создании специфических вулканических форм рельефа. Она же участвует в преобразовании океанической коры в континентальную.

Вулканизм – следствие и одно из проявлений современной тектонической активности Земли. Действующих вулканов сейчас насчитывается около 800, наиболее активных несколько более 50, потухших – десятки тысяч.

Современные вулканические процессы распространены вдоль молодых складчатых и тектонических подвижных областей и крупных разломов. Выделяют следующие вулканические пояса:

1. Тихоокеанский пояс («огненное кольцо») начинается на полуострове Камчатка, далее проходит через систему Курильских, Японских, Филиппинских о-вов, Новую Гвинею, Соломоновы, Ново-Гебридские, Ново-Зеландские о-ва, через море Росса, вулканические острова около

Антарктиды, Огненную Землю, Анды, Центральную Америку, вдоль Кордильер и замыкается вулканами Алеутских островов.

2. Средиземноморская зона включает вулканы Апеннинского п-ова, о. Сицилии, Липарских о-вов, Эгейского моря, п-ова Малой Азии, Кавказа, Иранского нагорья, Зондских о-вов.

3. Атлантическая вулканическая область занимает о-ва Срединно-Атлантического хребта: Ян-Майен, Исландия, Азорские, Вознесения, Св. Елены, Мадейра, Канарские, Зеленого Мыса, Тристан-да-Кунья и др.

4. Индийская область вулканов расположена вдоль Срединно-Индийских подводных хребтов и охватывает Коморские о-ва, Мадагаскар, Маврикий, Реюньон, Кергелен, Крозе, Сен-Поль, Амстердам, Принс-Эдуард.

5. Восточно-Африканский пояс проходит вдоль великих Африканских разломов.

На материковых платформах и в возрожденных горах, тоже есть вулканы, но из них действовали в историческое время только десятки. Потухшие вулканы есть в Восточной Сибири, на Британских островах, в Центральной Европе, на Индостане, в Аравии, в Южной и Восточной Африке.

Формы вулканического рельефа зависят от характера извержения и от состава лавы.

При *трещинных излияниях* извергаются большие массы жидкой лавы, которая широко изливаясь образует огромные лавовые покровы. В настоящее геологическое время наибольшие трещинные излияния происходят в Исландии. Известны также на островах Азорских, Самоа, Новой Зеландии. В прежние геологические эпохи количество трещинных излияний было больше (лавовое плато Колумбии, трапповое плато Декан, вулканические плоскогорья Армении, область траппов в Восточной Сибири).

В вулканах *центрального извержения* магма поступает на поверхность по жерлу. Формы рельефа, формируемые при центральном извержении, зависят от характера деятельности и состава лавы:

1. Маары (в настоящее время не действуют) – отрицательная форма, образовавшаяся в результате взрыва, древние трубки взрыва заполнены кимберлитовой породой и являются месторождениями алмазов – Якутия, Африка.

2. Вулканы гавайского типа, извергают основную, т.е. содержащую мало кремния, базальтовую лаву, которая спокойно изливается и медленно застывает, растекаясь на большие площади. Такие вулканы образуют *щитовые покровы*, для которых характерна очень большая площадь

и плоская приплюснутая форма. Самый большой из Гавайских островов – Гаваи – представляет собой три соединившихся вулкана (Мауна Лоа, Мауна Кеа, Гуалалаи). К щитовым относится также вулкан Толбачек на Камчатке.

3. Слоистые, или стратовулканы (типа Везувия). Из этих вулканов извергаются водяные пары и газы, огромные массы пепла, каменные глыбы или вулканические бомбы – куски застывшей лавы, жидкая лава. Они образуют вулканический конус слоистого строения (Ключевская и Кроноцкая Сопки, Фудзияма). Расширенный кратер называется кальдерой.

4. Вулканы типа Мон-Пеле – лава кислая (окись кремния составляет 55 %), прочно закупоривает жерло и после извержения в застывшем виде торчит в виде иглы.

Нередко магма проникает в толщину горных пород, приподнимает и дислоцирует верхние пласты, но на поверхность не изливается, образуя интрузивные тела. На Северном Кавказе (р-н Пятигорска) среди ровного плато поднимается ряд конических и куполообразных гор высотой от 200 до 900 м (гора Лысая, Железная).

Поствулканические явления сопутствуют вулканической деятельности. К ним относят фумаролы (выделения паров и газов на остывающих лавовых потоках – «Долина десяти тысяч дымов» на Аляске, в районе вулкана Катмай), гейзеры, горячие источники. На дне океанов распространены формы, получившие названия гайотов – плосковершинные горы, образование которых связано с погружением древних вулканических островов.

Вулканические процессы оказывают влияние на:

- метеорологические явления (вулканический пепел, выброшенный на огромную высоту, разносится воздушными массами, как бы распределяясь по всей тропосфере и тем самым, вызывая ее помутнение и ослабление притока солнечной радиации; в отдельных случаях потеря тепла из-за ослабления радиации вулканической пылью достигает 57-66%);
- поступление в атмосферу углекислоты, необходимой для жизни растений;
- характер гидрографической сети (лавовые потоки, перегораживая реки, неоднократно служили причиной образования озер плотинного типа);
- характер рельефа. Трещинные излияния способствуют нивелировке рельефа. Извержения центрального типа, наоборот, усиливают неровности рельефа: возникают высокие аккумулятивные конусы, образующие в некоторых случаях целые горные цепи (восточное побережье Камчатки).

Извержения вулканов в Исландии приводят к таянию огромных масс льда.

Ярким свидетельством наличия процессов горообразования служат землетрясения, они показывают, что отдельные участки Земли находятся в весьма активном состоянии и испытывают перемещения. **Землетрясением** называют быстрые движения земной коры, вызывающие в ней устойчивые (т.е. сохраняющиеся и после прекращения движения) изменения. Глубина очагов землетрясений (гипоцентров) обычно не превышает 40–60 км, чаще всего 15–20 км. Однако в отдельных случаях (преимущественно по окраинам бассейна Тихого океана) очаги лежат гораздо глубже – до 300–700 км. На Земле в среднем каждый год бывает более 100 тыс. землетрясений, из них около 10 % ощущается людьми. Вместе с тем землетрясения распределены по Земле далеко не равномерно. Их почти не бывает в центральной части Тихого океана (кроме Гавайских островов) и на всех древних платформах материков, что говорит об отсутствии здесь процессов горообразования (Канада, Бразилия, Русская платформа, Африка, Индия, Австралия и Антарктида).

Большая часть эпицентров землетрясений сосредоточена в областях альпийской складчатости и современных геосинклиналей.

Прежде всего, надлежит выделить *тихоокеанский пояс*, в котором высвобождается около 80 % сейсмической энергии Земли. Начинаясь дугой Алеутских островов, весьма активной в сейсмическом отношении, он тянется длинной полосой по западному краю Северной, Центральной и Южной Америки и через острова Южная Георгия, Южные Сандвичевы, Южные Оркнейские и Южные Шетландские.

Вторая часть тихоокеанского пояса обрамляет океан с запада, захватывая острова Новую Зеландию, Кермадек, Тонга, Новые Гебриды, Новую Гвинею, Каролинские, Марианские, Японские, Тайвань, Филиппины, Молуккские, Зондские и полуостров Камчатку.

Такое распределение очагов землетрясений свидетельствует о наличии в земной коре и в подкоровой области наклонной поверхности разлома, вдоль которой либо материк надвигаются на океаническое дно, либо подкоровое вещество перемещается от океанического дна под материк.

Менее сейсмичен *европейско-азиатский пояс*, на долю которого приходится 15 % сейсмической энергии, выделяемой Землей. Он охватывает Средиземноморский бассейн, Кавказ, Иран, Памир, Тянь-Шань, область Гималаев, горные цепи Бирмы и Китая, а в России от Тянь-Шаня идет по горным системам в Прибайкалье и бассейн Амура.

К второстепенным сейсмическим поясам Земли относятся:

1. Атлантический – вдоль Атлантического подводного хребта (от островов Тристан-да-Кунья к Исландии) и далее через Ян-Майен и Шпицберген к устью Лены.

2. Индийский, совпадающий с расположением подводных хребтов Центрального Индийского и Кергелен-Гауссберг.

3. Восточноафриканский – в области Восточно-Африканских грабенов: от Аденского залива через Красное море, Великие Африканские озера к устью Замбези.

Анализ распространения землетрясений показывает, что они бывают не в любых местах, а только там, где земная кора рассечена сбросами, разломами, где наибольшие контрасты рельефа, где самые высокие горы находятся по соседству с самыми глубокими океаническими впадинами, вдоль стыков разнородных геологических структур, в областях молодых и даже еще только зарождающихся складок, т.е. в районах интенсивных тектонических подвижек земной коры. Именно этими подвижками землетрясения и вызываются.

Географические следствия землетрясений: деформации земной поверхности (особенно сильные в рыхлых горных породах: лесс, аллювий и др.); оползни, обвалы, оплывни и снежные лавины; землетрясения на дне моря порождают на поверхности моря особые волны – цунами; иногда вызывают ускорение движения ледников и нарушают также режим подземных вод (исчезают источники или меняется их дебит, свойства, появляются новые источники).

#### 4.7. Строение дна океана

В рельефе дна океана выделяют четыре геотектуры. Три геотектуры полностью располагаются в пределах дна океана: ложе океана, переходная зона, срединно-океанические хребты; последняя – подводная окраина материка – представляет собой часть геотектуры – материкового выступа.

1. Подводная окраина материков, состоит из трех ступеней: материковой отмели, или шельфа, материкового склона и материкового подножия. *Шельф* – продолжение сухопутных низменностей, имеет ровный рельеф, глубины в среднем 200 м (шельф Охотского моря имеет глубину 500 м, Баренцева моря – 400 м). *Материковый склон* сильно расчленен. Сверху вниз он спускается уступами или своеобразными террасами, а вдоль склона изрезан глубокими ложбинами или каньонами (глубина вреза достигает 2000 м). *Материковое подножие* снова равнинно, поскольку сложено рыхлыми наносами, снесенными с материка, шельфа и склона. *Подводная окраина материка имеет материковый тип земной*

коры и генетически представляет собой единое целое с материковым выступом.

2. Типичный переход материков к океанам нарушается в поясах разломов земной коры. Здесь континенты переходят в океаны через широкие и сложные *переходные полосы*: несколько переходных полос расположены вдоль восточной окраины материка Евразии (от Камчатки до Зондских островов), две зоны наблюдаются у берегов Северной и Южной Америки (в Карибском море, у Южных Сандвичевых островов). Здесь всюду находятся островные дуги, которые переходят в глубоководные океанические желоба с глубинами свыше 6000 м, обычно около 10 000 м. В некоторых местах рельеф осложняется еще подводными хребтами. *Переходный характер названных областей проявляется в том, что здесь взаимопроникают океаническая и материковая земная кора.* В этих полосах, действительно преобразуется древняя океаническая земная кора в молодую материковую, происходит рост континентов за счет океанов. Переходная зона состоит из *котловины окраинного моря, островной дуги и глубоководного желоба.* Примером может служить Курильская переходная зона: котловиной окраинного моря является наиболее глубокая часть Охотского моря, островная дуга представлена Курильскими островами, рядом располагается Курильский желоб.

Современная тектоническая активность переходных областей выражается в вулканизме и сейсмичности. В настоящее время известно 35 глубоководных желобов, 28 из них – в Тихом океане (Алеутский – 7 822 м, Курило-Камчатский – 10 542, **Марианский – 11 022**, Кермадек – 10 047, Центрально-Американский – 6 662 м). В Атлантическом океане глубоководные желоба также сопровождают островные дуги: желоб Пуэрто-Рико – 8 383 м и Южно-Сандвичев – 8 037 м. В Индийском океане – Яванский желоб – глубиной 7 450 м.

3. За материковым подножием или за переходной полосой следует собственно *океаническое дно (ложе океана)*, сложенное земной корой океанического типа и соответствует в структурном отношении океаническим платформам – *талласократонам*. Наибольшее распространение, особенно в тихом океане, имеют холмистые равнины, рельеф которых осложнен подводными горами и валлообразными поднятиями различных размеров (океанические кряжи, цепи вулканических гор и отдельных вулканов). Для океанического дна характерна единая планетарная система *срединных океанических хребтов*, которые вероятно представляют собой пояса современного горообразования, геосинклинали внутри океанов.



Система срединных океанических хребтов включает сплошное кольцо поднятий в южном полушарии на широтах от 40° до 60° ю.ш. От него на север отходят три хребта, простирающиеся меридионально в каждом океане: **Срединно-Атлантический** (наибольшие его вершины образуют острова Буве, Тристан-да-Кунья, Вознесенья, Сан-Паулу, Азорские); **Центрально-Индийский** (вершины – архипелаги островов западной половины Индийского океана); **Южно-Тихоокеанский и хребет Гаккеля**. Некоторые авторы причисляют к срединно-океаническим хребтам и Восточно-Тихоокеанское поднятие, но здесь типичная осевая рифтовая долина есть только на самой северной оконечности поднятия.

Срединные океанические хребты (георифтогенали) представляют собой своеобразные геологические структуры занимающие промежуточное положение между материками и глубоководным ложе океана (общая их протяженность 60 000 км). Вдоль по оси они разбиты глубокой долиной трещинного происхождения, или *рифтом*, поэтому и сами хребты часто называются рифтовыми. *Хребтам соответствует рифтогенный тип земной коры.*

4. Глубоководные абиссальные равнины – днища абиссальных котловин. Одни из них имеют волнистый рельеф с амплитудой до 1000 м, другие плоские. В Атлантическом океане таких котловин 4 – Северо-Африканская, Северо-Американская, Бразильская, Ангольская; в Тихом 5 – Северо-Восточная, Северо-Западная, Центральная, Южная и Чилийская; в Индийском 3 – Сомалийская, Центральная и Западно-Австралийская. У берегов Антарктиды располагаются котловины Африкано-Антарктическая, Австралийско-Антарктическая и Беллинсгаузена.

В строении мегарельефа материков и океанов наблюдается *антисимметрия (дисимметрия)*. Эту важнейшую закономерность в структуре ГО впервые установил в 1935 г. А.А. Григорьев еще до открытия срединно-океанических хребтов как глобального явления. В середине материка располагаются равнины, по периферии – высокие горы, тогда как в середине океана располагается крупнейшая система срединно-океанических хребтов, а на периферии – океанические котловины. Причем как на материках, так и в океанах преобладают поднятия *меридионального простиранья*. В соответствии с этим и главные понижения в земной коре ориентированы в том же направлении.

Западно-восточное генеральное направление на суше свойственно поясу альпийской складчатости. В ложе МО оно проявляется в форме узких (100–200 км), прямолинейных зон разломов, длиной до 3000 км, секущих поперек срединные хребты и другие меридиональные поднятия морского дна. Самой глубокой (7 640 м) из таких разломов является впа-

дина Романш в Атлантике. В Тихом океане известно более 20 подобных зон – Галапагос, Маркизские острова, острова Пасхи и др. Такое расположение горных сооружений и тектонических линий не случайно и связано с напряжениями в земном эллипсоиде, возникающими при изменении полярного и экваториального сжатия, т.е. формы Земли.

#### 4.8. Экзогенные процессы в литосфере

Экзогенные процессы обусловлены притоком солнечной радиации, всемирным тяготением, поступлением космической пыли и, наконец, осевым и орбитальным движением Земли. Суммарный эффект деятельности экзогенных процессов заключается в перемещении вещества с более высоких гипсометрических уровней на более низкие.

Экзогенные процессы образуют на поверхности Земли морфоскульптуры. Своеобразие и интенсивность проявления экзогенных процессов зависит от климата, следовательно, в размещении форм рельефа наблюдается широтная зональность и высотная поясность. Во влажном климате экваториальных и умеренных широт наибольшее развитие имеет *флювиальная морфоскульптура*, в засушливом климате тропических широт и внетропических пустынь – *эоловая*. В субарктических широтах и областях распространения многолетнемерзлых пород – *криогенная морфоскульптура*, в полярных широтах – *гляциальная (ледниковая)*. *Склоновая, береговая, карстовая морфоскульптуры* развиты повсеместно, однако своеобразие их форм также подчинено зональности.

Экзогенные процессы наиболее очевидно проявляются в выветривании и денудации.

**Выветриванием** (гипергенез) называется совокупность процессов механического разрушения и химического изменения горных пород и минералов. Оно бывает физическим (механическим), химическим и биологическим.

Главной причиной *физического* выветривания является колебание температуры горных пород. Под действием многократных нагреваний и охлаждений горные породы растрескиваются, дробятся на глыбы, крошатся на мелкие части. Этому способствует вода, замерзающая в трещинах. *Химическое* – заключается в изменении состава пород. Главными его агентами являются вода, растворенные в ней вещества и кислород воздуха; происходит химическое взаимодействие элементов, находящихся в породах. *Биологическое* – протекает под действием живых организмов, которые разрушают породы механически, а продуктами жизнедеятельности изменяют их химически.

Следствия выветривания:

– изменение породы (слагающие породу сложные первичные минералы распадаются на более простые и более активные, которые, в свою очередь, взаимодействуя друг с другом, образует ряд вторичных минералов и т.д.);

– в результате выветривания (химического) вещества переходят в более удобную для переноса форму (перенос продуктов выветривания – необходимая предпосылка образования многих новых горных пород и форм рельефа земной поверхности).

**Денудацией** (обнажение) называется совокупность процессов сноса продуктов выветривания на более низкие уровни. Она осуществляется текучими водами, ледниками и ветром, а на крутых склонах материнские породы, утратившие прочность, падают и сползают под действием силы тяжести. Интенсивность зависит от высоты местности, состава и свойств горных пород и от темпов выветривания (на Русской равнине годовой слой сноса равен 0, 03 мм, в горах толщина его возрастает до 0,2 – 0,5 мм).

В результате сложного взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы и живого вещества (выветривания и денудации) образуются комплексные тела – *коры выветривания – элювий*. Состав коры выветривания находится в тесной связи с подстилающими горными породами (если они остаются на месте своего первичного залегания, кора выветривания называется остаточной, а если перемещаются, то образуется преотложенная кора выветривания), самая главная их особенность – зональность. При активном взаимодействии всех компонентов и длительности элювиального процесса развивается мощная кора выветривания. Мощность коры выветривания обычно около 30-60 м, но в отдельных случаях достигает 200 м (в горах и на высоких равнинах она распространена не сплошь). Наиболее мощная кора образуется в жарком поясе, наименее мощная – в полярных широтах. Самый верхний слой коры выветривания – *почва*.

**Водные потоки** (деятельность текучих вод) производят разрушительную работу, перенос материала и аккумуляцию. Разрушительная работа водотоков называется **эрозией**. В результате работы водотоков создаются выработанные (эрозионные) и аккумулятивные формы рельефа. Размыв и аккумуляция сменяют друг друга во времени и в пространстве. Эрозионно-аккумулятивный процесс – единый процесс, происходящий в природе.

Существуют *нормальная (естественная) и антропогенная (ускоренная)* эрозии. Нормальная эрозия, возбуждаемая естественными процессами, делится на *плоскостную* (поверхностную, площадную) эрозию, в

этом случае идет смыв почвогрунта с вершины к подножию склона, без образования линейных форм на склоне, и *линейную* – с образованием линейных форм на склоне. В линейной эрозии выделяют *овражно-балочную* (работу производит временный водоток) и *речную*.

Антропогенная эрозия возбуждается деятельностью человека, скорость ее намного превышает естественную эрозию. Внутри антропогенной выделяют *сельскохозяйственную* (*пахотную, пастбищную садовую и т.д.*), *городскую, промышленную, дорожную и военную*.

К эрозионным формам рельефа, созданным временными водотоками, относятся эрозионная борозда, рывина (промоина), овраг, балка. Аккумулятивные формы имеют меньшее распространение, к ним относятся конусы выносы и овражно-балочные террасы.

Скорость овражной эрозии может достигать значительных величин – 1–1,5 м в год, на Северном Кавказе были отмечены скорости до 3 м в год, в некоторых районах Ярославской области до 10–15 м в год. Интенсивность современной эрозии суши составляет 0,059 мм в год, в Азии увеличивается до 0,093 мм в год.

Постоянные водотоки формируют речные долины. Основными формами рельефа в них являются русло, пойма, террасы.

**Ветер** производит разрушительную работу, транспортировку материала и аккумуляцию. Для морфологического проявления эоловых процессов необходимо незначительное количество атмосферных осадков, частые сильные ветры, разреженность растительного покрова, наличие рыхлого материала. Данные условия наиболее полно представлены в тропических пустынях, где количество атмосферных осадков не превышает 100 мм, и в пустынях умеренных и субтропических широт. Следовательно, проявление эоловых процессов имеет черты зональности. Кроме того, эоловые процессы наблюдаются на аккумулятивных песчаных берегах морей, на песчаных участках в речных долинах.

В разрушительной работе ветра выделяют *дефляцию* – процесс выдувания или развевания рыхлого материала, и *корразию* – процесс обтачивания, шлифовки твердых пород обломочным материалом, переносимым ветром. В результате корразии образуются *каменные грибы, столбы, замки, ниши*.

Дефляции подвергаются в основном рыхлые песчаные отложения, в результате чего происходит формирование *котловин выдувания* – *округлых отрицательных форм диаметром в сотни метров*. В результате эоловой аккумуляции образуются *барханы, грядовые пески, дюны*.

**Ледниковые формы рельефа** образуются в результате разрушительной работы ледника (экзарации) и аккумулятивной работы. Совре-

менные ледниковые формы распространены в полярных и горных районах выше климатической снеговой границы. Рельефообразующая деятельность ледников особенно возростала в эпохи оледенений. Выделяется несколько фаз в развитии ледника: наступление, стационарное положение, отступление. С каждой фазой связаны определенные ледниковые формы: в фазу наступания ледник производит активную экзарацию, образуя экзарационные формы; при его отступании и таянии возникают аккумулятивные формы рельефа.

В горах экзарационная деятельность ледника приводит к возникновению *кара* – чашевидного понижения с крутыми стенками и пологовогнутым днищем. Разрастаясь, соседние кары сливаются и преобразуются в более крупную форму – *ледниковый цирк*.

Эрозионные долины, подвергшиеся воздействию ледника, приобретают корытообразную форму, их называют *трогами*.

Несомый ледником материал называется *мореной*, это несортированный материал, включающий крупные валуны и тонкие суглинистые частицы. В горах образуются небольшие по площади моренные покровы. У края ледника – несколько конечно-моренных гряд.

Древнее покровное оледенение занимало огромные пространства на территории Евразии и Северной Америки. Во время максимума распространения четвертичного оледенения оно покрывало более 40 млн. км<sup>2</sup> (около 30 %) площади суши, почти в три раза перекрывая площадь современного оледенения. Главным центром оледенения в Европе была Скандинавия, где мощность ледника достигала 2–3 км. Менее мощными центрами были новая Земля, Северный Урал. В Северной Америке центры оледенения – кордильерский, лабрадорский. В плейстоцене на европейской части России было несколько оледенений: окское, днепровское, московское, калининское и осташковское, наиболее мощным было днепровское.

В областях древнего оледенения выделяют зону преобладающей денудации и зону преобладающей аккумуляции. В зоне денудации формируются *сельги* – скалистые гряды, образованные при ледниковой обработке коренных пород; *ванны выпаживания*, *бараньи лбы*. Подобный рельеф имеет наибольшее распространение в Европе – в Карелии, Финляндии, в Северной Америке – на территории Канады. Зона преобладающей аккумуляции приурочена к краевой части покровного оледенения – конечно-моренные холмы, холмисто-западинный рельеф, *друмлины* – асимметричные холмы, сложенные моренным материалом.

В пределах развития ледниковых форм рельефа распространены формы, созданные талыми ледниковыми водами – *озы*, *камы*, *долинные*

*зандры, зандровые равнины, широкое распространение имеют ложбины стока талых ледниковых вод.*

## ТЕМА 5 АТМОСФЕРА

### 5.1. Атмосфера: происхождение, состав, строение, значение для ГО

*Атмосфера* – воздушная оболочка Земли, удерживаемая силой притяжения и участвующая во вращении планеты. Сила земного притяжения удерживает атмосферу вблизи поверхности Земли. Наибольшее давление и плотность атмосферы наблюдаются у земной поверхности, по мере поднятия вверх давление и плотность уменьшаются. На высоте 18 км давление убывает в 10 раз, на высоте 80 км – в 75 000 раз. Нижней границей атмосферы является поверхность Земли, верхней границей условно принята высота 1000–1200 км. Масса атмосферы составляет  $5,13 \cdot 10^{15}$  т, причем 99 % этого количества содержится в нижнем слое до высоты 36 км.

Доказательства существования высоких слоев атмосферы следующие:

- на высоте 22–25 км в атмосфере располагаются перламутровые облака;
- на высоте 80 км бывают видны серебристые облака;
- на высоте около 100–120 км наблюдается сгорание метеоритов, т.е. здесь атмосфера обладает еще достаточной плотностью;
- на высоте около 220 км начинается рассеивание света газами атмосферы (явление сумерек);
- полярные сияния начинаются примерно на высоте 1000–1200 км, данное явление объясняется ионизацией воздуха корпускулярными потоками, идущими от солнца. Сильно разреженная атмосфера простирается до высоты 20 000 км, она образует земную корону, незаметно переходя в межпланетный газ.

Атмосфера, как и планета в целом, вращается против часовой стрелки с запада на восток. Из-за вращения она приобретает форму эллипсоида, т.е. толщина атмосферы у экватора больше, чем вблизи полюсов. Она имеет выступ в направлении, противоположном Солнцу, этот «газовый хвост» Земли, разреженный как у комет, имеет длину около 120 тыс. км. Атмосфера связана с другими геосферами тепловлагообменом. Энергией атмосферных процессов служит электромагнитное излучение Солнца.

**Развитие атмосферы.** Водород и гелий, наиболее распространенные элементы в космосе, входящие в состав протопланетного газопылевого облака, из которого возникла Земля. Вследствие очень низкой тем-

пературы этого облака самая первая земная атмосфера состояла из водорода и гелия, т.к. все другие элементы вещества, из которого слагалось облако, были в твердом состоянии. Такая атмосфера наблюдается у планет-гигантов, очевидно, из-за большого притяжения планет и удаленности от Солнца они сохранили первичные атмосферы.

Затем последовал разогрев Земли: тепло порождалось гравитационным сжатием планеты и распадом внутри ее радиоактивных элементов. Земля потеряла водородно-гелиевую атмосферу и создала свою собственную вторичную атмосферу из газов, выделившихся из ее недр (углекислый газ, аммиак, метан, сероводород). Кислород отсутствовал, в атмосфере господствовали восстановительные условия. В настоящее время, подобные атмосферы наблюдаются у Марса и Венеры, они на 95 % состоят из углекислого газа.

Следующий этап развития атмосферы был переходным от абиогенного к биогенному, от восстановительных условий к окислительным. Главными составными частями газовой оболочки Земли стали  $N_2$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ , в качестве побочных примесей -  $CH_4$ ,  $O_2$ . С начала фанерозоя (570 млн. лет назад) до середины девонского периода концентрация  $O_2$  составляла меньше половины современной, содержание  $CO_2$  в атмосфере было 10-кратным по отношению к современному.

Последний этап развития азотно-кислородной атмосферы связан с появлением жизни на Земле и с возникновением механизма фотосинтеза. Содержание биогенного кислорода стало возрастать. В конце девона – карбоне в связи с интенсивными процессами вулканизма и бурным развитием наземной растительности содержание  $O_2$  резко увеличилось, превысив современный уровень. На протяжении позднего палеозоя наблюдается снижение содержания  $O_2$ , достигшее минимума на границе перми и триаса. В начале юрского периода отмечено его резкое увеличение, превысившее современный уровень в 1,5 раза. Такая ситуация существовала до середины мела, когда произошло снижение концентрации  $O_2$  до современного уровня. Параллельно с этим атмосфера почти полностью потеряла двуокись углерода, часть которого вошла в огромные залежи угля и карбонатов.

Таков путь атмосферы от водородно-гелиевой к современной, главную роль в которой играют азот и кислород, а в качестве примесей присутствуют аргон и углекислый газ.

*Атмосферный воздух* – механическая смесь газов, в которой во взвешенном состоянии содержатся пыль и вода. Чистый и сухой воздух на уровне моря представляет собой смесь нескольких газов, причём соотношение между главными составляющими атмосферными газами – азотом

(объемная концентрация 78,08 %) и кислородом (20,95 %) – постоянно. Кроме них, в атмосферном воздухе содержатся аргон (0,93 %) и углекислый газ (0,03 %). Количество остальных газов – неона, гелия, метана, криптона, ксенона, водорода, йода, угарного газа и оксидов азота – ничтожно мало (менее 0,1 %) (табл. 3).

Таблица 3

**Газовый состав атмосферы**

Газ	Содержание в сухом воздухе, %
N <sub>2</sub> азот	78,08
O <sub>2</sub> кислород	20,95
Ar аргон	0,93
CO <sub>2</sub> углекислый газ	0,03
Ne неон	0,0018
He гелий	0,0005
Kr криптон	0,0001
H <sub>2</sub> водород	0,00005
X ксенон	0,000009

В высоких слоях атмосферы состав воздуха меняется под воздействием жесткого излучения Солнца, которое приводит к распаду (диссоциации) молекул кислорода на атомы. Атомарный кислород является основным компонентом высоких слоев атмосферы. Наконец, в наиболее удаленных от поверхности Земли слоях атмосферы главными компонентами становятся самые легкие газы – водород и гелий. В верхних слоях атмосферы обнаружено новое соединение – гидроксил (ОН). Наличие этого соединения объясняет образование водяного пара на больших высотах в атмосфере. Поскольку основная масса вещества сосредоточена на расстоянии 20 км от поверхности Земли, то изменения состава воздуха с высотой не оказывают заметного влияния на общий состав атмосферы.

Важнейшими компонентами атмосферы являются озон и углекислый газ. Озон – трехатомный кислород (O<sub>3</sub>), присутствующий в атмосфере от поверхности Земли до высоты 70 км. В приземных слоях воздуха он образуется, в основном, под влиянием атмосферного электричества и в процессе окисления органических веществ, а в более высоких слоях атмосферы (стратосфере) – в результате воздействия ультрафиолетовой радиации Солнца на молекулу кислорода. Основная масса озона находится в стратосфере (по этой причине стратосферу довольно часто называют озоносферой). Слой максимальной концентрации озона на высоте 20–25 км получил название озонового экрана. В целом, озоновый слой поглощает около 13 % солнечной энергии. Снижение концентрации озона над определенными районами получило название «озоновых дыр».



Углекислый газ вместе с водяным паром вызывает парниковый эффект атмосферы. Парниковый эффект – нагрев внутренних слоев атмосферы, объясняющийся способностью атмосферы пропускать коротковолновое излучение Солнца и не выпускать длинноволновое излучение Земли. Если бы углекислого газа в атмосфере было бы в два раза больше, средняя температура Земли достигла бы  $18^{\circ}\text{C}$ , сейчас она равна  $14\text{--}15^{\circ}\text{C}$ .

Общий вес газов атмосферы составляет приблизительно  $4,5 \cdot 10^{15}$  т. Таким образом, «вес» атмосферы, приходящийся на единицу площади, или атмосферное давление, составляет на уровне моря примерно  $10,3 \text{ т/м}^2$ .

В воздухе много твердых частиц, диаметр которых составляет доли микрона. Они являются ядрами конденсации. Без них было бы невозможно образование туманов, облаков, выпадение осадков. С твердыми частицами в атмосфере связаны многие оптические и атмосферные явления. Пути поступления их в атмосферу различны: вулканический пепел, дым при сжигании топлива, пыльца растений, микроорганизмы. В последнее время ядрами конденсации служат промышленные выбросы, продукты радиоактивного распада.

Важной составной частью атмосферы является водяной пар, количество его во влажных экваториальных лесах достигает 4 %, в полярных районах снижается до 0,2 %. Водяной пар поступает в атмосферу вследствие испарения с поверхности почвы и водоемов, а также транспирации влаги растениями. Водяной пар является парниковым газом, вместе с углекислым газом он удерживает большую часть длинноволнового излучения Земли, предохраняя планету от охлаждения.

Атмосфера не является идеальным изолятором; она обладает способностью проводить электричество благодаря воздействию ионизаторов – ультрафиолетового излучения Солнца, космических лучей, излучения радиоактивных веществ. Максимальная электрическая проводимость наблюдается на высоте 100–150 км. В результате совокупного действия ионов атмосферы и заряда земной поверхности создается электрическое поле атмосферы. По отношению к земной поверхности атмосфера заряжена положительно. Выделяют нейтросферу – слой с нейтральным составом (до 80 км) и ионосферу – ионизированный слой.

Различают несколько основных слоев атмосферы. Нижний, прилегающий к земной поверхности, называется *тропосферой* (высота 8–10 км у полюсов, 12 км в умеренных широтах и 16–18 км – над экватором). Температура воздуха с высотой постепенно понижается – в среднем на  $0,6^{\circ}\text{C}$  на каждые 100 м подъема, что заметно проявляется не только в горных районах, но и на возвышенностях Беларуси.

В тропосфере содержится до 80 % всей массы воздуха, основное количество атмосферных примесей и практически весь водяной пар. Именно в этой части атмосферы на высоте 10–12 км образуются облака, возникают грозы, дожди и другие физические процессы, формирующие погоду и определяющие климатические условия в разных областях нашей планеты. Нижний слой тропосферы, примыкающий непосредственно к земной поверхности называют *приземным слоем*.

Влияние земной поверхности простирается приблизительно до высоты 20 км, а далее нагревание воздуха происходит непосредственно Солнцем. Таким образом, граница ГО, лежащая на высоте 20–25 км, определяется, в том числе, и тепловым воздействием земной поверхности. На этой высоте исчезают широтные различия в температуре воздуха, и географическая зональность размывается.

Выше начинается *стратосфера*, которая простирается до высоты 50–55 км от поверхности океана или суши. Этот слой атмосферы значительно разрежен, количество кислорода и азота уменьшается, а водорода, гелия и других легких газов увеличивается. Образующийся здесь озоновый слой поглощает ультрафиолетовую радиацию и сильно влияет на тепловые условия поверхности Земли и физические процессы в тропосфере. В нижней части стратосферы температура воздуха постоянна, здесь располагается изотермический слой. Начиная с высоты 22 км, температура воздуха повышается, на верхней границе стратосферы она достигает 0° С (повышение температуры объясняется наличием здесь озона, поглощающего солнечную радиацию). В стратосфере происходят интенсивные горизонтальные перемещения воздуха. Скорость воздушных потоков достигает 300–400 км/ч. В стратосфере содержится менее 20 % воздуха атмосферы.

На высоте 55–80 км находится *мезосфера* (в этом слое температура воздуха с высотой уменьшается и вблизи верхней границы падает до –80° С), между 80–800 км расположена *термосфера*, в составе которой преобладают гелий и водород (температура воздуха быстро растет с высотой и достигает 1000° С на высоте 800 км, что объясняется поглощением солнечной радиации, вызывающей увеличение скорости движения молекул). Мезосфера и термосфера вместе образуют мощный слой, называемый *ионосферой* (область заряженных частиц – ионов и электронов).

Самая верхняя, сильно разреженная часть атмосферы (от 800 до 1200 км) составляет *экзосферу*. В ней преобладают газы в атомарном состоянии, температура повышается до 2000° С, вследствие поглощения корпускулярного излучения Солнца.

В жизни ГО атмосфера имеет огромное значение. Атмосфера оказывает благотворное воздействие на климат Земли, предохраняя ее от чрезмерного охлаждения и нагревания. Суточные колебания температуры на нашей планете без атмосферы достигли бы  $200^{\circ}\text{C}$ : днем  $+100^{\circ}\text{C}$  и выше, ночью  $-100^{\circ}\text{C}$ . В настоящее время средняя температура воздуха у поверхности Земли равна  $+14^{\circ}\text{C}$ . Атмосфера не пропускает к Земле метеоры и жесткое излучение. Без атмосферы не было бы звука, полярных сияний облаков и осадков.

## 6.2. Тепловые процессы в атмосфере

К климатообразующим процессам относятся теплооборот, влагооборот и циркуляция атмосферы.

**Теплооборот** обеспечивает тепловой режим атмосферы и зависит от радиационного баланса, т.е. притоков теплоты, приходящих на земную поверхность (в форме лучистой энергии) и уходящих от нее (лучистая энергия, поглощенная Землей, преобразуется в тепловую).

*Солнечная радиация* – поток электромагнитного излучения, поступающий от Солнца. Энергетическую освещенность солнечной радиации, падающей на верхней границе атмосферы на единицу площади перпендикулярной к солнечным лучам, при среднем расстоянии Земли от Солнца называют *солнечной постоянной*. Смысл слова «постоянная» в том, что эта величина относится к радиации, на которую атмосфера еще не повлияла. Таким образом, солнечная постоянная зависит только от излучательной способности Солнца и от расстояния Земли до Солнца. Величина солнечной постоянной составляет  $1\,367\text{ Втм}^{-2}$ , при этом среднее расстояние Земли от Солнца принято равным 149,6 млн. км.

Количество солнечной радиации, получаемое Землей, зависит:

1) от расстояния между Землей и Солнцем (ближе всего к Солнцу Земля в начале января, дальше всего в начале июля; разница между двумя этими расстояниями – 5 млн. км, вследствие чего Земля в первом случае получает на 3,4 % больше, а во втором на 3,5 % меньше радиации, чем при среднем расстоянии от Земли до Солнца: в начале апреля и в начале октября);

2) от угла падения солнечных лучей на земную поверхность, зависящего, в свою очередь, от географической широты, высоты солнца над горизонтом (меняющейся в течение суток и по временам года), характера рельефа земной поверхности;

3) от преобразования лучистой энергии в атмосфере (рассеяние, поглощение, отражение обратно в мировое пространство) и на поверхности земли. Среднее альbedo Земли – 43 %.

Поглощается около 17 % всей радиации. Озон, кислород, азот поглощают в основном коротковолновые ультрафиолетовые лучи, водяной пар и углекислый газ – длинноволновую инфракрасную радиацию. Атмосфера рассеивает 28 % радиации; к земной поверхности поступает 21 %, в космос уходит 7 %. Та часть радиации, которая поступает к земной поверхности от всего небесного свода, называется *рассеянной радиацией*. Сущность рассеяния заключается в том, что частица, поглощая электромагнитные волны, сама становится источником излучения света и излучает те же волны, которые на нее падают. Молекулы воздуха очень малы, по размерам сопоставимы с длиной волн голубой части спектра. В чистом воздухе преобладает молекулярное рассеивание, следовательно, цвет неба – голубой. При запыленном воздухе цвет неба становится белесым. Цвет неба зависит от содержания примесей в атмосфере. При большом содержании водяного пара, рассеивающего красные лучи небо приобретает красноватый оттенок. С рассеянной радиацией связаны явления сумерек, белых ночей, т.к. после захода Солнца за горизонт верхние слои атмосферы еще продолжают освещаться.

Верхняя граница облаков отражает около 24 % радиации. Следовательно, к земной поверхности в виде потока лучей подходит около 31 % всей солнечной радиации, поступившей на верхнюю границу атмосферы, она называется *прямой радиацией*. Сумма прямой и рассеянной радиации (52 %) называется *суммарной радиацией*. Соотношение между прямой и рассеянной радиацией меняется в зависимости от облачности, запыленности атмосферы и высоты Солнца. Распределение суммарной солнечной радиации по земной поверхности зонально. Наибольшая суммарная солнечная радиация (840–920 кДж/см<sup>2</sup> в год) наблюдается в тропических широтах Северного полушария (СП), что объясняется небольшой облачностью и большой прозрачностью воздуха. На экваторе суммарная радиация снижается до 580–670 кДж/см<sup>2</sup> в год из-за большой облачности и уменьшения прозрачности из-за большой влажности. В умеренных широтах величина суммарной радиации составляет 330–500 кДж/см<sup>2</sup> в год, в полярных широтах – 250 кДж/см<sup>2</sup> в год, причем в Антарктиде из-за большой высоты материка и небольшой влажности воздуха она немного больше.

Суммарная солнечная радиация, поступившая на земную поверхность, частично отражается обратно. Отношение отраженной радиации к суммарной, выраженное в процентах, называется *альбедо*. Альбедо характеризует отражательную способность поверхности и зависит от ее цвета, влажности и других свойств.

Наибольшей отражательной способностью обладает свежеснеговывпавший снег – до 90 %. Альбеде песков 30–35 %, травы – 20 %, лиственного леса – 16–27 %, хвойного – 6–19 %; сухой чернозем имеет альбеде 14 %, влажный – 8 %. Альбеде Земли как планеты принимают равным 35 %.

Поглощая радиацию, Земля сама становится источником излучения. Тепловое излучение Земли – *земная радиация* – является длинноволновым, т.к. длина волны зависит от температуры: чем выше температура излучающего тела, тем короче длина волны испускаемых им лучей. Излучение земной поверхности нагревает атмосферу, и она сама начинает излучать радиацию в мировое пространство (встречное излучение атмосферы) и к земной поверхности. Встречное излучение атмосферы тоже длинноволновое. В атмосфере встречаются два потока длинноволновой радиации – излучение поверхности (земная радиация) и излучение атмосферы. Разность между ними, определяющая фактическую потерю теплоты земной поверхностью, называется *эффективным излучением*, оно направлено в Космос, т.к. земное излучение больше. Эффективное излучение больше днем и летом, т.к. зависит от нагрева поверхности. Эффективное излучение зависит от влажности воздуха: чем больше в воздухе водяных паров или капелек воды, тем излучение меньше. Поэтому зимой в пасмурную погоду всегда теплее, чем в ясную. В целом для Земли эффективное излучение равно 190 кДж/см<sup>2</sup> в год (наибольшее в тропических пустынях – 380, наименьшее в полярных широтах – 85 кДж/см<sup>2</sup> в год).

Земля одновременно получает радиацию и отдает ее. Разность между получаемой и расходуемой радиацией называется *радиационным балансом*, или *остаточной радиацией*. Приход радиационного баланса поверхности составляет суммарная радиация (Q) и встречное излучение атмосферы. Расход – отраженная радиация (R<sub>к</sub>) и земное излучение. Разность между земным излучением и встречным излучением атмосферы – эффективное излучение (E<sub>эф</sub>) имеет знак минус и является частью расхода в радиационном балансе:

$$R_б = Q - E_{эф} - R_к$$

Радиационный баланс распределяется зонально: уменьшается от экватора к полюсам. Наибольший радиационный баланс свойственен экваториальным широтам и составляет 330–420 кДж/см<sup>2</sup> в год, в тропических широтах он снижается до 250–290 кДж/см<sup>2</sup> в год (объясняется возрастанием эффективного излучения), в умеренных широтах радиационный баланс уменьшается до 210–85 кДж/см<sup>2</sup> в год, в полярных широтах его величина приближается к нулю. Общая особенность радиационного баланса в том, что над океанами на всех широтах радиационный баланс выше

на 40–85 кДж/см<sup>2</sup>, т.к. альbedo воды и эффективное излучение океана меньше.

Приходную часть радиационного баланса атмосферы ( $R_6$ ) составляют эффективное излучение ( $E_{эф}$ ) и поглощенная солнечная радиация ( $R_{п}$ ), расходная часть определяется атмосферной радиацией, уходящей в космос ( $E_a$ ):

$$-R_6 = E_{эф} - E_a + R_{п}$$

Радиационный баланс атмосферы отрицательный, а поверхности – положительный. Суммарный радиационный баланс атмосферы и земной поверхности равен нулю, т.е. Земля находится в состоянии лучистого равновесия.

*Тепловой баланс* – алгебраическая сумма потоков теплоты, приходящих на земную поверхность в виде радиационного баланса и уходящих от нее. Он складывается из теплового баланса поверхности и атмосферы. В приходной части теплового баланса земной поверхности стоит радиационный баланс, в расходной – затраты теплоты на испарение, на нагрев атмосферы от Земли, на нагрев почв. Расходуется теплота также на фотосинтез, почвообразование, но эти затраты не превышают 1 %. Следует отметить, что над океанами больше затраты теплоты на испарение, в тропических широтах – на нагрев атмосферы.

В тепловом балансе атмосферы приходную часть составляет теплота, выделившаяся при конденсации водяных паров, и переданная от поверхности в атмосферу; расход складывается из отрицательного радиационного баланса. Тепловой баланс земной поверхности и атмосферы равен нулю, т.е. Земля находится в состоянии теплового равновесия.

**Тепловой режим земной поверхности.** Непосредственно солнечными лучами нагревается земная поверхность, а уже от нее – атмосфера. Поверхность, получающая и отдающая теплоту, называется *деятельной поверхностью*. В температурном режиме поверхности выделяется суточный и годовой ход температур. *Суточный ход температур поверхности* – изменение температуры поверхности в течение суток. Суточный ход температур поверхности суши (сухой и лишенной растительности) характеризуется одним максимумом около 13 ч и одним минимумом – перед восходом Солнца. Дневные максимумы температуры поверхности суши могут достигать 80° С в субтропиках и около 60° С в умеренных широтах.

Разница между максимальной и минимальной суточной температурой поверхности называется *суточной амплитудой температуры*. Су-

точная амплитуда температуры может летом достигать 40° С, зимой амплитуда суточных температур наименьшая – до 10° С.

*Годовой ход температуры поверхности* – изменение среднемесячной температуры поверхности в течение года, обусловлен ходом солнечной радиации и зависит от широты места. В умеренных широтах максимум температур поверхности суши наблюдается в июле, минимум – в январе; на океане максимумы и минимумы запаздывают на месяц.

*Годовая амплитуда температур поверхности* равна разнице между максимальными и минимальными среднемесячными температурами; возрастает с увеличением широты места, что объясняется возрастанием колебаний величины солнечной радиации. Наибольших значений годовая амплитуда температур достигает на континентах; на океанах и морских берегах значительно меньше. Самая маленькая годовая амплитуда температур отмечается в экваториальных широтах (2–3°), самая большая – в субарктических широтах на материках (более 60°).

**Тепловой режим атмосферы.** Атмосферный воздух незначительно нагревается непосредственно солнечными лучами. Т.к. воздушная оболочка свободно пропускает солнечные лучи. *Атмосфера нагревается от подстилающей поверхности.* Теплота в атмосферу передается конвекцией, адвекцией и конденсацией водяного пара. Слои воздуха, нагреваясь от почвы, становятся более легкими и поднимаются вверх, а более холодный, следовательно, более тяжелый воздух опускается вниз. В результате тепловой *конвекции* идет прогревание высоких слоев воздуха. Второй процесс передачи теплоты – *адвекция* – горизонтальный перенос воздуха. Роль адвекции заключается в передаче теплоты от низких широт к высоким. В зимний сезон тепло передается от океанов к материкам. *Конденсация водяного пара* – важный процесс, осуществляющий передачу теплоты высоким слоям атмосферы – при испарении теплота забирается от испаряющей поверхности, при конденсации в атмосфере эта теплота выделяется.

С высотой температура убывает. Изменение температуры воздуха на единицу расстояния называется *вертикальным температурным градиентом*. В среднем он равен 0,6° на 100 метров. Вместе с тем, ход этого убывания в разных слоях тропосферы разный: 0,3–0,4° до высоты 1,5 км; 0,5–0,6° – между высотами 1,5–6 км; 0,65–0,75° – от 6 до 9 км и 0,5–0,2° – от 9 до 12 км. В приземном слое (толщиной 2 м) градиенты при пересчете на 100 м исчисляются сотнями градусов. В поднимающемся воздухе температура изменяется адиабатически. *Адиабатический процесс* – процесс изменения температуры воздуха при его вертикальном движении

без теплообмена с окружающей средой (в одной массе, без обмена теплом с другими средами).

В описанном распределении температуры по вертикали нередко наблюдаются исключения. Бывает, что верхние слои воздуха теплее нижних, прилегающих к земле. Явление это называется *температурной инверсией* (увеличение температуры с высотой). Чаще всего инверсия является следствием сильного охлаждения приземного слоя воздуха, вызванного сильным охлаждением земной поверхности в ясные тихие ночи, преимущественно зимой. При пересеченном рельефе холодные массы воздуха медленно стекают вдоль склонов и застаиваются в котловинах, впадинах и т.п. Инверсии могут образовываться и при движении воздушных масс из теплых областей в холодные, так как при натекании подогретого воздуха на холодную подстилающую поверхность его нижние слои заметно охлаждаются (инверсия сжатия).

#### **Суточный и годовой ход температуры воздуха.**

*Суточным ходом температуры воздуха* называется изменение температуры воздуха в течение суток. В общем, он отражает ход температуры земной поверхности, но моменты наступления максимумов и минимумов несколько запаздывают: максимум наступает в 14 часов, минимум после восхода солнца.

*Суточная амплитуда температуры воздуха* – разница между максимальной и минимальной температурой воздуха в течение суток. Она выше на суше, чем над океаном, уменьшается при движении в высокие широты и возрастает в местах с оголенной почвой. Наибольшая амплитуда в тропических пустынях – до 40° С. Величина суточной амплитуды температуры воздуха – это один из показателей континентальности климата. В пустынях она намного больше, чем в районах с морским климатом.

*Годовой ход температуры воздуха* (изменение среднемесячной температуры в течение года) определяется, прежде всего, широтой места. *Годовая амплитуда температуры воздуха* – разница между максимальной и минимальной среднемесячной температурой.

Географическое распределение температуры воздуха показывают с помощью *изотерм* – линий, соединяющих на карте точки с одинаковыми температурами. Распределение температуры воздуха зонально, годовые изотермы в целом имеют субширотное простираение и соответствуют годовому распределению радиационного баланса (рис.10, 11).

В среднем за год самой теплой параллелью является 10° с.ш. с температурой +27° С – это *термический экватор*. Летом термический экватор смещается до 20° с.ш., зимой – приближается к экватору на 5° с.ш.



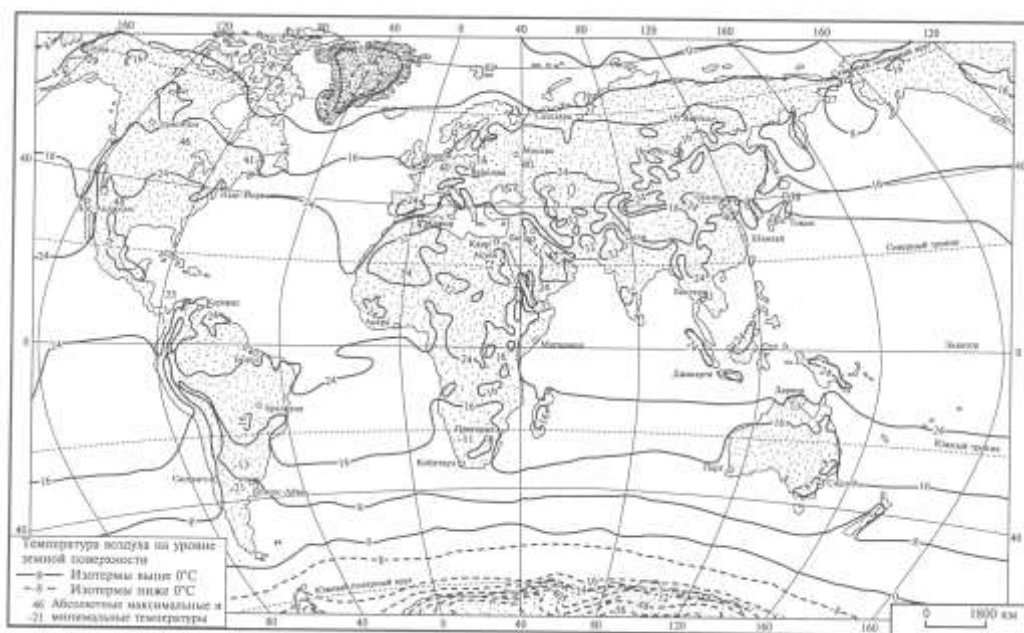


Рис. 10. Распределение средней температуры воздуха в июле

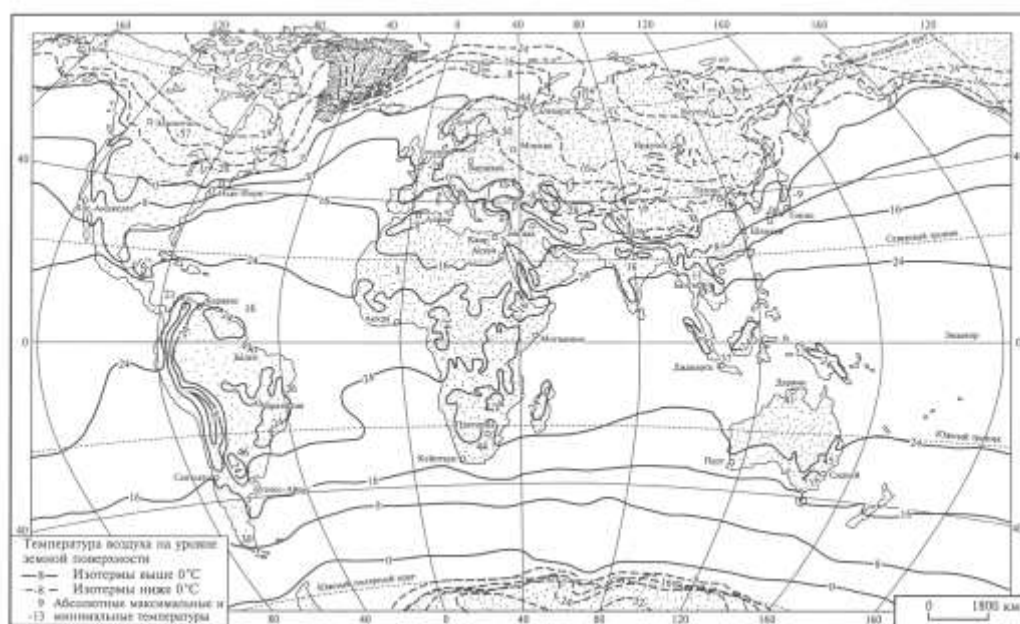


Рис. 11. Распределение средней температуры воздуха в январе

Смещение термического экватора в СП объясняется тем, что в СП площадь суши, расположенная в низких широтах, больше по сравнению с ЮП, а она в течение года имеет более высокие температуры.

Тепло по земной поверхности распределено зонально-регионально. Помимо географической широты, на распределение температур на Земле

вливают характер распределения суши и моря, рельеф, высота местности над уровнем моря, морские и воздушные течения.

Широтное распределение годовых изотерм нарушают теплые и холодные течения. В умеренных широтах СП западные берега, омываемые теплыми течениями, теплее восточных берегов, вдоль которых проходят холодные течения. Следовательно, изотермы у западных берегов изгибаются к полюсу, у восточных – к экватору.

Средняя годовая температура СП  $+15,2^{\circ}\text{C}$ , а ЮП  $+13,2^{\circ}\text{C}$ . Минимальная температура в СП достигала  $-77^{\circ}\text{C}$  (Оймякон) (абсолютный минимум СП) и  $-68^{\circ}\text{C}$  (Верхоянск). В ЮП минимальные температуры гораздо ниже; на станциях «Советская» и «Восток» была отмечена температура  $-89,2^{\circ}\text{C}$  (абсолютный минимум ЮП). Минимальная температура в безоблачную погоду в Антарктиде может опускаться до  $-93^{\circ}\text{C}$ . Самые высокие температуры наблюдаются в пустынях тропического пояса: в Триполи  $+58^{\circ}\text{C}$ , в Калифорнии в Долине Смерти, отмечена температура  $+56,7^{\circ}\text{C}$ .

О том, насколько материки и океаны влияют на распределение температур, дают представление карты *изономал* (изономалы – линии, соединяющие точки с одинаковыми аномалиями температур). Аномалии представляют собой отклонения фактических температур от среднеширотных. Аномалии бывают положительные и отрицательные. Положительные аномалии наблюдаются летом над подогретыми материками. Над Азией температуры выше среднеширотных на  $4^{\circ}\text{C}$ . Зимой положительные аномалии располагаются над теплыми течениями (над теплым Северо-Атлантическим течением у берегов Скандинавии температура выше нормы на  $28^{\circ}\text{C}$ ). Отрицательные аномалии ярко выражены зимой над охлажденными материками и летом – над холодными течениями. Например, в Оймяконе зимой температура на  $22^{\circ}\text{C}$  ниже нормы.

На Земле выделяют следующие тепловые пояса (за границы тепловых поясов приняты изотермы):

1. *Жаркий*, ограничен в каждом полушарии годовой изотермой  $+20^{\circ}\text{C}$ , проходящий вблизи  $30^{\circ}$  с. ш. и ю.ш.

2. *Два умеренных пояса*, которые в каждом полушарии лежат между годовой изотермой  $+20^{\circ}\text{C}$  и  $+10^{\circ}\text{C}$  самого теплого месяца (соответственно июля или января).

3. *Два холодных пояса*, граница проходит по изотерме  $0^{\circ}\text{C}$  самого теплого месяца. Иногда выделяют области *вечного мороза*, которые располагаются вокруг полюсов (Шубаев, 1977).

Таким образом:

1. Единственным источником энергии, имеющим практическое значение для хода экзогенных процессов в ГО, является Солнце. Тепло от Солнца поступает в мировое пространство в форме лучистой энергии, которая затем, поглощенная Землей, превращается в энергию тепловую.

2. Солнечный луч на своем пути подвергается многочисленным воздействиям (рассеяние, поглощение, отражение) со стороны различных элементов пронизываемой им среды и тех поверхностей, на которые он падает.

3. На распределение солнечной радиации влияют: расстояние между землей и Солнцем, угол падения солнечных лучей, форма Земли (предопределяет убывание интенсивности радиации от экватора к полюсам). В этом основная причина выделения тепловых поясов и, следовательно, причина существования климатических зон.

4. Влияние широты местности на распределение тепла, корректируется рядом факторов: рельеф; распределение суши и моря; влияние холодных и теплых морских течений; циркуляция атмосферы.

5. Распределение солнечной теплоты осложняется еще и тем, что на закономерности горизонтального (вдоль земной поверхности) распределения радиации и тепла накладываются закономерности и особенности вертикального распределения.

### 6.3. Общая циркуляция атмосферы

В атмосфере формируются воздушные потоки разного масштаба. Они могут охватывать весь земной шар, а по высоте – тропосферу и нижнюю стратосферу, или воздействовать только на ограниченный участок территории. Воздушные потоки обеспечивают перераспределение тепла и влаги между низкими и высокими широтами, заносят влагу вглубь континента. По площади распространения выделяют ветры общей циркуляции атмосферы (ОЦА), ветры циклонов и антициклонов, местные ветры. Главной причиной образования ветров является неравномерное распределение давления по поверхности планеты.

**Давление.** *Нормальное атмосферное давление* – вес атмосферного столба сечением  $1 \text{ см}^2$  на уровне океана при  $0^\circ\text{C}$  на  $45^\circ$  широты. Оно уравнивается столбиком ртути в 760 мм. Нормальное атмосферное давление равно 760 мм ртутного столба или 1013,25 мб. Давление в СИ измеряется в паскалях (Па):  $1 \text{ мб} = 100 \text{ Па}$ . Нормальное атмосферное давление равно 1013,25 гПа. Самое низкое давление, которое наблюдалось на Земле (на уровне моря), 914 гПа (686 мм); самое высокое – 1067,1 гПа (801 мм).

Давление с высотой понижается, так как мощность вышележащего слоя атмосферы уменьшается. Расстояние в метрах, на которое надо подняться или опуститься, чтобы атмосферное давление изменилось на 1 гПа, называется *барической ступенью*. Барическая ступень на высоте от 0 до 1 км составляет 10,5 м, от 1 до 2 км – 11,9 м, 2–3 км – 13,5 м. Величина барической ступени зависит от температуры: с повышением температуры она увеличивается на 0,4 %. В теплом воздухе барическая ступень больше, следовательно, теплые области атмосферы в высоких слоях имеют большее давление, чем холодные. Величина, обратная барической ступени, называется *вертикальным барическим градиентом* – это изменение давления на единицу расстояния (за единицу расстояния принимается 100 м).

Давление изменяется в результате перемещения воздуха – его оттока из одного места и притока в другое. Движение воздуха обусловлено изменением плотности воздуха ( $\text{г/см}^3$ ), возникающим в результате неравномерного нагрева подстилающей поверхности. Над одинаково нагретой поверхностью с высотой давление равномерно понижается, и *изобарические поверхности* (поверхности, проведенные через точки с одинаковым давлением) располагаются параллельно друг другу и подстилающей поверхности. В области повышенного давления изобарические поверхности обращены выпуклостью вверх, в области пониженного – вниз. На земной поверхности давление показывается с помощью *изобар* – линий, соединяющих точки с одинаковым давлением. Распределение атмосферного давления на уровне океана, изображенное с помощью изобар, носит наименование *барического рельефа*.

Давление атмосферы на земную поверхность, его распределение в пространстве и изменение во времени называется *барическим полем*. Области высокого и низкого давления, на которые расчленено барическое поле, называются *барическими системами*.

К замкнутым барическим системам относятся барические максимумы (система замкнутых изобар с повышенным давлением в центре) и минимумы (система замкнутых изобар с пониженным давлением в центре), к незамкнутым – барические гребень (полоса повышенного давления от барического максимума внутри поля пониженного давления), ложбина (полоса пониженного давления от барического минимума внутри поля повышенного давления) и седловина (незамкнутая система изобар между двумя барическими максимумами и двумя минимумами). В литературе встречается понятие «барическая депрессия» – пояс пониженного давления, внутри которого могут быть замкнутые барические минимумы.

Давление по земной поверхности распределено зонально. На экваторе в течение года располагается пояс пониженного давления – *экваториальная депрессия* (менее 1015 гПа). В июле она перемещается в Северное полушарие на 15–20° с.ш., в декабре – в Южное, на 5° ю.ш. В тропических широтах (между 35° и 20° обоих полушарий) давление в течение года повышенное – *тропические (субтропические) барические максимумы* (более 1020 гПа). Зимой над океанами и над сушей возникает сплошной пояс повышенного давления (Азорский и Гавайский – СП; Ю-Атлантический, Ю-Тихоокеанский и Ю-Индийский – ЮП). Летом повышенное давление сохраняется только над океанами, над сушей давление уменьшается, возникают термические депрессии (Ирано-Тарский минимум – 994 гПа). В умеренных широтах СП летом формируется сплошной пояс *пониженного давления*, однако барическое поле дисимметрично: в ЮП в умеренных и субполярных широтах над водной поверхностью весь год существует полоса пониженного давления (Приантарктический минимум - до 984 гПа); в СП в связи с чередованием материковых и океанических секторов барические минимумы выражены только над океанами (Исландский и Алеутский – давление в январе 998 гПа), зимой над материками из-за сильного охлаждения поверхности возникают барические максимумы. В полярных широтах, над ледяными щитами Антарктиды и Гренландии давление в течение года *повышенное* – 1000 гПа (низкие температуры – воздух холодный и тяжелый) (рис. 12, 13).

Устойчивые области повышенного и пониженного давления, на которые распадается барическое поле у поверхности земли, называют *центрами действия атмосферы*. Существуют территории, над которыми в течение года давление сохраняется постоянным (преобладают барические системы одного типа, либо максимумы, либо минимумы), здесь формируются *постоянные центры действия атмосферы*:

- экваториальная депрессия;
- Алеутский минимум (умеренные широты СП);
- Исландский минимум (умеренные широты СП);
- зона пониженного давления умеренных широт ЮП (Приантарктический пояс пониженного давления);
- субтропические зоны высокого давления СП:
  - Азорский максимум (Северо-Атлантический максимум)
  - Гавайский максимум (Северо-Тихоокеанский максимум)
- субтропические зоны высокого давления ЮП:
  - Южно-Тихоокеанский максимум (ю-зап. Ю.Америки)
  - Южно-Атлантический максимум (антициклон о. Св. Елены)

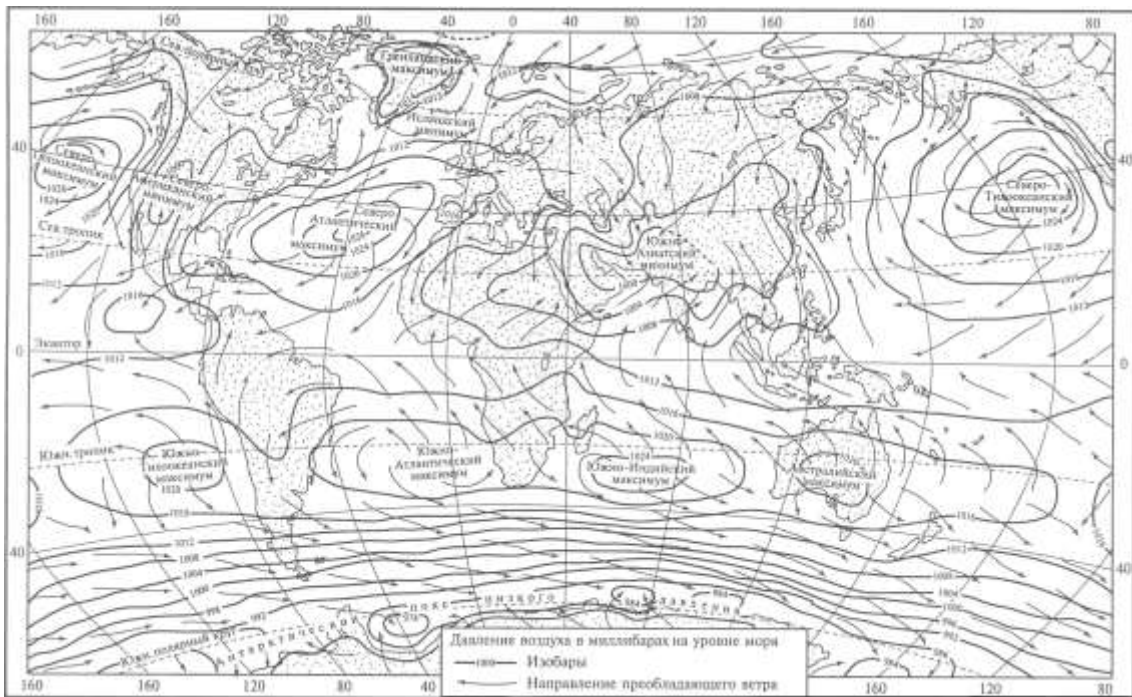


Рис. 12. Распределение среднего атмосферного давления на уровне моря и преобладающих ветров в июле

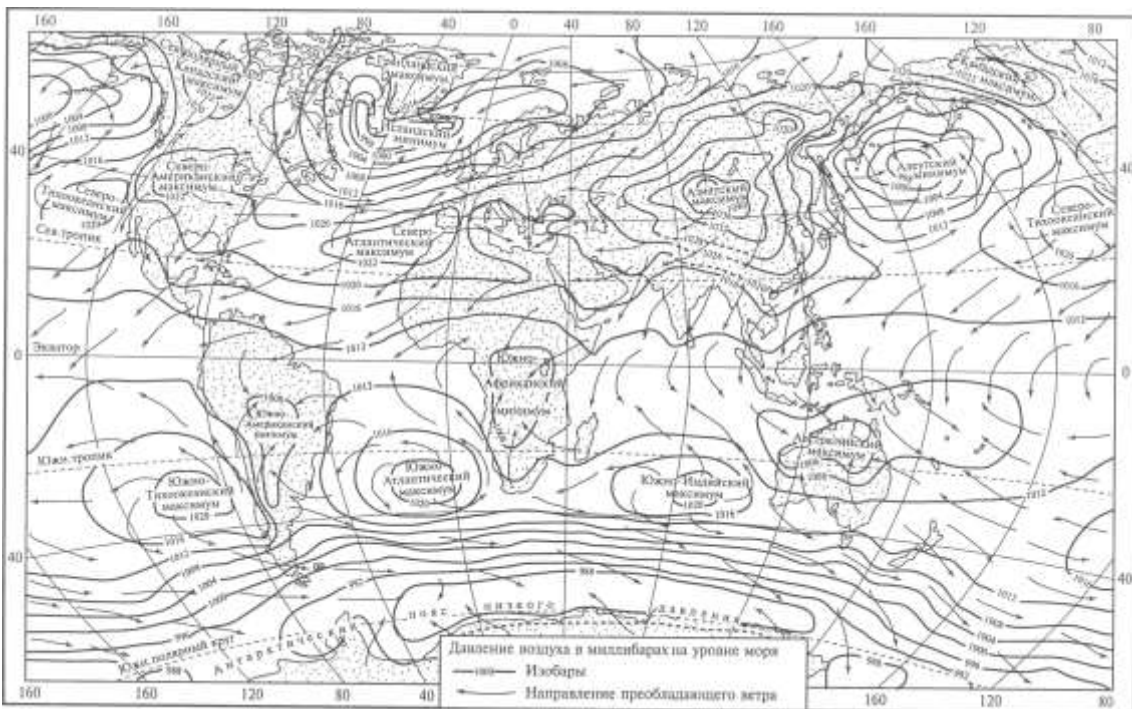


Рис. 13. Распределение среднего атмосферного давления на уровне моря и преобладающих ветров в январе

Южно-Индийский максимум (антициклон о. Маврикий)

- Антарктический максимум;
- Гренландский максимум.

*Сезонные барические системы* образуются в том случае, если давление по сезонам изменяет знак на обратный: на месте барического максимума возникает барический минимум и наоборот. К сезонным барическим системам относятся:

СП:

- летний Южно-Азиатский минимум с центром около 30° с.ш. (997 гПа)
- зимний Азиатский максимум с центром над Монголией (1036 гПа)
- летний Мексиканский минимум (Северо-Американская депрессия) – 1012 гПа
- зимний Северо-Американский и Канадский максимумы (1020 гПа)

ЮП:

- летние (январские) депрессии над Австралией, Южной Америкой и южной Африкой уступают место зимой австралийскому, южноамериканскому и южноафриканскому антициклонам.

**Ветер. Горизонтальный барический градиент.** Движение воздуха в горизонтальном направлении называется ветром. Ветер характеризуется скоростью, силой и направлением. Скорость ветра – расстояние, которое проходит воздух за единицу времени (м/с, км/ч). Сила ветра – давление, оказываемое воздухом на площадку в 1 м<sup>2</sup>, расположенную перпендикулярно движению. Сила ветра определяется в кг/м<sup>2</sup> или в баллах по шкале Бофорта (0 баллов – штиль, 12 – ураган).

Скорость ветра определяется *горизонтальным барическим градиентом* – изменением давления (падение давления на 1 гПа) на единицу расстояния (100 км) в сторону уменьшения давления и перпендикулярно изобарам. Кроме барометрического градиента на ветер действуют вращение Земли (сила Кориолиса), центробежная сила и трение.

Сила Кориолиса отклоняет ветер вправо (в ЮП влево) от направления градиента. Центробежная сила действует на ветер в замкнутых барических системах – циклонах и антициклонах. Она направлена по радиусу кривизны траектории в сторону ее выпуклости. Сила трения воздуха о земную поверхность всегда уменьшает скорость ветра. Трение сказывается в нижнем, 1000-метровом слое, называемом *слоем трения*. Движение воздуха при отсутствии силы трения называется *градиентным ветром*. Градиентный ветер, дующий вдоль параллельных прямолинейных изобар, называется *геострофическим*, вдоль криволинейных замкнутых изобар – *геоциклострофическим*. Наглядное представление о повторяемости ветров определенных направлений дает диаграмма «роза ветров».

В соответствии с барическим рельефом существуют следующие зоны ветров:

- приэкваториальный пояс штилей (ветры сравнительно редки, так как господствуют восходящие движения сильно нагретого воздуха);
- зоны пассатов северного и южного полушарий;
- области затишья в антициклонах субтропического пояса высокого давления (причина – господство нисходящих движений воздуха);
- в средних широтах обоих полушарий – зоны преобладания западных ветров;
- в околополярных пространствах ветры дуют от полюсов в сторону барических депрессий средних широт, т.е. здесь обычны ветры с восточной составляющей.

**Общая циркуляция атмосферы (ОЦА)** – система воздушных потоков планетарного масштаба, охватывающая весь земной шар, тропосферу и нижнюю стратосферу. В циркуляции атмосферы выделяют *зональные и меридиональные переносы*. К зональным переносам, развивающимся в основном в субширотном направлении, относятся:

- западный перенос, господствующий на всей планете в верхней тропосфере и нижней стратосфере;
- в нижней тропосфере, в полярных широтах – восточные ветры; в умеренных широтах – западные ветры, в тропических и экваториальных широтах – восточные (рис.14).

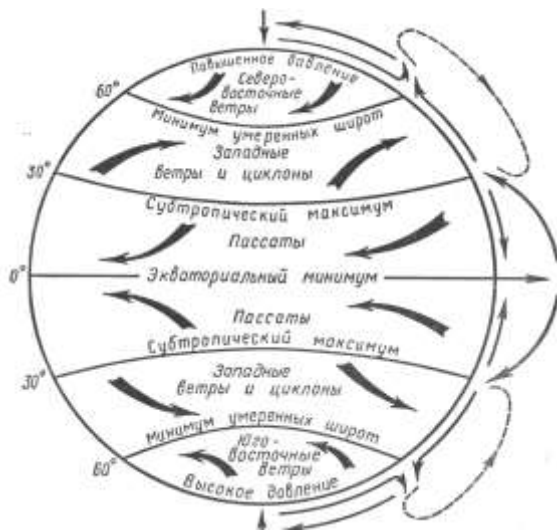


Рис. 14. Схема общей циркуляции атмосферы. Зональное распределение атмосферного давления и ветров у однородной земной поверхности (по Л.П.Шубаеву)

К меридиональным переносам относятся муссоны тропических-экваториальных широт и внетропических широт.

ОЦА складывается под влиянием неравномерного распределения солнечной радиации, действия силы Кориолиса и неоднородности подстилающей поверхности.

При поступлении солнечной радиации на однородную не вращающуюся Землю в верхней части тропосферы возникло бы движение воздуха от экватора к полюсу, у подстилающей поверхности –



от полюса к экватору.

В самом деле, воздух на экваторе в приземном слое атмосферы сильно прогревается. Теплый и влажный воздух поднимается вверх, объем его возрастает, и в верхней тропосфере возникает высокое давление. У полюсов из-за сильного охлаждения приземных слоев атмосферы воздух сжимается, объем его уменьшается и наверху давление падает. Следовательно, в верхних слоях тропосферы возникает переток воздуха от экватора к полюсам. Благодаря этому масса воздуха у экватора, а значит, и давление у подстилающей поверхности уменьшаются, а на полюсах возрастает. В приземном слое начинается движение от полюсов к экватору. Вывод: солнечная радиация формирует меридиональную составляющую ОЦА.

На однородной вращающейся Земле действует еще и сила Кориолиса. Наверху сила Кориолиса отклоняет поток в СП вправо от направления движения, т.е. с запада на восток. В ЮП движение воздуха отклоняется влево, т.е. опять с запада на восток. Поэтому вверху (в верхней тропосфере и нижней стратосфере, в интервале высот от 10 до 20 км, давление уменьшается от экватора к полюсам) отмечен западный перенос, он отмечен для всей Земли в целом. В общем, движение воздуха происходит вокруг полюсов. Следовательно, сила Кориолиса формирует зональный перенос ОЦА.

Внизу у подстилающей поверхности движение более сложное, влияние оказывает неоднородная подстилающая поверхность, т.е. расчленение ее на материки и океаны. Образуется сложная картина основных воздушных потоков. От субтропических поясов высокого давления воздушные потоки оттекают к экваториальной депрессии и в умеренные широты. В первом случае образуются восточные ветры тропических-экваториальных широт. Над океанами благодаря постоянным барическим максимумам они существуют круглый год – *пассаты* – ветры экваториальных периферий субтропических максимумов, постоянно дующие только над океанами; над сушей прослеживаются не всюду и не всегда (перерывы вызываются ослаблением субтропических антициклонов из-за сильного прогрева и перемещения в эти широты экваториальной депрессии). В СП пассаты имеют северо-восточное направление, в ЮП – юго-восточное. Пассаты обоих полушарий сходятся вблизи экватора. В области их сходимости (внутритропическая зона конвергенции) возникают сильные восходящие токи воздуха, образуются кучевые облака и выпадают ливневые осадки.

Ветровой поток, идущий в умеренные широты от тропического пояса повышенного давления, формирует *западные ветры умеренных ши-*

*рот.* Они усиливаются в зимнее время, так как над океаном в умеренных широтах разрастаются барические минимумы, увеличивается барический градиент между барическими минимумами над океанами и барическими максимумами над сушей, следовательно, увеличивается и сила ветров. В СП направление ветров юго-западное, в ЮП – северо-западное. Иногда эти ветры называют антипассатами, но генетически они с пассатами не связаны, а являются частью общепланетарного западного переноса.

*Восточный перенос.* Преобладающими ветрами в полярных широтах являются северо-восточные в СП и юго-восточные – в ЮП. Воздух перемещается от полярных областей повышенного давления в сторону пояса пониженного давления умеренных широт. Восточный перенос представлен также пассатами тропических широт. Вблизи экватора восточный перенос охватывает почти всю тропосферу, и западного переноса здесь нет.

Анализ по широтам основных частей ОЦА позволяет выделить три зональных незамкнутых звена:

- полярное: в нижней тропосфере дуют восточные ветры, выше – западный перенос;
- умеренное звено: в нижней и верхней тропосфере – ветры западных направлений;
- тропическое звено: в нижней тропосфере – восточные ветры, выше – западный перенос.

Тропическое звено циркуляции получило название ячейки Гадлея (автор наиболее ранней схемы ОЦА, 1735 г.), умеренное звено – ячейки Фрреля (американский метеоролог). В настоящее время существование ячеек подвергается сомнению (С.П. Хромов, Б.Л. Дзердиевский), однако в литературе упоминание о них сохраняется.

Струйные течения – ветры ураганной силы, дующие над фронтальными зонами в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Особенно ярко они выражены над полярными фронтами, скорость ветра достигает 300–400 км/ч из-за больших градиентов давления и разреженности атмосферы.

Меридиональные переносы осложняют систему ОЦА и обеспечивают междуширотный обмен теплотой и влагой. Главными меридиональными переносами являются *муссоны* – сезонные ветры, меняющие летом и зимой направление на противоположное. Выделяют муссоны тропические и внетропические.

*Тропические муссоны* возникают по причине термических различий между летним и зимним полушариями, распределение суши и моря только усиливает, осложняет или стабилизирует это явление. В январе в

СП располагается почти непрерывная цепь антициклонов: над океанами – постоянных субтропических, над материками – сезонных. В то же время в ЮП лежит сдвинутая туда экваториальная депрессия. В результате образуется перенос воздуха из СП в ЮП. В июле при обратном соотношении барических систем, происходит перенос воздуха через экватор из ЮП в СП. Таким образом, тропические муссоны – это не что иное, как пассаты, которые в некоторой, близкой к экватору полосе приобретают иное свойство – сезонную смену генерального направления. При помощи тропических муссонов осуществляется обмен воздуха между *полушариями*, а на между сушей и морем, тем более, что в тропиках термический контраст между сушей и морем вообще невелик. Область распространения тропических муссонов вся лежит между 20° с.ш. и 15° ю.ш. (тропическая Африка к северу от экватора, восточная Африка к югу от экватора; южная Аравия; Индийский океан до Мадагаскара на западе и до северной Австралии на востоке; Индостан, Индокитай, Индонезия (без Суматры), Восточный Китай; в Ю.Америке – Колумбия). Например, муссонное течение, зарождающееся в антициклоне над северной Австралией и идущее в Азию, направляется, в сущности, с одного материка на другой; океан в данном случае служит лишь промежуточной территорией. Муссоны в Африке есть обмен воздуха между сушей одного и того же материка, лежащих в разных полушариях, а над частью Тихого океана муссон дует с океанической поверхности одного полушария на океаническую поверхность другого.

В образовании *внетропических муссонов* ведущую роль играет термический контраст между сушей и морем. Здесь муссоны возникают между сезонными антициклонами и депрессиями, одни из которых лежат на материке другие на океане. Так, зимние муссоны на Дальнем востоке есть следствие взаимодействия антициклона над Азией (с центром в Монголии) и постоянной Алеутской депрессии; летний – следствие антициклона над северной частью Тихого океана и депрессии над внутротропической частью Азиатского материка.

Внетропические муссоны лучше всего выражены на Дальнем Востоке (включая Камчатку), в Охотском море, в Японии, на Аляске и побережье Северного Ледовитого океана.

Одно из главных условий проявления муссонной циркуляции – отсутствие циклонической деятельности (над Европой и С. Америкой муссонная циркуляция отсутствует вследствие интенсивности циклонической деятельности, она «смывается» западным переносом).

**Ветры циклонов и антициклонов.** В атмосфере при встрече двух воздушных масс с разными характеристиками постоянно возникают

крупные атмосферные вихри – циклоны и антициклоны. Они сильно усложняют схему ОЦА.

*Циклон* – плоский восходящий атмосферный вихрь, проявляющийся у земной поверхности областью пониженного давления, с системой ветров от периферии к центру против часовой стрелки в СП и по часовой – в ЮП.

*Антициклон* – плоский нисходящий атмосферный вихрь, проявляющийся у земной поверхности областью повышенного давления, с системой ветров от центра к периферии по часовой стрелке в СП и против часовой – в ЮП.

Вихри плоские, так как их горизонтальные размеры – тысячи квадратных километров, а вертикальные – 15–20 км. В центре циклона наблюдаются восходящие токи воздуха, в антициклоне – нисходящие.

Выделяют циклоны фронтальные, центральные, тропические и термические депрессии.

*Фронтальные циклоны* образуются на Арктическом и Полярном фронтах: на Арктическом фронте Северной Атлантики (около восточных берегов Северной Америки и у Исландии), на Арктическом фронте в северной части Тихого океана (около восточных берегов Азии и у Алеутских островов). Циклоны обычно существуют несколько суток, двигаясь с запада на восток со скоростью около 20–30 км/ч. На фронте возникает серия циклонов, в серии по три–четыре циклона. Каждый следующий циклон находится на более молодой стадии развития и движется быстрее. Циклоны нагоняют друг друга, смыкаются, образуя *центральные циклоны* – второй тип циклона. Благодаря малоподвижным центральным циклонам поддерживается область пониженного давления над океанами и в умеренных широтах.

Циклоны, зародившиеся на севере Атлантического океана, движутся в Западную Европу. Наиболее часто они проходят через Великобританию, Балтийское море, Санкт-Петербург и далее на Урал и в Западную Сибирь или по Скандинавии, Кольскому полуострову и далее или к Шпицбергену, или по северной окраине Азии.

Северотихоокеанские циклоны идут в северо-западную Америку, а также северо-восточную Азию.

*Тропические циклоны* образуются на тропических фронтах чаще всего между 5° и 20° с. и ю. ш. Возникают они над океанами в конце лета и осенью, когда вода нагрета до температуры 27–28° С. Мощный подъем теплого и влажного воздуха приводит к выделению огромного количества теплоты при конденсации, что определяет кинетическую энергию циклона и низкое давление в центре. Циклоны двигаются с востока на

запад по экваториальной периферии постоянных барических максимумов на океанах. Если тропический циклон достигает умеренных широт, он расширяется, теряет энергию и уже как внетропический циклон начинает двигаться с запада на восток. Скорость движения самого циклона небольшая (20–30 км/ч), но ветры в нем могут иметь скорость до 100 м/с (рис. 15).

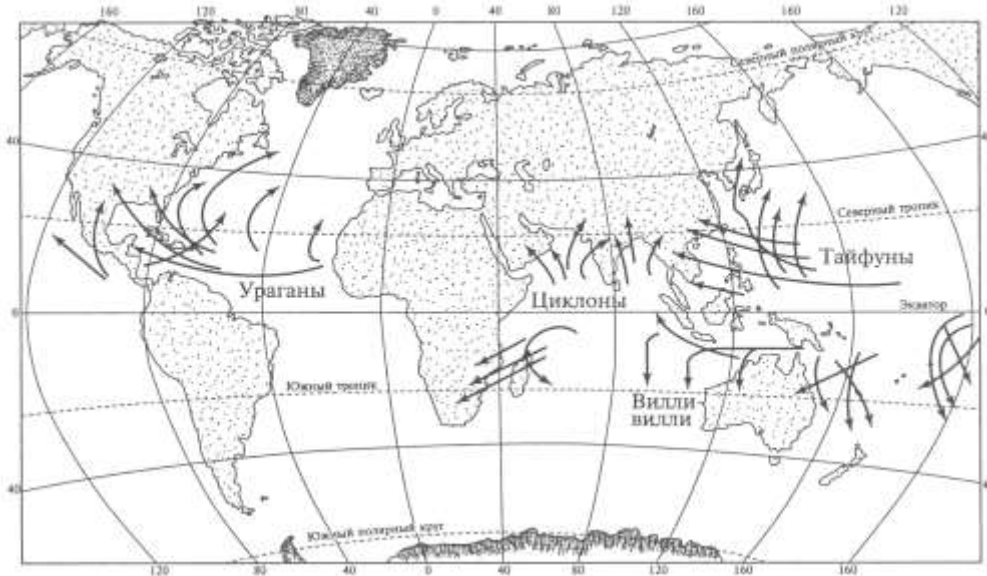


Рис. 15. Распространение тропических циклонов

Основные районы возникновения тропических циклонов: восточное побережье Азии, северное побережье Австралии, Аравийское море, Бенгальский залив; Карибское море и Мексиканский залив. В среднем за год бывает около 70 тропических циклонов со скоростью ветра более 20 м/с. В Тихом океане тропические циклоны называются тайфунами, в Атлантическом – ураганами, у берегов Австралии – вилли-вилли.

*Термические депрессии* возникают на суше из-за сильного перегрева участка поверхности, поднятия и растекания воздуха над ним. В результате у подстилающей поверхности образуется область пониженного давления.

Антициклоны подразделяются на фронтальные, субтропические антициклоны динамического происхождения и стационарные.

В умеренных широтах в холодном воздухе возникают *фронтальные антициклоны*, которые перемещаются сериями с запада на восток со скоростью 20–30 км/ч. Последний заключительный антициклон достигает субтропиков, стабилизируется и образует *субтропический антициклон динамического происхождения*. К ним относятся постоянные барические

максимумы на океанах. *Стационарный антициклон* возникает над сушей в зимний период в результате сильного выхолаживания участка поверхности.

Зарождаются и устойчиво держатся антициклоны над холодными поверхностями Восточной Арктики, Антарктиды, а зимой и Восточной Сибири. При прорыве арктического воздуха с севера зимой антициклон устанавливается над всей Восточной Европой, а иногда захватывает Западную и Южную.

За каждым циклоном следует и перемещается с той же скоростью антициклон, который заключает собой всякую циклоническую серию. При движении с запада на восток циклоны испытывают отклонение к северу, а антициклоны – к югу в СП. Причина отклонений объясняется влиянием силы Кориолиса. Следовательно, циклоны начинают двигаться на северо-восток, а антициклоны на юго-восток. Благодаря ветрам циклонов и антициклонов наблюдается обмен между широтами теплом и влагой. В областях повышенного давления преобладают токи воздуха сверху вниз – воздух сухой, облаков нет; в областях пониженного давления – снизу вверх – образуются облака, выпадают осадки. Внедрение теплых воздушных масс называется «волнами тепла». Перемещение тропических воздушных масс в умеренные широты летом вызывает засуху, зимой – сильные оттепели. Внедрение арктических воздушных масс в умеренные широты – «волны холода» – вызывает похолодание.

*Местные ветры* – ветры, возникающие на ограниченных участках территории в результате влияния местных причин. К местным ветрам термического происхождения относятся бризы, горно-долинные ветры, влияние рельефа вызывает образование фенов и бора.

*Бризы* возникают на берегах океанов, морей, озер, там, где велики суточные колебания температур. В крупных городах сформировались городские бризы. Днем, когда суша нагрета сильнее, над ней возникает восходящее движение воздуха и отток его наверху в сторону более холодного. В приземных слоях ветер дует в сторону суши, это дневной (морской) бриз. Ночной (береговой) бриз возникает ночью. Когда суша охлаждается сильнее, чем вода, и в приземном слое воздуха ветер дует с суши на море. Морские бризы выражены сильнее, их скорость равна 7 м/с, полоса распространения – до 100 км.

*Горно-долинные ветры* образуют ветры склонов и собственно горно-долинные и имеют суточную периодичность. Ветры склонов – результат различного нагрева поверхности склона и воздуха на той же высоте. Днем воздух на склоне нагревается сильнее, и ветер дует вверх по склону, ночью склон охлаждается тоже сильнее и ветер начинает дуть

вниз по склону. Собственно горно-долинные ветры вызваны тем, что воздух в горной долине нагревается и охлаждается сильнее, чем на той же высоте на соседней равнине. Ночью ветер дует в сторону равнины, днем – в сторону гор. Обращенный в сторону ветра склон, называется наветренным, а противоположный – подветренным.

*Фен* – теплый сухой ветер с высоких гор, часто покрытых ледниками. Возникает он благодаря адиабатическому охлаждению воздуха на наветренном склоне и адиабатическому нагреву – на подветренном склоне. Наиболее типичный фен возникает в случае, когда воздушное течение ОЦА переваливает через горный хребет. Чаще *встречается* антициклональный фен, он образуется в том случае, если над горной страной стоит антициклон. Фены наиболее часты в переходные сезоны, продолжительность их несколько суток (в Альпах в году 125 дней с фенами). В горах Тянь-Шаня подобные ветры называют кастек, в Средней Азии – гармсилъ, в Скалистых горах – чинук. Фены вызывают раннее цветение садов, таяние снега.

*Бора* – холодный ветер, дующий с невысоких гор в сторону теплого моря. В Новороссийске он называется норд-остом, на Апшеронском полуострове – нордом, на Байкале – сармой, в долине Роны (Франция) – мистралью. Возникает бора зимой, когда перед хребтом, на равнине, образуется область повышенного давления, где формируется холодный воздух. Перевалив невысокий хребет, холодный воздух устремляется с большой скоростью в сторону теплой бухты, где давление низкое, скорость может достигать 30 м/с, температура воздуха резко падает до  $-5^{\circ}\text{C}$ .

К мелкомасштабным вихрям относятся *смерчи* и *тромбы (торнадо)*. Вихри над морем называются смерчами, над сушей – тромбами. Зарождаются смерчи и тромбы обычно в тех же местах, что и тропические циклоны, в жарком влажном климате. Основным источником энергии служит конденсация водяных паров, при которой выделяется энергия. Большое число торнадо в США объясняется приходом влажного теплого воздуха с Мексиканского залива. Вихрь движется со скоростью 30–40 км/ч, но скорость ветра в нем достигает 100 м/с. Тромбы возникают обычно поодиночке, вихри – сериями. В 1981 г. у побережья Англии в течение пяти часов сформировалось 105 смерчей.

**Понятие о воздушных массах (ВМ).** Анализ вышеизложенного показывает, что тропосфера не может быть физически однородной во всех своих частях. Она разделяется, не переставая быть единой и цельной, на *воздушные массы* – крупные объемы воздуха тропосферы и нижней стратосферы, обладающие относительно однородными свойствами и движущиеся как единое целое в одном из потоков ОЦА. Размеры ВМ со-

поставимы с частями материков, протяженность тысячи километров, мощность – 22–25 км. Территории, над которыми формируются ВМ, называются очагами формирования. Они должны обладать однородной подстилающей поверхностью (суша или море), определенными тепловыми условиями и временем, необходимым для их образования. Подобные условия существуют в барических максимумах над океанами, в сезонных максимумах над сушей.

Типичные свойства ВМ имеет только в очаге формирования, при перемещении она трансформируется, приобретая новые свойства. Приход тех или иных ВМ вызывает резкие смены погоды неперiodического характера. По отношению к температуре подстилающей поверхности ВМ делят на теплые и холодные. Теплая ВМ перемещается на холодную подстилающую поверхность, она приносит потепление, но сама охлаждается. Холодная ВМ приходит на теплую подстилающую поверхность и приносит похолодание. По условиям образования ВМ подразделяют на четыре типа: экваториальные, тропические, полярные (воздух умеренных широт) и арктические (антарктическая). В каждом типе выделяется два подтипа – морской и континентальный. Для *континентального подтипа*, образующегося над материками, характерна большая амплитуда температур и пониженная влажность. *Морской подтип* формируется над океанами, следовательно, относительная и абсолютная влажность у него повышены, амплитуды температур значительно меньше континентальных.

*Экваториальные ВМ* образуются в низких широтах, характеризуются высокими температурами и большой относительной и абсолютной влажностью. Эти свойства сохраняются и над сушей и над морем.

*Тропические ВМ* формируются в тропических широтах, температура в течение года не опускается ниже 20° С, относительная влажность невелика. Выделяют:

– континентальные ТВМ, формирующиеся над материками тропических широт в тропических барических максимумах – над Сахарой, Аравией, Тар, Калахари, а летом в субтропиках и даже на юге умеренных широт – на юге Европы, в Средней Азии и Казахстане, в Монголии и Северном Китае;

– морские ТВМ, образующиеся над тропическими акваториями – в Азорском и Гавайском максимумах; характеризуются высокой температурой и влажностью, но низкой относительной влажностью.

*Полярные ВМ*, или воздух умеренных широт, образуются в умеренных широтах (в антициклонах умеренных широт из арктических ВМ и воздуха, пришедшего из тропиков). Температуры зимой отрицательные, летом положительные, годовая амплитуда температур значительна, аб-



солютная влажность увеличивается летом и уменьшается зимой, относительная влажность средняя. Выделяют:

- континентальный воздух умеренных широт (кУВ), который формируется над обширными поверхностями континентов умеренных широт, зимой сильно охлажден и устойчив, погода в нем ясная с сильными морозами; летом сильно прогревается, в нем возникают восходящие токи;
- морской воздух умеренных широт (мУВ), формируется над океанами в средних широтах; западными ветрами и циклонами переносится на материки; характеризуется большой влажностью и умеренной температурой; зимой несет оттепели, летом – прохладную и всегда пасмурную погоду.

*Арктические (антарктические) ВМ* формируются в полярных широтах. Температуры в течение года отрицательные, абсолютная влажность небольшая. Выделяют:

- кАВМ, формирующиеся над ледяной поверхностью Арктики, а зимой также над Таймыром, бассейном Колымы, Чукоткой и Северной Канадой; характеризуется низкими температурами, малым влагосодержанием и большой прозрачностью; вторжение в умеренные широты вызывает значительные и резкие похолодания;
- мАВМ, формирующиеся в европейской Арктике, над океаном свободным ото льда; отличается большим влагосодержанием и несколько более высокой температурой; вторжение на материк может вызвать кратковременное потепление.

ВМ находятся в постоянном движении. При их сближении возникают атмосферные фронты. *Атмосферный фронт* – узкая переходная зона, разделяющая на значительном протяжении ВМ с разными физическими свойствами. Пересечение атмосферного фронта с земной поверхностью образует так называемую фронтальную зону. Ширина фронтальных зон – несколько сотен километров, длина – тысячи километров, вертикальная мощность – до высоты 20 км. Чаще всего атмосферные фронты возникают в умеренных широтах, где встречаются холодный воздух из высоких широт и теплый воздух из тропических. Фронтальная зона в пространстве изображается фронтальной поверхностью, пересечение которой с земной поверхностью образует линию фронта. На линии фронта скачком меняются температура, влажность, облачность, давление, направление и скорость ветра.

Между АВМ и УВМ проходят Арктический и Антарктический фронты, расположенные в среднем около 65° с.ш и ю.ш. В средних широтах между УВМ и ТВМ проходят умеренные фронты СП и ЮП. Летом они смещаются к 50°, зимой к 30° с.ш. Между УВМ и ТВМ находится тропический фронт. В экваториальных широтах при соприкосновении

ЭВМ СП и ЮП образуется не фронт, а зона конвергенции или сходимости.

Атмосферные фронты подразделяются на теплые, холодные и окклюзии.

*Теплым фронтом* называется такой фронт, когда теплая ВМ более активна и перемещается в направлении холодной ВМ. Линия фронта при этом смещается в сторону холодного воздуха. После прохождения теплого фронта наступает потепление.

*Холодный фронт* образуется при наступлении холодной ВМ в направлении теплой ВМ. Линия фронта перемещается в сторону теплого воздуха. При смыкании холодного и теплого фронтов возникают *фронты окклюзии*.

На климатических картах можно выделить зоны, где чаще всего встречаются разные типы ВМ, здесь проходят *климатические фронты* – средние многолетние, наиболее типичные положения серий атмосферных фронтов, возникающих между типами или подтипами ВМ. Главные климатические фронты разделяют типы ВМ, вторичные – подтипы ВМ. Существуют *арктический (антарктический) фронт*, разделяющий АВМ и ПВМ, *полярный фронт* - между ПВМ и ТВМ, *тропический фронт* – между ТВМ и ЭВМ.

Процессы формирования и смещения ВМ, образования фронтов положены в основу генетической классификации климатов Б.П. Алисова.

Таким образом, исследование проблем, относящихся к движению атмосферы, приводит к установлению самой тесной связи между распределением температур на Земле, общей картиной барического рельефа и распределением ветров. Наиболее ярко связь эта видна в хорошо совпадающей зональности всех трех зависимых явлений. Можно построить логическую и закономерную цепь, последовательными звеньями которой являются: форма Земли – специфическое (обусловленное формой Земли) распределение солнечной радиации – обусловленное радиацией распределение температуры – обусловленное температурой и вращением Земли распределение барического рельефа – обусловленная барическим рельефом циркуляция воздуха.

### **6.3. Влагооборот в атмосфере**

*Влагооборот* – непрерывный процесс перемещения воды под действием солнечной радиации и силы тяжести. Благодаря влагообороту в атмосфере возникают облака и выпадают осадки. Выделяют малый, большой и внутриматериковый влагооборот. *Малый* влагооборот наблюдается над океаном, здесь взаимодействуют атмосфера, гидросфера, в

процессе участвует живое вещество. Благодаря испарению в атмосферу поступает водяной пар, образуются облака и осадки выпадают на океан.

В *большом* влагообороте взаимодействуют атмосфера, литосфера, гидросфера, живое вещество. Испарение и транспирация в поверхности океана и с суши обеспечивают поступление водяного пара в атмосферу. Облака, попадая в потоки ОЦА, переносятся на значительные расстояния и осадки могут выпадать в любой точке на поверхности Земли.

*Внутриматериковый* влагооборот характерен для областей внутреннего стока. Глобальный влагооборот Земли находит свое выражение в *водном балансе* Земли. За год количество испарившейся на всей Земле воды равно выпавшим осадкам, в годовой влагооборот включено 525,1 тыс. км<sup>3</sup> воды. В течение года с каждого км<sup>2</sup> Земли в среднем испаряется 1030 мм воды (М.И. Львович, 1986).

Основные звенья влагооборота в атмосфере: испарение, образование облаков, выпадение осадков.

*Испарение* – процесс перехода воды из жидкого состояния в газообразное. Одновременно идет обратный процесс – водяной пар переходит в жидкость, испарение идет тогда, когда первый процесс преобладает. Из двух составных частей испарения – непроизводительного физического с открытой поверхности и транспирации влаги растениями – большое природное значение имеет последняя, поскольку она участвует в развитии биосферы. На Земле на испарение воды затрачивается 25 % всей солнечной энергии, достигающей земной поверхности. Суточный ход испарения параллелен суточному ходу температур: наибольшее испарение наблюдается в середине дня, минимум – в ночные часы. В годовом ходе испарения максимум приходится на лето, минимум наблюдается зимой. Величина испарения зонально распределяется по поверхности Земли. Максимальное испарение наблюдается в тропических широтах над океанами – 3000 мм/год, на суше величина испарения в тропических пустынях резко сокращается до 100 мм/год. На экваторе, на суше и океане, величина испарения примерно одинакова – 1500–2000 мм/год. В лесной зоне умеренных широт испарение составляет 600 мм/год, в пустынях уменьшается до 100 мм/год. Минимальное испарение характерно для полярных широт – 100 мм/год.

*Испаряемость* – максимально возможное испарение при ограниченных запасах воды. Испарение и испаряемость совпадают над океанами, над сушей испарение всегда меньше испаряемости. Максимальная испаряемость характерна для суши тропических широт: 2500–3000 мм в СП, 2000 в ЮП. В экваториальных широтах испаряемость равна 1500 мм/год,

в умеренных широтах – 450–600 мм/год, в полярных широтах менее 200 мм/год.

*Влажность воздуха* – содержание водяного пара в воздухе; влагосодержание – содержание воды в трех агрегатных состояниях. Наиболее важными, хотя и не единственными показателями влажности служат:

– *абсолютная влажность воздуха* – реальное количество водяного пара в  $1 \text{ м}^3$  воздуха,  $\text{г/м}^3$ . С увеличением температуры абсолютная влажность увеличивается, так как теплый воздух может содержать больше водяных паров.

– *относительная влажность* – отношение абсолютной влажности к максимальной (предельное содержание водяного пара при данной температуре), выраженное в процентах. При повышении температуры относительная влажность понижается, так как с ростом температуры быстрее растет максимальная влажность.

Географическое распределение влажности зависит от температуры воздуха, испарения и переноса паров воды. Абсолютная влажность уменьшается от экватора ( $25\text{--}30 \text{ г/м}^3$ ) к полярным широтам (около  $1 \text{ г/м}^3$ ). Относительная влажность в экваториальных и полярных широтах составляет 85–90 %: на экваторе из-за большого количества осадков и испарения, а в полярных широтах из-за низких температур. В умеренных широтах летом относительная влажность равна 60 %, зимой она возрастает до 75–80 %. Самая низкая относительная влажность в тропиках на материках – 30–40 %, летом может уменьшаться до 10 %.

Поднимаясь, водяной пар достигает уровня конденсации и переходит в жидкое состояние. Та высота, на которой воздух достигает предела насыщения, называется *уровнем конденсации*. Кроме испарения в воздухе может начаться сублимация – переход водяного пара в твердое состояние минуя жидкую фазу (при температуре  $-10^\circ\text{C}$ ).

Конденсация может происходить на поверхности Земли и в атмосфере. В первом случае образуются гидрометеоры (продукты конденсации, образовавшиеся при непосредственном контакте водяного пара с земной поверхностью: роса, иней, твердый и жидкий налет, изморось), во втором облака и туманы. Туманы возникают в приземном слое атмосферы, облака – в свободной атмосфере.

*Туман* – скопление в приземном слое атмосферы капелек воды или кристаллов льда, понижающих горизонтальную видимость до 1 км.

*Облака* – видимое скопление продуктов конденсации в виде капелек воды и кристаллов льда на некоторой высоте в атмосфере. Нижняя граница облаков определяется уровнем конденсации, верхняя – уровнем конвекции и может находиться на высоте до 20 км.

Степень покрытия неба облаками называется *облачностью*, она выражается в баллах (если все небо покрыто облаками – 10 баллов, если небо ясное – 0).

Распределение облачности на Земле зонально. Наиболее покрыто небо облаками в экваториальных широтах: на суше 5–6 баллов, на океане до 7 баллов. В пустынях тропических широт облачность очень мала – 2–4 балла, в умеренных и полярных широтах – 6–7 баллов. Для Земли в целом облачность составляет 6 баллов.

*Атмосферными осадками* называют капли и кристаллы воды, выпавшие на земную поверхность из атмосферы. По агрегатному состоянию выделяют жидкие (дождь, морось), твердые (снежная и ледяная крупа, снег и град), и смешанные осадки. Капли дождя имеют диаметр от 0,05 (морось) до 7 мм, максимальный размер капли 9,4 мм. Снежинки представляют собой шестигранные кристаллы, иногда снег выпадает в виде больших хлопьев, достигающих в поперечнике 1 см и более. По характеру выпадения атмосферные осадки подразделяют на: ливневые (интенсивность более 1 мм/мин), обложные (0,1–1 мм/мин) и морозящие. В умеренных широтах отмечено 56 % обложных осадков, 14 % ливневых и 30 % морозящих. Количество осадков измеряется толщиной слоя воды (мм), который бы образовался в результате выпадения осадков при отсутствии просачивания, стока, испарения. Интенсивность выпадения осадков – слой воды, образующийся за 1 мин. По происхождению осадки могут быть внутримассовыми (конвективными) и фронтальными. Внутримассовые осадки формируются в одной воздушной массе при развитии конвекции в результате нагрева поверхности или при подъеме по склону гор. Фронтальные осадки образуются при соприкосновении двух воздушных масс. Осадки выпадают всегда из более теплой ВМ, именно теплый воздух поднимается, достигает уровня конденсации и в нем происходит конденсация водяных паров.

Осадки по земной поверхности распределены зонально-регионально. Наглядное представление о распределении осадков дает карта *изогиет* – линии, соединяющие точки с одинаковым количеством осадков. На географическое распределение осадков воздействуют следующие факторы: основные – температура воздуха и ОЦА (определяют зональность); дополнительные – морские течения, формы рельефа (наличие горных хребтов), неравномерное распределение суши и океана (определяют региональные различия). Зоны осадков повторяют барические пояса, но с обратным знаком. В основе этой зависимости лежит адиабатический процесс.

1. Экваториальная зона максимального количества осадков, простирается приблизительно от 17° с.ш. до 20° ю.ш. В нее входят Амазония, территория севернее и южнее ее, Центральная Африка, область джунглей на южных склонах Гималаев, Зондский архипелаг, Новая Гвинея. Абсолютный максимум осадков приходится на предгорья Гималаев (Черрапунджи – 12 660 мм), Анд (Тутунендо, Колумбия – 11 770 мм), где поднимаются влажные воздушные массы пассатов.

2. Тропические пояса, от 20° до 32° широты обоих полушарий, характеризуются господством сухого воздуха. Здесь располагаются два пояса пустынь. Сухость воздуха объясняется его адиабатическим нагреванием и иссушением в нисходящих токах антициклонов. Особенно бедны осадками западные побережья материков, омываемые холодными морскими течениями. Минимальное количество осадков характерно для пустыни Атакама (Ю. Америка) – 1 мм. Восточные части материков – Флорида и район Рио-де-Жанейро, Юго-Восточная Азия, Юго-Восток Африки и Восточная Австралия – орошаются дождями, приносимыми пассатами, дующими с океана. Здесь климат влажный тропический.

3. Влажные зоны средних широт между 40-й и 60-й параллелями в каждом полушарии. Образование максимума осадков умеренных широт обусловлено: а) западным переносом воздушных масс с океана в Европу, Северо-Западную Америку и Южные Анды; б) циклонической деятельностью; в) подъемом воздуха на Арктическом и Умеренном фронтах; г) муссонной циркуляцией в Восточной Азии.

Умеренному поясу, в соответствии с наибольшей площадью материков, свойственны наибольшие региональные различия (секторность) в распределении осадков. Выделяются три сектора: *западный* с обильными осадками (Западная Европа: Пиренеи, Ирландия, Норвегия – 1000 мм, в Скандинавских горах до 3000 мм; Северо-Западная Америка, западный склон Анд (2000–3000 мм) – первыми воспринимают морские воздушные массы (мУВМ), на них обрушиваются серии циклонов); *центральный* с их минимумом: степные с осадками от 500 мм на западе до 300 мм на востоке, полупустынные и пустынные (самое сухое место в Европе – Астрахань с годовой суммой осадков 162,6 мм, в умеренных пустынях Азии и Северной Америки – от 200 до 100 мм) и *восточный*, в котором количество осадков снова увеличивается (Дальний Восток – муссонная циркуляция – 500–1000 мм).

4. Холодные области высоких широт в обоих полушариях с малым (менее 250 мм) количеством осадков. Их существование объясняется слабой солнечной радиацией, низкими температурами воздуха и малым возможным влагосодержанием воздуха, ничтожным испарением, а также

антициклональной циркуляцией воздуха. Региональные различия невелики: западные побережья, омываемые теплыми водами получают осадков больше (400 мм), восточные меньше (устье Лены только 90 мм).

Большое значение для земной поверхности имеет увлажнение, которое зависит не только от осадков, но и от величины испаряемости. Для оценки условий увлажнения пользуются *коэффициентом увлажнения (K)*, он представляет собой отношение количества выпавших осадков к испаряемости.

Для территорий с избыточным увлажнением  $K > 1$  (100 %), к ним относятся заболоченная тундра, тайга, экваториальные леса; саванны, лесостепи являются территориями с нормальным увлажнением, здесь  $K = 0,8-1$  (80–100 %); к территориям с недостаточным увлажнением относятся степи (0,3–0,6), полупустыни (0,1–0,3) и пустыни (0,12).

#### **6.4. Типы климатов (по Б.П. Алисову)**

Теплооборот, влагооборот и ОЦА формируют погоду и климат в ГО.

*Погода* – состояние атмосферы в данный момент над определенной территорией. Погода характеризуется совокупностью метеоэлементов: температурой, давлением, влажностью, осадками, облачностью. Погода отличается изменчивостью, многообразием и повторяемостью.

*Климат* (от греч. klima – наклон) – многолетний режим погоды данной местности, обусловленный солнечной радиацией, подстилающей поверхностью и ОЦА. Наука, изучающая климат называется климатологией.

Из многочисленных классификаций климатов, созданных классической климатологией, наибольшее значение имеют две: В.П. Кеппена (в основе – средние годовые температуры, годовое количество осадков и их распределение по сезонам) и А.С. Берга (в основе – принцип географической зональности). Основы генетического, или динамического, анализа климатов заложены А.И. Воейковым, дальнейшее развитие он получил в работах П.И. Броунова и, особенно, в работах Б.П. Алисова. В основу генетической классификации климатов Б.П. Алисова положены географические типы ВМ и их циркуляция. Разделение Земли на климатические пояса связано с условиями формирования (а не с описанием) климатов, которые определяются циркуляцией ВМ. В зависимости от особенностей циркуляции и типа ВМ выделяются 13 климатических поясов. Основные пояса (7) характеризуются господством одной ВМ в течение года. В переходных поясах (6) происходит смена ВМ по сезонам. Границы поясов проводятся по летнему и зимнему положению климатических фронтов.

Внутри климатических поясов выделены области по особенностям климатообразующих процессов на разной подстилающей поверхности: климат материковый, климат океанический, климат западных и восточных побережий. Различия первых двух климатов обусловлены особенностями климатообразующих процессов над сушей и океаном; климаты побережий формируются благодаря своеобразию процессов над теплыми и холодными течениями.

*Процессы климатообразования* – силы, действие которых определяет климат данного региона. Важнейшими климатообразующими процессами являются теплооборот, влагооборот и ОЦА. Эти физические процессы имеют общий источник энергии – солнечную радиацию.

Кроме климатообразующих процессов на климат оказывают влияние факторы. *Факторы климатообразования* – географические условия, определяющие своеобразие и скорость протекания климатообразующих процессов. К ним относятся: солнечная радиация, подстилающая поверхность (океанический и материковый типы климатов; западных и восточных побережий), течения, рельеф, человеческая деятельность.

*Экваториальный климатический пояс* занимает область бассейна реки Конго и побережье Гвинейского залива в Африке, бассейн реки Амазонки в Южной Америке, Зондские острова у берегов Юго-Восточной Азии. Разрыв климатического пояса на восточных берегах материков объясняется господством субтропических барических максимумов над океанами. Наибольший переток воздуха идет по экваториальным перифериям барических максимумов, он захватывает восточные берега материков. В экваториальном поясе происходит увлажнение тропического воздуха, принесенного пассатами. Экваториальный воздух формируется при пониженном давлении, слабых ветрах и при высоких температурах. Величина суммарной радиации  $580\text{--}670$  кДж/см<sup>2</sup> в год немного понижена из-за большой облачности и влажности экваториальных широт. Радиационный баланс на материке составляет  $330$  кДж/см<sup>2</sup> в год, на океане равен  $420\text{--}500$  кДж/см<sup>2</sup> в год.

На экваторе весь год господствуют экваториальные ВМ. Средняя температура воздуха колеблется от  $+25^\circ$  до  $+28^\circ$  С, сохраняется высокая относительная влажность,  $70\text{--}90$  %. В экваториальных широтах по обеим сторонам от экватора выделяют внутритропическую зону конвергенции, которая характеризуется сходимостью пассатов двух полушарий, обуславливающей мощные восходящие потоки воздуха. Но конвекция развивается не только по этой причине. Нагретый воздух, насыщенный водяными парами, поднимается вверх, конденсируется, образуются кучево-дождевые облака, из которых после полудня выпадают ливневые осадки.



В этом поясе годовое количество осадков превышает 2000 мм. Есть места, где количество осадков увеличивается до 5000 мм. Высокая температура в течение всего года и большое количество осадков создают условия для развития на суше богатой растительности – влажных экваториальных лесов – гилей (в Южной Америке влажные леса называются селвой, в Африке – джунглями).

Материковый и океанический типы экваториального климата различаются незначительно.

*Климат субэкваториального пояса* приурочен к огромным пространствам Бразильского нагорья, Центральной Африке (к северу, востоку и югу от бассейна реки Конго), Азии (на полуостровах Индостан и Индокитай), Северной Австралии.

Суммарная солнечная радиация составляет около  $750 \text{ кДж/см}^2$  в год, радиационный баланс  $290 \text{ кДж/см}^2$  в год на суше и до  $500 \text{ кДж/см}^2$  в год на океане.

Субэкваториальный климатический пояс характеризуется муссонной циркуляцией воздуха: воздух движется из тропических широт зимнего полушария как зимний сухой муссон (пассат), после пересечения экватора он трансформируется в летний влажный муссон. Характерная особенность этого пояса – смена воздушных масс по сезонам: летом господствует экваториальный воздух, зимой – тропический. Выделяются два сезона – влажный (летний) и сухой (зимний). В летний сезон климат незначительно отличается от экваториального: большая влажность, обильное выпадение осадков, вызванное восходящими токами экваториального воздуха. Общее количество осадков равно 1500 мм, на наветренных склонах гор их количество резко увеличивается (Черапунджи – 12 660 мм). В зимний сезон условия резко меняются с приходом сухого тропического воздуха: устанавливается жаркая сухая погода, выгорают травы, деревья сбрасывают листву. Внутри континентов и на их западных берегах растительный покров субэкваториального пояса представлен саваннами, на восточных берегах господствуют влажные экваториальные леса.

*Тропический климатический пояс* в Южном полушарии распространяется сплошной полосой, расширяясь над океанами. На океанах в течение года господствуют постоянные барические максимумы, в которых формируются тропические ВМ. В Северном полушарии тропический пояс разрывается над Индокитаем и Индостаном; разрыв пояса объясняется тем, что господства тропических ВМ в течение всего года не наблюдается. Летом в Южно-Азиатский минимум проникает экваториальный воз-

дух, зимой – из Азиатского максимума далеко к югу вторгаются умеренные (полярные) ВМ.

Годовая величина суммарной радиации на материках составляет 750–849 кДж/см<sup>2</sup> в год (в Северном полушарии до 920 кДж/см<sup>2</sup> в год), на океане 670 кДж/см<sup>2</sup> в год; радиационный баланс – 250 кДж/см<sup>2</sup> в год на материке и 330–420 кДж/см<sup>2</sup> в год на океане.

В тропическом климатическом поясе в течение всего года господствуют тропические ВМ, которые отличаются высокими температурами. Средняя температура самого теплого месяца превышает +30° С, в отдельные дни температура повышается до +50° С, а поверхность Земли нагревается до +80° С (на северном побережье Африки зафиксирована максимальная температура +58° С). Ввиду повышенного давления и нисходящих токов воздуха конденсации водяных паров почти не происходит, поэтому осадков на большей части тропического пояса очень мало – менее 250 мм. Это вызывает образование величайших пустынь мира – Сахары и Калахари в Африке, пустынь Аравийского полуострова, Австралии.

В тропическом поясе климат, не везде засушлив. Климат восточных побережий (пассаты дуют с океана) отличается большим количеством осадков – 1500 мм (Большие Антильские острова, восточное побережье Бразильского плоскогорья, восточное побережье Африки в Южном полушарии). Особенности климата объясняются также влиянием теплых течений, подходящих к восточным берегам материков. Климат западных побережий (называется «гаруа» - морозящий туман) развит на западных берегах Северной и Южной Америки, Африки. Особенность климата состоит в том, что при отсутствии осадков (в Атакаме 0 мм в год) относительная влажность воздуха составляет 85–90 %. На формирование климата западных побережий оказывают влияние постоянный барический максимум над океаном и холодные течения у берегов материков.

*Климат субтропического пояса* развит сплошной полосой примерно между 25° и 40° широты в Северном и Южном полушариях. Для этого пояса характерна смена воздушных масс по сезонам: летом в барических максимумах на океанах и в термических депрессиях на суше формируются тропические ВМ; зимой господствуют умеренные ВМ. Поэтому в субтропическом поясе наблюдаются два климатических режима – умеренный и тропический.

Суммарная солнечная радиация равна 585–670 кДж/см<sup>2</sup> в год, радиационный баланс – 200 кДж/см<sup>2</sup> в год на материке и 290–330 кДж/см<sup>2</sup> в год на океане.

Климат западных побережий называется средиземноморским (побережье Средиземного моря в Европе, Калифорния в северной Америке, северная часть Чили в Южной Америке, юго-запад Африки и Австралии). Его особенность заключается в том, что летом сюда перемещается область высокого давления из тропиков, где формируется тропический сухой воздух, а зимой сюда приходит воздух умеренных широт и, благодаря активизации полярного фронта, выпадают осадки (до 1000 мм).

Климат восточных побережий имеет муссонный характер и особенно хорошо выражен на восточном побережье Азии, юго-восточной части Северной Америки. Летом сюда поступают влажные тропические массы воздуха с океана (летний муссон), приносящие большую облачность и осадки (температура составляет  $+25^{\circ}\text{C}$ ). Зимние муссоны приносят потоки континентального воздуха умеренных широт, температура самого холодного месяца  $+8^{\circ}\text{C}$ . Общее количество осадков около 1000 мм.

Материковый климат (аридный) развит в Северной Америке (Большой Бассейн), во внутренних районах Азии (Восточная Турция, Иран, Афганистан). В течение всего года преобладают сухие массы воздуха: летом – тропические, зимой – континентального воздуха умеренных широт. Среднемесячная температура летом около  $+30^{\circ}\text{C}$ , максимальная температура больше  $+50^{\circ}\text{C}$ ; зимой –  $+6^{\circ}$  –  $+8^{\circ}\text{C}$ , минимальная температура опускается ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Годовая амплитуда температур равна  $25^{\circ}\text{C}$ . Общее количество осадков равно 300 мм. В центральных областях материков расположены пустыни.

*Умеренный климатический пояс* распространен примерно между  $40^{\circ}$  северной и южной широты и полярными кругами. В Южном полушарии климат в основном океанический, в Северном полушарии наблюдаются четыре типа климата: материковый, океанический, западных и восточных побережий.

Суммарная радиация составляет  $330\text{--}500\text{ кДж/см}^2$  в год, радиационный баланс –  $85\text{--}170\text{ кДж/см}^2$  в год. Летом величина радиационного баланса практически равна величине радиационного баланса тропических широт из-за большой продолжительности дня. Зимой величина радиационного баланса отрицательная вследствие небольшой высоты Солнца над горизонтом, небольшой продолжительности дня и большого альбедо снежного покрова.

В умеренном климатическом поясе господствуют умеренные (полярные) воздушные массы в течение всего года, но господство их относительное: очень часто в умеренные широты вторгаются арктические и тропические воздушные массы. Особенностью циркуляции атмосферы

являются западные ветры, наиболее устойчивые в зимнее время, и циклоническая деятельность.

Материковый климат распространен в Евразии (центральные районы средней полосы России, Украина, север Казахстана) и Северной Америке (юг Канады). Летом над материками происходит интенсивная трансформация воздушных масс, приходящих с океана и с севера. Воздух нагревается, дополнительно увлажняется за счет влаги, испаряющейся с поверхности материка. Среднемесячная температура июля увеличивается от  $+10^{\circ}\text{C}$  на границе с субарктическим поясом до  $+24^{\circ}\text{C}$  у границы с субтропическим. Июльские изотермы располагаются субширотно, на материках отклоняясь к полюсу из-за более сильного прогрева. Максимальная летняя температура достигает  $+46^{\circ}\text{C}$  на границе с субтропическим поясом. Январские температуры уменьшаются от  $-5 - -10^{\circ}\text{C}$  в умеренно-континентальном климате до  $-35 - -40^{\circ}\text{C}$  в резко континентальном климате. Годовая амплитуда температуры возрастает до  $60^{\circ}$ .

Материковый климат характеризуется умеренным континентальным типом годового хода осадков с летним максимумом. Общее количество осадков уменьшается с запада на восток: в умеренно-континентальном климате 800 мм, в континентальном – 600 мм, в резко-континентальном – около 300 мм. Зимой характерен устойчивый снежный покров, продолжительность которого увеличивается от 4 месяцев в умеренно континентальном климате до 9 месяцев в резко континентальном климате. Разлит широкий спектр зон от таежных лесов до пустынь.

Климат западных побережий (морской) формируется под воздействием западных ветров, идущих с океана (Западная Европа, запад Северной Америки, Канада, юг Южной Америки – Чили). Среднемесячная температура июля  $+12 - +15^{\circ}\text{C}$ , среднемесячная температура января  $+5^{\circ}\text{C}$ , годовая амплитуда температур  $10^{\circ}$ . Наблюдается умеренный морской тип годового хода осадков: осадки выпадают практически равномерно в течение года с небольшим зимним максимумом. Общее количество осадков составляет 1000 мм, на западном склоне Кордильер в Северной Америке их величина возрастает до 3000 мм, здесь произрастают широколиственные дубовые и дубово-грабовые леса.

Климат восточных побережий наиболее широко распространен на восточном побережье Азии (северо-восток Китая, Дальний Восток). Своеобразие климата заключается в муссонной циркуляции воздуха. Летом из постоянных барических максимумов на океанах морская тропическая воздушная масса перемещается на восточные берега, по пути она трансформируется и превращается в морскую умеренную (полярную) воздушную массу. Среднемесячная температура июля равна

+18 – +20° С. Зимой из сезонных барических максимумов на материках к побережью подходит холодная умеренная (полярная) воздушная масса. Температура зимой составляет –25° С, годовая амплитуда температур 45°. Наблюдается муссонный тип годового хода осадков с большим летним максимумом, общее количество равно 600–700 мм, произрастают хвойные и смешанные леса.

Океанический климат развит в Южном полушарии над сплошным кольцом воды в умеренных широтах. В северном полушарии он формируется в северной части тихого и Атлантического океанов. Над океаном в течение года сохраняются постоянные барические минимумы: в Северном полушарии – Исландский, Алеутский, в Южном – Приантарктический пояс пониженного давления. Летняя температура составляет +15° С, зимняя – +5° С, годовая амплитуда температуры 10°. Весь год отмечается циклоническая деятельность, усиливающаяся в зимнее время. Осадки выпадают весь год с небольшим зимним максимумом, общее количество около 1000 мм.

*Климат субполярного пояса* располагается к северу от умеренного пояса в северном полушарии и к югу – в Южном полушарии. Это переходные пояса – субарктический и субантарктический, для которых характерна смена воздушных масс по сезонам: летом – воздух умеренных широт, зимой – арктический (антарктический).

Величина суммарной радиации равна 330 кДж/см<sup>2</sup> в год, радиационный баланс около 40 кДж/см<sup>2</sup> в год. Большую часть года радиационный баланс отрицательный. В поясе наблюдается явление полярной ночи и полярного дня.

Материковый субарктический климат развит в Северном полушарии в Северной Америке и Евразии. Лето относительно теплое, короткое, среднемесячная температура июля равна +5 – +10° С. Зима суровая, среднемесячная температура января уменьшается от –10° С, на западных берегах (влияние теплых течений и западных ветров) до –55° С внутри континента. На полюсах холода в Оймяконе и Верхоянске отмечен минимум температуры –71° С. Годовая амплитуда температуры равна 60°. Материковый климат характеризуется небольшим количеством осадков с максимумом в летнее время, общее количество равно 200 мм. Зимой устанавливается устойчивый снежный покров, распространена многолетняя мерзлота, господствуют ландшафты тундр.

Океанический климат в северном полушарии формируется в гренландском и Норвежском морях, в Южном полушарии – вокруг Антарктиды. Среднемесячная температура летом (июль в Северном полушарии, январь – в Южном) равна +3 – +5° С, среднемесячная температура зимой

от  $-25^{\circ}$  до  $-30^{\circ}\text{C}$ , годовая амплитуда температуры  $30^{\circ}$ . Весь год развита циклоническая деятельность, количество осадков по сравнению с материковым климатом больше – 400 мм. Характерны туманы из-за большой относительной влажности воздуха (около 80–90 %).

*Климат полярных областей* (арктический и антарктический) развит вокруг полюсов и характеризуется холодными массами воздуха в условиях повышенного давления.

Величина суммарной радиации составляет  $250 \text{ кДж/см}^2$  в год, радиационный баланс около нуля. Большую часть года радиационный баланс отрицательный. Продолжительность полярного дня и полярной ночи увеличивается от одних суток на линии полярного круга до полугода – на полюсе. В климатическом поясе в Северном полушарии в течение года господствуют арктические ВМ, в Южном полушарии над Антарктидой – антарктические ВМ.

Материковый климат формируется в постоянных барических максимумах – Гренландском в Северном полушарии и Антарктическом в Южном полушарии. Наблюдается полярный тип годового хода температур: один максимум после дня летнего солнцестояния (в Северном полушарии), среднемесячная температура июля равна  $-8^{\circ}\text{C}$ , в Южном полушарии в январе температура составляет  $-30^{\circ}\text{C}$ . Зимой температуры понижаются до  $-50$  –  $-55^{\circ}\text{C}$ . В Антарктиде зафиксирован абсолютный минимум температур  $-89,2^{\circ}\text{C}$ . Годовая амплитуда температуры  $30^{\circ}\text{C}$ . На окраинах Антарктиды наблюдаются ветры со скоростью 100 м/с. Осадков мало, общее количество составляет около 100 мм. В Гренландии и Антарктиде часты туманы, относительная влажность около 80 %. Здесь развито современное покровное оледенение, мощность ледяного щита в Антарктиде достигает 4 – 4,5 км.

Океанический климат формируется над поверхностью Северного Ледовитого океана, покрытого льдом. Среднемесячная температура июля около нуля, в полдень возможно повышение температур выше нуля. Зимние температуры отрицательные:  $-30$  –  $-40^{\circ}\text{C}$ . Годовое количество осадков равно 200 мм.

## ТЕМА 6

### ГИДРОСФЕРА

#### 6.1. Общие представления о гидросфере

**Гидросфера** – сплошная оболочка Земли, содержащая воду во всех агрегатных состояниях в пределах Мирового океана, криосферы (оболочка Земли, характеризующаяся содержанием воды в твердой фазе), литосферы

и атмосферы и принимающая непосредственное участие в планетарном круговороте влаги (гидрологическом цикле). Иерархическая классификация гидросферы приведена на рисунке 16.

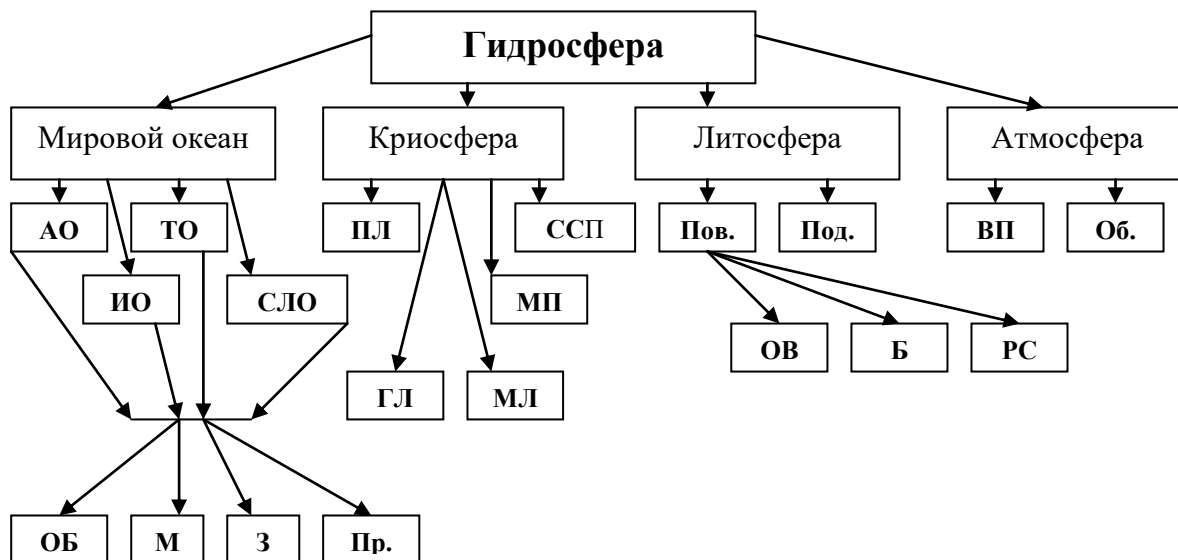


Рис. 16. Иерархическая классификация вод гидросферы.

Мировой океан делится на Атлантический (АО), Индийский (ИО), Тихий (ТО) и Северный Ледовитый (СЛО). В свою очередь каждый из них разделяется на океанские бассейны (Об), моря (М), заливы (З) и проливы (Пр.). Криосфера состоит из покровных ледников (ПЛ), горных ледников (ГЛ), морских льдов (МЛ), сезонного снежного покрова (ССП) и льдов многолетнемерзлых пород (МП). Воды литосферы делятся на поверхностные (Пов.) и подземные (Под.), при этом поверхностные воды разделяются на озера и водохранилища (ОВ), болота (Б) и реки (речной сток, РС). Наконец атмосфера состоит из водяного пара (ВП) и облачности (Об.).

Верхняя граница гидросферы проводится по поверхности океана, так как пары воды в атмосфере составляют небольшую часть гидросферы. Нижняя граница проводится по дну океана, в литосфере – по границе распространения подземных вод. Химически связанная вода – вода в минералах - в состав гидросферы не включается. По мнению В.Н. Михайлова и А.Д. Добровольского границы гидросферы совпадают с границами ГО, так как гидросфера это непрерывная оболочка, образованная при взаимодействии всех сфер ГО.

Гидросфера занимает 361 млн. км<sup>2</sup> и содержит 1 454 000 тыс. км<sup>3</sup> воды. Главная масса воды сосредоточена в океанах – 1338,0 млн. км<sup>3</sup>, или 96,5 % всей воды гидросферы, из них около 35 тыс. км<sup>3</sup> приходится на айсберги (табл. 3).

Таблица 3

## Объем воды различных частей гидросферы

Части гидросферы	Объем		
	тыс. км <sup>3</sup>	% от общего объема	% от объема пресных вод
Мировой океан	1 338 000	96,5	–
Подземные воды	23 700	1,72	30,9
Ледники	26 064	1,74	68,7
Озера	176	0,013	0,26
Почвенная влага	16,5	0,001	0,05
Воды атмосферы	12,9	0,001	0,037
Болота	11,5	0,0008	0,033
Водохранилища	6,0	0,0004	0,016
Реки	2,0	0,0002	0,006

**Происхождение воды.** Гидросфера Земли – одна из древнейших оболочек нашей планеты, которая, вероятно, возникла около 4,0- 3,5 млрд. лет назад. Она развивалась вместе и в тесном взаимодействии с литосферой, атмосферой, а затем и с живой природой.

Основная масса гидросферы сформировалась в результате процессов выплавления и дегазации вещества мантии Земли и определялась глубинными геофизическими процессами. Дегазация является следствием мощного механизма химико-плотностной гравитационной дифференциации вещества мантии на границе с ядром, приводившего к возникновению в мантии конвективной циркуляции. Тугоплавкие компоненты остались в мантии, легкоплавкие в виде базальта образовали земную кору, а летучие, в их числе водяной пар, поднялись на поверхность. По мере охлаждения земной поверхности из водяного пара формировалась водная оболочка – гидросфера. Примерно 4,0 млрд. лет назад первичная гидросфера тонким слоем покрывала всю Землю и воды ее были минерализованы. В мезо-кайнозое в связи с образованием материков и крупных океанических впадин гидросфера приобрела очертания близкие к современным. В настоящее время происходит выделение воды из мантии со скоростью 1 км<sup>3</sup> в год (*ювинильная* вода), в связи с этим предполагают увеличение объема водной массы океана на 6 – 7 % в течение ближайшего миллиарда лет. Гидросфера теряет воду вследствие улетучивания водорода в космос, изъятия воды организмами и реакции фотосинтеза.

Вода – одно из самых распространенных на Земле химических соединений. Природные воды образуют океаны, моря, ледники, реки, озера, в виде паров присутствуют в атмосфере, проникают в почву и горные



породы. Вода – простейшее и устойчивое соединение водорода с кислородом: 11,19 % водорода и 88,81 % кислорода (по массе). Вода гидросферы представляет собой природный раствор, в котором кроме воды присутствуют соли, газы и организмы. *Соленость* вод – содержание (в граммах) всех минеральных веществ, растворенных в 1 кг морской воды. Соленость выражается в г/кг, или в тысячных долях – промилле (S, ‰). Соленость воды океана равна 35‰, т.е. 35 г солей в 1кг воды. По степени минерализации воды подразделяются:

- по преобладающему аниону на три класса: гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные;
- по преобладающему катиону каждый класс делится на три группы: кальциевые, магниевые, натрий-калиевые.

Пребывание одновременно в газообразном, жидком и твердом состояниях и абсолютная подвижность определили вездесущность воды, она пронизывает всю ГО и производит в ней разнообразную работу. Вода обладает способностью самоочищения: при прохождении через грунт она фильтруется; испаряется только чистая вода, все примеси остаются на месте. Но этот процесс идет до известного предела, загрязнение воды промышленными отходами нередко переходит процесс самоочищения.

Воды гидросферы участвуют во всех влагооборотах на Земле – большом, малом и внутриматериковом. Большой и малый влагообороты связаны между собой переносом водяного пара с океана на сушу и поверхностным и подземным стоком с суши на океан.

Влагооборот находит количественное выражение в годовом *водном балансе* – соотношении прихода и расхода воды за определенный промежуток времени (год, месяц). На суше объем атмосферных осадков больше, чем объем испаряющейся воды. Разность в 44,2 тыс. км<sup>3</sup> составляют воды, переносимые на сушу в виде водяного пара и возвращающиеся в океан поверхностным и подземным стоком. Над океаном объем испарившейся воды больше, чем объем атмосферных осадков. Компенсируются потери за счет притока поверхностных и подземных вод. Для всего земного шара количество испарившейся воды равно количеству атмосферных осадков за один и тот же промежуток времени.

*Мировой океан* – пространство Земли, покрытое водами океанов и морей, представляющее собой непрерывную водную оболочку. Название «Мировой океан» было предложено Ю.М. Шокальским. В структуре МО выделяют океаны, моря, заливы и проливы.

*Океан* – часть МО, расположенная между отдельными материками и отличающаяся своеобразной конфигурацией береговой линии и особенностями подводного рельефа, со специфической схемой течений, атмо-

сферной циркуляцией, особенностями горизонтального и вертикального распределения температуры и солености воды, растительным и животным миром. По этим признакам в 1928 г. Международным гидрографическим бюро (МГБ) принято деление Мирового океана на четыре океана: Атлантический, Индийский, Тихий и Северный Ледовитый. В 1953 г. публикуются уточненные границы океанов и морей, которые официально признаны странами – членами МГБ. С официальной точкой зрения не согласился Второй Международный океанографический конгресс (Москва, 1966 г.), который признал целесообразным в соответствии с особенностями гидрологического режима выделить Южный океан с границами вблизи оконечностей материков (Африки, Австралии и Южной Америки) и островов, максимально приближенных к субтропической зоне конвергенции. Согласно другой точке зрения Северный Ледовитый океан рассматривается как средиземный бассейн и поэтому должен быть включен в Атлантический океан.

Общие сведения о Мировом океане и его отдельных частях приводятся в таблице 4.

Таблица 4

**Основные морфометрические характеристики  
Мирового океана и его частей**

Океан	Площадь, млн. км <sup>2</sup>	% от общей площади МО	Средняя глубина, м	Максимальная глубина, м
Мировой	361,26	100	3711	11 022
Тихий	178,68	49,5	3976	11 022
Атлантический	91,66	25,4	3597	9219
Индийский	76,17	21,1	3711	7455
Северный Ледовитый	14,75	4,1	1225	5527

В каждом океане можно выделить *морья* – обособленные части океана, отличающиеся собственным гидрологическим режимом, особенностями физических и химических свойств. Площадь морей составляет лишь около 10 % площади МО, а объем воды в них не превышает 3 % объема его вод. Выделяют морья:

- 1) окраинные (арктические морья, за исключением Белого морья);
- 2) внутренние:
  - средиземные (Красное, Средиземное - межматериковые; Балтийское, Черное - внутриматериковые);
  - полузамкнутые (Берингово, Охотское, Японское);
- 3) межостровные (Сулу, Сулавеси, Банда и др.).

Самым большим и глубоким является Коралловое море (4,07 млн. км<sup>2</sup>, 10 038 м), а самым малым – Мраморное (12 000 км<sup>2</sup>). Самым мелководным является Азовское море, средняя глубина которого составляет лишь 7 м, а максимальная – 13 м. В океанах и морях выделяют отдельные их части: заливы и проливы.

*Заливы* – части океана или моря, вдающиеся в сушу и слабо обособленные от открытого океана или моря. В зависимости от происхождения, формы и строения берегов заливам часто дают местные названия (бухта, губа, фиорд, лиман и др.).

*Проливы* – узкие части океана, разделяющие материки или острова и соединяющие два соседних водоема. Например, Берингов пролив соединяет Тихий и Северный Ледовитый океаны, но разъединяет Азию и Америку.

В вертикальном разрезе толща воды МО распадается на большие слои, отличающиеся по температуре, солености, плотности и характеру циркуляции. Вертикальная структура океана сопоставима со стратификацией атмосферы. По аналогии с атмосферой в МО различают поверхностную зону, ограниченную глубиной проникновения вертикальной конвекции – *океаническую тропосферу*. Глубже располагаются холодные относительно однородные воды – *океаническая стратосфера*. В океанической тропосфере выделяют поверхностные до глубины 300–500 м, промежуточные – до глубины 1000–1200 м воды, стратосфера разделяется на глубинные – до 2000–2500 м и придонные воды.

Свободная поверхность океана, совпадающая с поверхностью геоида, называется *уровенной*. На ее отклонения влияют приливы, изменения температуры и давления, колебания речного стока и землетрясения. Колебания уровенной поверхности океана могут быть периодическими и непериодическими. К первым относятся суточные и сезонные: суточные колебания обусловлены приливами и отливами, сезонные – возникают в результате годовых колебаний речного стока или воздействия муссонов. Непериодические колебания уровенной поверхности могут быть связаны с нагонами при землетрясениях или штормах. Уровенная поверхность имеет выступы в районе Новой Гвинеи до 80 м и провалы у Индостана до 112 м и у Бермудских островов до 64 м. В России за нулевой уровень принят средний уровень Балтийского моря у Кронштадта (от него измеряются абсолютные высоты на территории России).

## **6.2. Физические и химические свойства вод Мирового океана**

Температурный режим вод МО. Температурный режим вод МО определяется тепловым балансом. Океан получает теплоту за счет сум-

марной солнечной радиации, конденсации влаги на водной поверхности, льдообразования и химико-биологических процессов, идущих с выделением теплоты. В океан поступает теплота, приносимая атмосферными осадками, речными водами; на температуре глубоководных слоев сказывается теплота Земли (об этом свидетельствуют высокие до  $260^{\circ}\text{C}$  температуры во впадинах Красного моря – вода здесь горячий рассол с соленостью 270 ‰). Теряется теплота за счет эффективного излучения водной поверхности, испарения воды, таяния льда, турбулентного обмена с атмосферой, нагрева холодной воды рек и течений. Определяющее значение в тепловом балансе имеет приход солнечной радиации и расход тепла на испарение.

Средняя годовая температура МО составляет  $17,4^{\circ}\text{C}$ , наибольшая средняя годовая температура воды отмечена для Тихого океана ( $19,1^{\circ}\text{C}$ ), наименьшая – для Северного Ледовитого океана ( $0,75^{\circ}\text{C}$ ). Распределение теплоты в толще океанской воды происходит благодаря конвекции и перемешиванию в результате волнения и течений. Температура воды с глубиной понижается. На некоторой глубине в толще воды наблюдается резкое понижение температуры, здесь выделяется слой температурного скачка – *термоклин*. По изменению температуры воды с глубиной выделяется несколько типов распределения температур.

В *экваториальном типе* температура воды быстро уменьшается от  $26,65^{\circ}\text{C}$  на поверхности до  $10,74^{\circ}\text{C}$  на глубине 300 м. Термоклин наблюдается на глубине 200–300 м. Далее, до глубины 1000 м, температура воды уменьшается медленно, а глубже остается практически постоянной.

В *тропическом типе* температура воды резко падает от  $26,06^{\circ}\text{C}$  до  $13,60^{\circ}\text{C}$  на глубине 300 м, далее температура воды изменяется более плавно.

В *субтропическом типе* температура воды уменьшается от  $20,3^{\circ}\text{C}$  на поверхности до  $13,1^{\circ}\text{C}$  на глубине 300 м. В субполярном типе температура уменьшается от  $8,22^{\circ}\text{C}$  на поверхности до  $5,20^{\circ}\text{C}$  на глубине 150 м. Полярный тип характеризуется уменьшением температуры воды до глубины 100 м, затем температура начинает повышаться до  $1,8^{\circ}\text{C}$  на глубине 400 м. За счет притока теплых атлантических вод. На глубине 1000 м температура воды равна  $1,55^{\circ}\text{C}$ . В слое до 1000 м от поверхности наблюдается зональное изменение температуры и солености воды, глубже характеристики воды остаются практически постоянными.

Физико-химические свойства вод МО. Еще в начале 19 в. было замечено, что количество растворенных в водах океана солей может сильно различаться, но солевой состав, соотношение различных солей вод

МО одинаковы. Эта закономерность формулируется как свойство постоянства солевого состава морских вод. На 1 кг морской воды приходится 19,35 г хлора, 2,70 г сульфатов, 0,1 г гидрокарбонатов, 10,76 г натрия, 1,30 г магния, 0,41 г кальция. Количественное соотношение между главными солями в воде МО остается постоянным. Общая соленость определяется по количеству хлора в воде (формулу получил М. Кнудсен в 1902 г.):

$$S = 0,030 + 1,805 Cl$$

Воды океанов и морей относятся к хлоридному классу и натриевой группе, этим они резко отличаются от речных вод. Всего восемь ионов дают более 99,9 % общей массы солей в морской воде. На оставшиеся 0,1 % приходятся все остальные элементы таблицы Д.И. Менделеева.

Распределение солености в водных массах зонально и зависит от соотношения осадков, притока речных вод и испарения. Кроме того, на соленость воды оказывает влияние циркуляция вод, деятельность организмов и другие причины. На экваторе отмечается пониженная соленость воды (34–33 ‰), обусловленная резким увеличением атмосферных осадков, стоком полноводных экваториальных рек и немного пониженным испарением из-за высокой влажности. В тропических широтах наблюдается самая высокая соленость вод (до 36,5 ‰), связанная с высоким испарением и небольшим количеством осадков в барических максимумах давления. В умеренных и полярных широтах соленость вод понижена (33–33,5 ‰), что объясняется увеличением количества осадков, стоком речных вод и таянием морских льдов.

Широтное распределение солености нарушают течения, реки и льды. Теплые течения в океанах переносят более соленые воды в направлении высоких широт, холодные течения переносят менее соленые воды к низким широтам. Реки опресняют приустьевые районы океанов и морей. Очень велико влияние рек Амазонки (опресняющее влияние Амазонки ощущается на расстоянии 1000 км от устья), Конго, Нигера и др. Льды оказывают сезонное влияние на соленость вод: зимой при образовании льда соленость воды возрастает, летом при таянии льда – уменьшается.

Соленость глубинных вод МО однообразна и в целом составляет 34,7–35,0 ‰. Соленость придонных вод более разнообразна и зависит от вулканической деятельности на дне океана, выходов гидротермальных вод, разложения организмов. Характер изменения солености вод океана с глубиной различен на разных широтах. Выделяют пять основных типов изменения солености с глубиной.

В *экваториальных широтах* соленость с глубиной постепенно возрастает и достигает максимального значения на глубине 100 м. На этой глубине к экватору подходят более соленые и плотные воды из тропических широт океанов. До глубины 1000 м соленость очень медленно повышается до 34,62 ‰, глубже соленость практически не меняется.

В *тропических широтах* соленость немного увеличивается до глубины 100 м, затем плавно уменьшается до глубины 800 м. На этой глубине в тропических широтах наблюдается самая низкая соленость (34,58 ‰). Очевидно, здесь распространяются менее соленые, но более холодные воды высоких широт. С глубины 800 м она немного увеличивается.

В *субтропических широтах* соленость быстро уменьшается до глубины 1000 м (34,48 ‰), затем становится почти постоянной. На глубине 3000 м она составляет 34,71 ‰.

В *субполярных широтах* соленость с глубиной медленно увеличивается с 33,94 до 34,71 ‰, в *полярных широтах* соленость с глубиной возрастает более существенно – с 33,48 до 34,70 ‰.

Соленость морей сильно отличается от солености МО. Соленость воды Балтийского (10–12 ‰), Черного (16–18 ‰), Азовского (10–12 ‰), Белого (24–30 ‰) морей обусловлена опресняющим влиянием речных вод и атмосферных осадков. Соленость воды в Красном море (40–42 ‰) объясняется малым количеством осадков и большим испарением.

Средняя соленость вод Атлантического океана – 35,4; Тихого – 34,9; Индийского – 34,8; Северного Ледовитого океана – 29–32 ‰.

*Плотность* – отношение массы вещества к его объему (кг/м<sup>3</sup>). Плотность воды зависит от содержания солей, температуры и глубины, на которой находится вода. При увеличении солености воды плотность возрастает. Плотность воды увеличивается при понижении температуры, при увеличении испарения (так как увеличивается соленость воды), при образовании льда. С глубиной плотность растет, хотя и очень незначительно из-за малого коэффициента сжимаемости воды.

Плотность воды изменяется зонально от экватора к полюсам. На экваторе плотность воды небольшая – 1022–1023 кг/м<sup>3</sup>, что обусловлено пониженной соленостью и высокими значениями температуры воды. К тропическим широтам плотность воды возрастает до 1024–1025 кг/м<sup>3</sup> из-за увеличения солености воды вследствие повышенного испарения. В умеренных широтах плотность воды средняя, в полярных – увеличивается до 1026–1027 кг/м<sup>3</sup> из-за понижения температуры.

Способность воды растворять газы зависит от температуры, солености и гидростатического давления. Чем выше температура и соленость воды, тем меньше газов может в ней раствориться.

В воде океанов растворены различные газы: кислород, углекислый газ, аммиак, сероводород и др. Газы попадают в воду из атмосферы, за счет речного стока, биологических процессов, подводных вулканических извержений. Наибольшее значение для жизни в океане имеет кислород. Он участвует в планетарном газообмене между океаном и атмосферой. В активном слое океана ежегодно образуется  $5 \cdot 10^{10}$  т кислорода. Поступает кислород из атмосферы и выделяется при фотосинтезе водных растений, расходуется на дыхание и окисление.

Углекислый газ находится в воде в основном в связанном состоянии, в виде углекислых соединений. Он выделяется при дыхании организмов, при разложении органического вещества, расходуется на строительство скелета кораллами.

Азот всегда есть в воде океана, но его содержание по отношению к другим газам меньше, чем в атмосфере. В некоторых морях в глубине может накапливаться сероводород, происходит это благодаря деятельности бактерий в бескислородной среде. В Черном море отмечено сероводородное загрязнение, содержание его достигло  $6,5 \text{ см}^3/\text{л}$ , организмы в такой среде не живут.

*Прозрачность воды* зависит от рассеяния и поглощения солнечной радиации, от количества минеральных частиц и планктона. Наибольшая прозрачность отмечена в открытом океане в тропических широтах и равна 60 м. Уменьшается прозрачность воды на мелководье вблизи устьев рек. Особенно резко уменьшается прозрачность воды после шторма (до 1 м на мелководье). Наименьшая прозрачность наблюдается в океане в период активного размножения планктона. От прозрачности воды зависит глубина проникновения солнечных лучей в толщу океана и, следовательно, распространение фотосинтезирующих растений. Организмы, способные усваивать солнечную энергию, живут на глубине до 100 м.

Толща чистой воды имеет голубой или синий цвет, большое количество планктона приводит к появлению зеленоватого оттенка, вблизи рек вода может быть коричневой.

### **6.3. Циркуляция воды в Мировом океане**

Вся масса океанических вод непрерывно движется, благодаря чему происходит постоянное перемешивание, обеспечивающее проникновение кислорода на глубину и вынос питательных веществ на поверхность.

По площади и глубине распространения и характеру движения воды движение вод в океане делят на течение, волнение и одиночные волны.

Одной из самых важных форм движения в океане являются *морские течения* – более или менее правильные перемещения водных масс в горизонтальном направлении: течения захватывают сравнительно неглубокий слой воды, имеют по сравнению с длиной небольшую ширину и отчасти напоминают реки, которые текут в «берегах» из воды. Океанические течения вызываются действием ветра, силы тяжести, приливообразующих сил. На их направление и скорость оказывают влияние сила Кориолиса и внутреннее трение воды. Трение вызывает завихрения на границах слоев с разной плотностью, сила Кориолиса приводит к отклонению водных потоков от направления ветра вправо в СП и влево – в ЮП. По мнению Л.П. Шубаева (1977), перемещение водных и воздушных масс определяется общей закономерностью: неравномерным нагреванием и охлаждением поверхности Земли. От этого в одних районах возникают восходящие токи и убыль массы, в других – нисходящие токи и увеличение массы. Перенос масс – это движение водных масс, т.е. приспособление их к полю силы тяжести, стремление к равномерному распределению.

По глубине распространения течения подразделяют на поверхностные, подповерхностные, глубинные и придонные (только поверхностные изучены достаточно хорошо).

По происхождению *поверхностные* течения делятся на фрикционные (ветровые, дрейфовые), градиентные (сточные, компенсационные, плотностные) и приливно-отливные. *Фрикционные* течения, вызванные временными ветрами, называют ветровыми, в отличие от дрейфовых, которые образуются под действием постоянных ветров. Сточные течения возникают в случае поднятия уровня воды, вызванного ее притоком, обилием атмосферных осадков. Компенсационные образуются при опускании уровня воды, обусловленном испарением или оттоком воды. Плотностные течения возникают из-за различий в плотности воды.

По соотношению температуры течения и окружающей воды течения делятся на теплые, холодные и нейтральные. *Теплым* называется такое течение, температура которого выше, чем температура окружающей воды. *Холодные* течения характеризуются более низкой температурой, чем температура окружающей воды. *Нейтральные* течения образуются при равных температурах течения и окружающей воды. При этом температура воды не играет роли в образовании течений. Например, температура холодного Перуанского течения равна 22° С, но она на 6° С ниже температуры поверхностных вод в этом районе (15–18° ю. ш.).



По продолжительности (устойчивости) течения разделяются на постоянные, периодические и временные. *Постоянные* течения сохраняют направление и среднюю скорость, они возникают в результате воздействия постоянных ветров или сточно-компенсационных процессов. *Периодические* течения формируются под воздействием муссонов, направление и скорость их меняются. *Временные* течения вызываются временными, непериодическими ветрами, направление и скорость таких течений изменчивы.

Схема течений МО отражает, прежде всего, распределение господствующих ветров (рис. 17). Крупных циркуляционных систем десять: пять тропических – Североатлантическая (Азорская), Северотихоокеанская (Гавайская), Южноатлантическая, Южнотихоокеанская и Южноиндийская; экваториальная; две умеренных северного полушария – Атлантическая (Исландская), Тихоокеанская (Алеутская); Индийская муссонная; Антарктическая и Арктическая. Главные циркуляционные системы совпадают с центрами действия атмосферы. Эта общность генетическая, а не причинно-следственная.

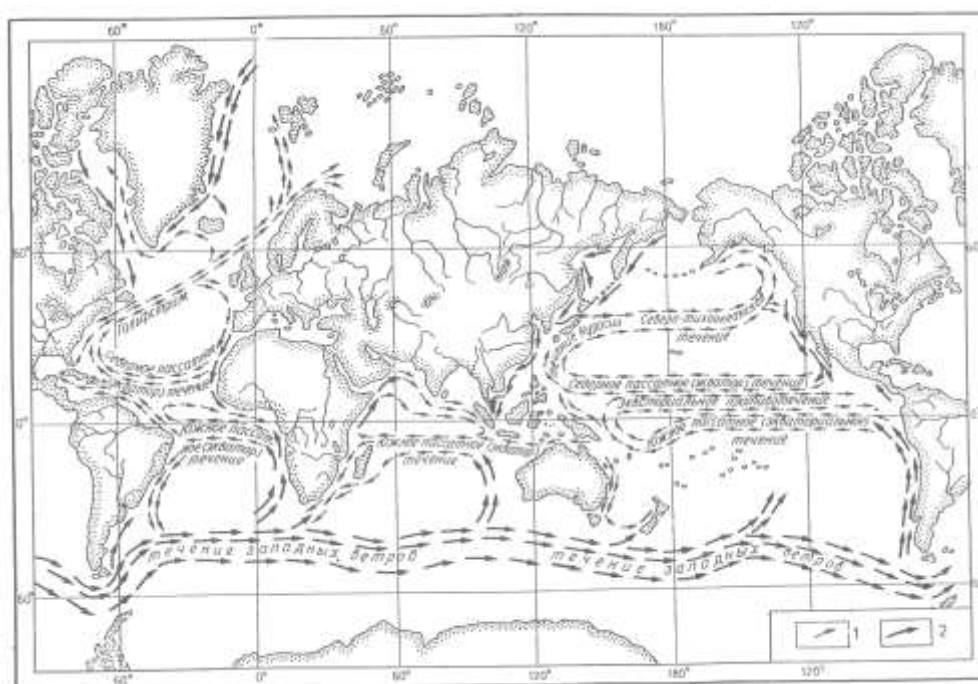


Рис. 17. Схема поверхностных течений Мирового океана

- 1 – теплые течения
- 2 – холодные течения

Скорости и направления течений описывают *законы Экмана* (1905 г.). В *первом законе* формулируется причина возникновения течений: те-

чение вызывается тангенциальным трением ветра о воду. Во *втором законе* говорится о скорости течений: скорость дрейфового течения увеличивается при увеличении скорости ветра и уменьшается с увеличением широты. *Третий закон* формулируется так: направление поверхностного течения не совпадает с направлением ветра. Течение отклоняется от направления ветра вправо в СП, влево – в ЮП. Отклонение составляет  $45^{\circ}$ . В *четвертом законе* рассматривается влияние силы трения: вследствие трения движение воды, вызванное ветром, передается расположенным ниже слоям. Скорость течения при этом уменьшается, а направление его на некоторой глубине меняется на противоположное, что практически означает его прекращение. Многочисленные измерения показали, что течения оканчиваются на глубинах 200–300 м (слой Экмана).

*Тропические антициклонические системы* океанских течений самые крупные. Они простираются от одного берега океана до другого на 6 – 7 тыс. км в Атлантическом океане и 14–15 тыс. км в Тихом, а по меридиану от экватора до  $40^{\circ}$  широты, на 4–5 тыс. км. Течения устойчивые и мощные, особенно в СП, в основном замкнутые. Как и в тропических атмосферных антициклонах, движение воды идет по часовой стрелке в СП и против ее хода в ЮП. От восточных берегов океанов (западных берегов материков) поверхностная вода сносится к экватору, на ее место из глубины поднимается (дивергенция) и компенсационно поступает из умеренных широт холодная. Так образуются холодные течения *Канарское, Калифорнийское, Перуанское, Бенгельское и Западноавстралийское*. Скорость течений небольшая, около 10 см/с.

Струи компенсационных течений вливаются в *Северное и Южное Пассатные* или *Экваториальные теплые течения*. Скорость их большая: 25–50 см/с, на тропической периферии и до 150–200 см/с.

Подходя к берегам материков, пассатные течения, естественно отклоняются, образуя сточные течения: *Бразильское, Гвианское и Антильское, Восточноавстралийское и Мадагаскарское*. Скорость течений 75–100 см/с.

*Гвианское и Антильское* течения омывают Антильские острова и большая часть воды заходит в Мексиканский залив, из которого начинается стоковое течение *Гольфстрим*. Начальный его участок во Флоридском проливе называется *Флоридским течением*, глубина которого аномальна – 700 м, ширина 75 км, мощность 25 млн. м<sup>3</sup>/сут, что в 20 раз больше расхода всех рек Земли.

*Экваториальная система* представлена *Экваториальным противотечением*, которое образуется как компенсационное между *Пассатными*

ми. Теоретически доказано, что поворот струй в открытом океане происходит в результате бокового трения и отсутствия ветра (затишье).

*Циклонические системы умеренных широт* различны в СП и ЮП и зависят от расположения материков.

Северные циклонические системы – Исландская и Алеутская – весьма обширны: с запада на восток они протягиваются на 5–6 тыс. км и с севера на юг около 2 тыс. км. Система циркуляции в Северной Атлантике начинается теплым *Североатлантическим течением*, за ним нередко сохраняется название начального участка Гольфстрима, однако собственно Гольфстрим («течение залива») продолжается не далее Ньюфаундлендской банки. Начиная от 40° с. ш. водные массы вовлекаются в циркуляцию умеренных широт и под действием западного переноса и силы Кориолиса от берегов Америки направляются к Европе. Благодаря активному водообмену с Северным Ледовитым океаном Североатлантическое течение проникает в полярные широты, где циклоническая деятельность формирует несколько круговоротов – течений *Ирменгера*, *Норвежское*, *Шпицбергенское*, *Нордкапское*.

Таким образом, Гольфстримом, в узком смысле, называется стоковое течение от Мексиканского залива до 40° с. ш., в широком – система течений в Северной Атлантике и в западной части Северного Ледовитого океана.

Второй круговорот находится у северо-восточных берегов Америки и включает течения *Востоногренландское* и *Лабрадорское*. Они выносят основную массу арктических вод и льдов.

Циркуляция северной части Тихого океана аналогична Североатлантической, но отличается от нее меньшим водообменом с Северным Ледовитым океаном. Стоковое течение *Курисио* переходит в *Северотихоокеанское*, идущее к Северо-Западной Америке, обычно на всем протяжении оно называется Курисио, в Ледовитый океан попадает относительно небольшая масса воды. Холодные течения *Алеутское*, *Камчатское* и *Ойясио* образуются из холодных вод Тихого океана вне связи с Ледовитым.

*Антарктическая система* представлена одним течением *Западных ветров*. Это самое мощное течение в МО. Оно охватывает Землю сплошным кольцом в поясе от 35–0 до 50–0° ю. ш. Ширина его около 2000 км, мощность 185–15 км<sup>3</sup>/с, скорость 25–9 см/с. Как и другие, циркумполярное течение Западных ветров незамкнутое: от него отходят ветви, вливающиеся в Перуанское, Бенгельское и Западноавстралийское течения.

*Арктическая система* в циркуляции вод МО генетически соответствует Арктическому барическому максимуму и ложбине Исландского минимума и представлена главным течением Ледовитого океана – *Западным арктическим*. Оно переносит воды и льды с востока на запад по всему Ледовитому океану к проливу Нансена между Шпицбергенем и Гренландией. Далее оно продолжается *Восточногренландским* и *Лабрадорским*.

Циркуляция вод МО дисимметрична относительно экватора. Течения, идущие с юга на север, мощные и простираются на большие расстояния: СП: Северное Пассатное – Гвианское – Гольфстрим – Североатлантическое от экватора до Шпицбергена; Северное Пассатное в Тихом океане – Курошио – Северотихоокеанское от экватора до Берингова пролива; ЮП: Перуанское и Бенгельское от Южного океана до экватора. Течения, направленные с севера на юг, угнетенные, идут на небольшие расстояния (не более 30° широты): Бразильское, Игольного мыса. Западно-австралийское, Лабрадорское и Камчатское.

Причина дисимметрии, вероятно, заключается в том, что к северу от экватора господствует меридиональный перенос, а в ЮП – зональный, а также положением и формой материков.

Значение морских течений:

- транспортная роль по отношению к тонкозернистым осадкам и к тонкой мути, взвешенной в морской воде;
- перенос планктона – мельчайших организмов, не имеющих плавательных приспособлений и пассивно увлекаемых движением воды;
- влияние на климат: около половины переноса тепла из низких широт в высокие осуществляется морскими течениями, а остальная половина путем обмена воздушными массами; морские течения создают термические аномалии (западное побережье Калифорнии, Южной Америки, Африки и Австралии, омываемые холодными течениями, холоднее, чем внутренние части материков и, наоборот, климат на побережьях, омываемых теплыми течениями, теплее и мягче, чем внутри материка).

*Волнение* – колебательное движение воды, охватывает только поверхностные водные массы – частный случай ритмических колебательных движений в природе. Волнение образуется в результате нарушения равновесия урванной поверхности и стремления силы тяжести восстановить его. Волны, существующие под непосредственным воздействием этих сил, называются вынужденными, волны, продолжающиеся после исчезновения силы, – свободными (инерционными).

В поперечном разрезе волны выделяются: *гребень* – наивысшая точка волнового профиля, *подошва* – низшая точка волнового профиля, *вы-*

*сота волны* – расстояние от подошвы до гребня, *длина волны* – расстояние между двумя гребнями или подошвами, *крутизна волны* – отношение высоты волны к половине ее длины, *скорость волны* – расстояние, пробегаемое гребнем в единицу времени, *период* – промежуток времени между прохождением двух гребней волны.

Волнение возникает при воздействии ветра на поверхность воды. При малых скоростях ветра (около 5 м/с) образуются *волны ряби*. При усилении ветра устанавливается волнение. Волны образуют параллельные ряды, т.е. являются двухмерными, они имеют только длину и высоту. Когда скорости ветра и движения волны выравниваются, волны перестают расти в высоту, достигая своего максимального значения. Такое волнение называется *установившимся*. При затухании ветра образуются *волны зыби* – длинные пологие волны длиной сотни метров, высотой несколько метров. Высота ветровых волн в среднем 4–5 м, длина 150–200 м.

Наибольшие ветровые волны образуются в ЮП, у берегов Антарктиды, где дуют постоянные западные ветры (30–35 м в высоту и 400 м в длину). В СП наибольшие ветровые волны возникают на 40–45° с.ш. в Тихом и Атлантическом океане (34 м высотой и 800 м длиной). Высокие ветровые волны могут возникать в Аравийском море и Бенгальском заливе.

Одиночные волны распространены во всей массе воды и образуются в результате изменения давления (барические волны), действия приливных сил (приливные волны) и землетрясений (цунами).

Цунами возникают при силе подземного толчка больше 6 баллов и расположения гипоцентра на глубине до 40 км. В открытом океане цунами незаметны, они имеют длину 200–300 км (до 1000 км) и высоту 1–2 м, скорость 400–800 км/ч. При подходе к берегу высота волны резко увеличивается (максимальная – 85 м). За последнее тысячелетие ученые зарегистрировали около 1000 катастрофических цунами, причем большая их часть приходится на северо-запад Тихого океана.

Приливообразующие силы вызывают изменение уровня поверхности океанов. Колебания уровней называются *приливами* (уровень повышается и достигает наивысшего положения, называемого *полной водой*) и *отливами* (уровень понижается до низшего, называемого *малой водой*).

Теоретически полный цикл (два прилива и два отлива) должен завершаться за 24 ч 50', а каждый прилив и отлив по 6 ч 12' 30''. Действительная картина осложняется многими причинами:

1. Приливы образуются не только под действием притяжения Луны, но также и Солнца. Приливообразующая сила Солнца в связи с его удаленностью меньше лунной (0,46 ее величины).

2. В течение  $27 \frac{1}{3}$  суток Луна делает полный оборот вокруг Земли. За это время ее склонение дважды меняется от  $23^\circ$  северного до  $23^\circ$  южного, что вызывает суточное неравенство приливов по высоте и продолжительности.

3. Расстояние от Земли до Солнца в течение года различно, а так как приливообразующая сила зависит от третьей степени расстояния до светила, то апогейные лунные приливы на 40 %, а солнечные на 10 % больше, чем перигейные.

4. Сложность еще больше увеличивается от разнообразного влияния на приливную волну расположения материков и их береговой линии.

5. Благодаря вязкости воды, ее трению о дно, и одного слоя о другой, наступление прилива несколько запаздывает по отношению ко времени прохождения Луны через меридиан данного места. Величина этого запаздывания называется лунным промежутком, который представляет собой отрезок времени между прохождением Луны через меридиан данного места и ближайшей полной водой.

Благодаря сочетанию всех названных причин продолжительность приливов в разных местах океана различна. Принято различать приливы *полусуточные* (почти соответствуют теоретическим: за 24 ч 50 мин наступает две полные и две малые воды), *суточные* (одна полная и одна малая вода) и *смешанные* (изменение приливов в течение месяца от полусуточных до суточных).

Самый большой на Земле прилив (до 18 м) бывает в бухте Ноэль в заливе Фанди у Новой Шотландии. У берегов России самый высокий прилив (до 12 м) образуется на севере Охотского моря, в Пенжинской губе. Приливы больше 5 м наблюдаются только в узких заливах и проливах, а у сравнительно прямых – около 2 – 3 м. Во внутренних морях приливы очень незначительны: в Черном море – 13 см, Балтийском – 4,8 см, Средиземном – до 1 м (около Венеции).

Значение океанических приливов заключается в создании приливного трения, перемешивании воды, формировании берегов, создании особых экологических условий в прибрежной полосе моря, приливную энергию используют при строительстве ПЭС.

#### **6.4. Океан – среда жизни и источник природных ресурсов**

МО – самый большой биоцикл, или жизненная область нашей планеты. Два других биоцикла – суша и внутренние водоемы – значительно

меньше. Жизненная среда океана непрерывна, не имеет границ, препятствующих расселению организмов. В настоящее время в океане насчитывается около 160 000 видов животных и 10 000 видов растений (Г.В. Войткевич, В.А. Вронский, 1996).

Разнообразие органической жизни в океане делится на четыре группы: планктон, нектон, бентос и плейстон. *Планктон* (парящий) представляет группу микроскопических организмов, которые парят в водной толще и не могут передвигаться против течений. Среди них есть пассивно плавающие животные и растения – *зоопланктон* и *фитопланктон* (мельчайшие растительные (преимущественно водоросли) и животные организмы (одноклеточные, рачки, черви, медузы), либо невидимые, либо размером в ничтожные доли миллиметра, исключение составляют медузы до 1–2 м в поперечнике). *Нектон* (плавающий) образует группа активно плавающих в воде рыб, млекопитающих, моллюсков, способных перемещаться на огромные расстояния. *Бентос* (глубинный) состоит из организмов, обитающих на дне. Донные организмы могут быть прикрепленными, сидячими (кораллы, водоросли, губки), роющими (моллюски), ползающими (ракообразные) или свободно плавающими у самого дна (камбала, скаты). *Плейстон* – совокупность организмов, живущих у поверхностной пленки воды.

Для океана характерна циркумконтинентальная зональность: наиболее богаты прибрежные воды шельфа, в открытом океане число организмов резко сокращается.

Прибрежная фауна и флора МО исключительно богаты организмами. Здесь очень разнообразны физико-географические условия – изменчива соленость, характерны волнения, приливы, течения, различен характер грунта. Здесь распространено огромное количество видов бентоса. Одни из них неподвижные (губки, кораллы, мшанки), другие – подвижные (ежи, морские звезды, моллюски). Обитатели скального субстрата прочно прикрепляются к его поверхности, например водоросли. На песчаном и илистом грунте обитают крабы, улитки, моллюски и черви. Для прибрежной зоны тропических морей характерны коралловые рифы.

В открытом океане экологическая обстановка более однообразна, чем в прибрежной зоне. Здесь господствуют организмы, проводящие всю жизнь на плаву. Очень разнообразна группа активно плавающих рыб, китообразных, тюленей, кальмаров и т.д. Многие виды морских организмов способны вырабатывать электрическую энергию, в океане найдено около 250 видов таких рыб (электрические угри способны вырабатывать ток напряжением 600 В).

Океан располагает энергетическими, биологическими и минеральными ресурсами. Основную часть мирового улова (55 %) дает Тихий океан: больше половины вылавливается в северной части, треть – в южной части и меньшая доля – в тропической. В Атлантическом океане добывается 41 % всех морских продуктов и более половины (68 %) в северной его части. На Индийский океан приходится только 5 % мирового улова. Основные морские промыслы располагаются в пределах шельфа; 5 % акватории МО дают около 90 % мировой добычи биологической массы.

### 6.5. Воды суши: реки, озера, подземные воды

Вода попадает на сушу в результате испарения с поверхности МО и переноса в атмосфере, т.е. в процессе мирового влагооборота. Атмосферные осадки после выпадения на поверхность суши делятся на четыре неравные и изменчивые части: одна испаряется, другая в виде ручьев и рек стекает обратно в океан, третья просачивается в почву и грунт, четвертая превращается в горные или материковые ледники. В соответствии с этим на суше имеется четыре типа скопления воды: реки, озера, подземные воды, ледники. Кроме того, вода в больших количествах находится в почвах и болотах.

**Река** – естественный водный поток, длительное время протекающий в сформированном им ложе – *русле*. Объем воды, заключенный в реках, составляет  $1200 \text{ км}^3$ , или 0,0001 % от общего объема воды. Река имеет исток и устье. *Исток* реки – место, где река приобретает определенные очертания и наблюдается течение. Река может начинаться от слияния ручьев, питающих их источников, вытекать из болота, озера, ледника в горах. *Исток* и начало реки – неодинаковые понятия. Река может начинаться от слияния двух рек (например, реки Бия и Катунь при слиянии образуют реку Обь) или вытекать из озера (Ангара). *Устье* – место впадения реки в приемный бассейн: море, озеро или другую, более крупную, реку.

Река со своими притоками составляет *речную систему*, состоящую из главной реки и притоков различного порядка. Реки, впадающие в главную реку, называются притоками первого порядка, их притоки – притоками второго порядка и т.д. Площадь суши, с которой река собирает воду, называют *бассейном* реки. Бассейн главной реки включает бассейны всех ее притоков и охватывает площадь суши, занятую речной системой.

Линия, разделяющая соседние речные бассейны, называется *водоразделом*. Хорошо выражены водоразделы в горах, где они проходят по гребням хребтов, на равнинах водоразделы находятся на плоских между-



речьях (плакорах). Главный водораздел Земли отделяет две покатости на поверхности планеты – сток рек, впадающих в Тихоокеанско-Индийский бассейн (47 %), от стока рек, впадающих в Атлантический и Северный Ледовитый океаны (53 %) (рис.18).

Каждая река характеризуется длиной, шириной, глубиной, площадью бассейна, падением (превышение истока над устьем, в см) и уклонами (отношение падения реки к длине реки, в см/км), скоростями течения, расходами воды (количество воды, проходящее по руслу в единицу времени, в м<sup>3</sup>/с), твердым стоком (наносами) и химическим расходом. По характеру течения реки бывают равнинными и горными. Равнинные реки имеют широкие долины, небольшое падение, малые уклоны и медленное течение.

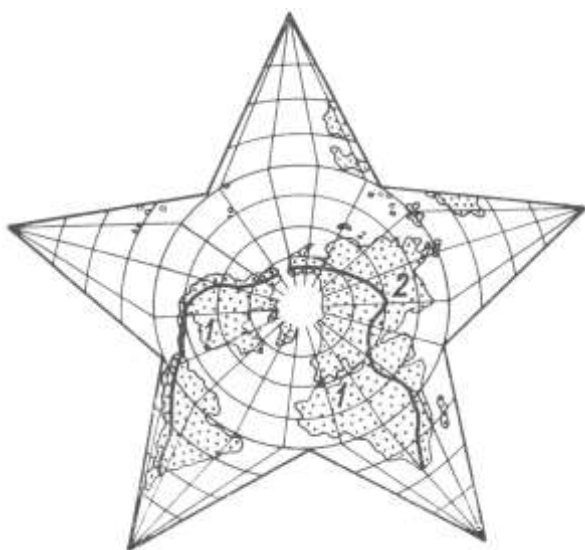


Рис. 18. Главный водораздел земного шара:  
1 – Атлантический склон,  
2 – Тихоокеанский склон

Из крупнейших рек России наименьший уклон имеет река Обь (4 см/км), немного больше у Волги (7 см/км). Самый большой уклон у Енисея (37 см/км). Горные реки отличаются узкими долинами и бурным течением, т.к. имеют большой уклон. Например, уклон Терека 500 см/км.

В русле реки встречаются глубокие и мелкие участки. Мелководные участки называются *перекатами*, на них скорость течения увеличивается, наиболее глубокие участки русла между двумя перекатами называются *плесами*, на этих участках скорость течения медленнее.

*Фарватер* – линия, соединяющая наиболее глубокие места вдоль русла. В некоторых местах русла на поверхность могут выходить трудно эродируемые кристаллические породы (граниты, кристаллические сланцы), в таких местах на реке образуются быстрины, пороги, водопады, каскады и скорость течения реки резко увеличивается. Самый высокий водопад на Земле Анхель (1054 м) в Южной Америке на реке Чурун. В России – Илья Муромец – на Камчатке, Кивач – в Карелии. Самые мощ-

ные водопады – Виктория на реке Замбези в Африке и Ниагарский на реке Ниагара в Северной Америке.

*Питанием рек* называется поступление воды в их русла; ее приносят поверхностный и подземный стоки. В питании рек принимают участие дождевые, талые снеговые, ледниковые и подземные воды. Роль того или иного источника питания, их сочетание и распределение во времени зависят, главным образом, от климатических условий. В зависимости от преобладающего источника питания находится внутригодовое распределение стока – режим реки. *Годовой сток* – количество воды, которое река выносит за год. В зависимости от питания количество воды в реке меняется в течение всего года. Эти изменения проявляются в колебаниях уровня воды в реке, получившие названия половодье, паводок и межень.

*Половодье* – ежегодно повторяющееся в один и тот же сезон относительно длительное и значительное увеличение количества воды в реке. *Паводок* – относительно кратковременные и непериодические подъемы уровня воды в реке, вызываемые поступлением в реку дождевых (талых) вод. *Межень* – наиболее низкое стояние воды в реке при преобладании подземного питания.

Первая классификация рек по условиям питания предложена в 1884 году известным русским климатологом А.И. Воейковым, который рассматривал реку как «продукт климата», им выделено три типа рек:

1) питающиеся исключительно талыми водами снегов и льдов (реки пустынь, окаймленных горами со снежными вершинами – Амударья, Сырдарья, и реки полярных стран);

2) питающиеся только дождевыми водами (реки с зимним разливом – реки Европы и Средиземноморского побережья, реки тропических стран и муссонных областей с летним разливом – Инд, Ганг, Нил, Амур, Амазонка, Конго, Янцзы);

3) смешанного питания (реки Восточно-Европейской равнины, Западной Сибири, Северной Америки).

Кроме приведенной классификации существуют и другие классификации рек, учитывающие как климат, так и другие факторы, например сток и режим.

Наиболее полная классификация разработана М.И. Львовичем. Реки классифицируют в зависимости от источника питания и от характера распределения стока в течение года. Каждый из четырех источников питания (дождевое, снеговое, ледниковое, подземное) при определенных условиях может оказаться почти единственным, составляя более 80 %, преимущественным – от 50 до 80 % и преобладающим на 50 % – это смешанное питание.

Сток бывает весенним, летним, осенним и зимним. Сочетание различных комбинаций источников питания и вариантов стока дает возможность выделить типы водного режима рек. В основе типов лежит зональность: полярный тип, субарктический, умеренный, субтропический, тропический, экваториальный.

В качестве примера рассмотрим реки России и СНГ, которые относятся к рекам субарктического, умеренного и субтропического типов водного режима рек.

1) Реки субарктического типа имеют короткий режим питания за счет талых вод и снега, подземное питание очень незначительно. Многие, даже значительные реки промерзают почти до дна. Половодье – летом, причины – поздняя весна и летние дожди. Это реки Восточной Сибири (Яна, Индигирка, Колыма).

2) Реки умеренного типа делятся на четыре подтипа:

а) с преобладанием весеннего таяния снежного покрова – умеренный континентальный (реки центра европейской части России: Волга, Дон). В режиме рек с умеренным климатом выделяются четыре хорошо выраженные фазы, или гидрологические сезоны, - весеннее половодье, летняя межень, осенний паводок и зимняя межень;

б) с преобладанием таяния снега и дождей весной (сибирские реки в верховьях: Лена, Обь, Енисей);

в) дождевое питание зимой (в России нет) – умеренный морской, или западноевропейский;

г) преобладание дождевого питания летом – муссонные дожди (умеренный муссонный) – Амур, реки Дальнего Востока.

3) Реки субтропического типа питаются зимой дождевыми водами (реки Крыма) или летом в результате таяния снегов в горах – Сырдарья, Амударья.

Густота, или плотность, речной сети (выражается отношением длины водотоков на территории к площади последней) определяется количеством атмосферных осадков, а также рельефом территории. Больше всего рек во влажных тропических и муссонных областях. Количество воды, которое несут реки в среднем за год, называется *водоносностью* ( $\text{м}^3/\text{с}$ ). Самая большая по водоносности река мира – Амазонка (среднегодовой расход составляет  $7000 \text{ км}^3/\text{год}$ ). Размеры реки зависят от площади материков, по которым они протекают, и от расположения водоразделов. Самая большая по длине река Амазонка с притоком Укаяли – 7194 м, ей уступает Нил с притоком Кагера – 6671 м, затем Миссисипи с притоком Миссури – 6019 м.

Гидрографическая система той или иной страны представляет в основном производную от климата. Густота речной сети, характер питания рек, сезонные колебания уровней и расходов, время вскрытия и замерзания – все это управляется климатическими условиями и, как в зеркале, отражает климат тех мест, где река зарождается, и тех районов, по которым река протекает.

**Озера** – внутренние водоемы суши со стоячей или мало проточной водой, не сообщаемые с океаном, с особыми условиями жизни и специфическими организмами. Объем озерной воды составляет 278 тыс. км<sup>3</sup>, или 0,016 % всего объема воды. В отличие от рек озера – водоемы замедленного водообмена. С этим связаны многие черты их режима: вертикальная и горизонтальная неоднородность, циркуляция воды, отложение в котловине твердого материала, характер биоценозов и, наконец, эволюция и отмирание водоема. В каждом озере выделяются три взаимосвязанные составные части: 1) котловина – форма рельефа земной коры; 2) водная масса, состоящая не только из воды, но и из растворенных в ней веществ – часть гидросферы; 3) растительность и животный мир – часть живого вещества планеты.

Образование озера начинается с образования котловины. Различают понятия «озерная котловина» и «ложе озера». Озерная котловина – углубление в поверхности суши (элемент рельефа), заполненное до некоторого уровня водой. Часть озерной котловины, заполненная водой, – ложе озера. По происхождению озерные котловины делятся на несколько генетических типов.

Озерные котловины *тектонического происхождения* возникают в связи с образованием прогибов земной коры (мульдовые озерные котловины – Чад, Эйр), трещин (трещинные котловины озер – озера Скандинавии, Карелии, Канады), сбросов, грабенов (Байкал, Великие Американские озера, Великие Африканские озера); отличаются большой глубиной и крутизной склонов. *Вулканические* озерные котловины бывают кратерными и кальдерными. Кратерные занимают кратеры потухших вулканов, заполненные водой, многочисленны на Яве, Канарских островах, в Новой Зеландии. Кальдерные близки по происхождению и морфологии к кратерным, к ним относятся, например, котловины Курильского и Кроноцкого озер на Камчатке. Свообразными вулканическими котловинами являются маары.

Довольно многочисленна группа озерных котловин *ледникового происхождения*. Они могут быть равнинными (эрозионные, аккумулятивные, камовые, морено-запрудные) и горными (морено-запрудные и каровые). На равнинах котловины ледникового происхождения распро-

странены на территории, подвергшейся последнему Валдайскому оледенению. Эрозионные ледниковые котловины распространены в пределах Балтийского и Канадского щитов, которые были центрами оледенения. Материковые льды сползали отсюда и эродировали тектонические трещины. Следовательно, эти котловины одновременно и тектонические и ледниковые. Аккумулятивные озерные котловины образовались там, где ледник откладывал морену – рыхлые горные породы, снесенные из центральных областей (Ильмень, Белое, Псковско-Чудское и др.).

*Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные* котловины создаются деятельностью рек (старицы) или представляют собой затопленные морем участки речных долин (лиманы, лагуны), отделенные от моря скоплением наносов (озера Кубанских плавней, лиманы Черноморского побережья).

*Карстовые* озерные котловины возникают в областях, сложенных растворимыми породами – известняками, гипсами, доломитами. Растворение этих пород приводит к образованию глубоких, но незначительных по площади котловин (встречаются между Онежским озером и Белым морем). *Термокарстовые* котловины возникают в районе вечной мерзлоты, в Западной и Восточной Сибири.

*Органогенные* котловины возникают на сфагновых болотах тайги, лесотундры и тундры, а также на коралловых островах, они обязаны неравномерному нарастанию в первом случае мхов, во втором – полипов.

Питание озер, т.е. поступление воды в озеро, происходит в основном благодаря грунтовому и подземному питанию; атмосферным осадкам; поступлению воды из рек и ручьев, впадающих в озеро; конденсации атмосферной влаги.

По приходу и расходу водной массы озера делятся на четыре группы: 1) хорошо проточные, в которые впадает одна или несколько рек и одна вытекает (Байкал, Онежское, Виктория, Ильмень, Женевское); 2) мало проточные или периодически проточные – в них впадает одна река, но сток незначительный (Балатон, Танганьика); 3) бессточные, в которые впадает одна или несколько рек, но стока из озера нет (Каспийское, Аральское, Мертвое, Балхаш); 4) глухие, или замкнутые – не имеющие речного стока (озера тундры, тайги, степи, полупустынь).

Все озера испытывают колебания уровня воды. Сезонные колебания уровня воды определяются годовым режимом осадков и испаряемости и происходят на фоне многолетних. Наибольшие изменения уровней, как в течение каждого года, так и за ряд лет свойственны озерам аридных зон. Питаясь преимущественно за счет речного притока, и расходуя воду только на испарение, эти озера чутко реагируют на осадки и испаряе-

мость. Озеро Чад (Африка) в многоводные годы увеличивается почти вдвое и приобретает площадь 26 000 км<sup>2</sup>, которая обычно составляет 12 000 км<sup>2</sup>. Аральскому озеру грозит полное исчезновение в связи с уменьшением поступающей воды из рек Сырдарья и Амударья.

По химическому составу озера делятся на пресные, солоноватые и соленые. В качестве границы между пресными и солоноватыми принята минерализация в 3 ‰. Соленые озера имеют концентрацию солей 24–26 ‰. Самые соленые озера на Земле – Гюсунтаг (374 ‰), Мертвое море (270 ‰).

Проточные и сточные озера, как правило, пресные, так как приход пресной воды больше чем расход. Бессточные озера – соленые. К соленым озерам относятся: Эльтон и Баскунчак («Российская солонка»), Мертвое (Ближний Восток), Большое Соленое (Северная Америка).

На географическое размещение озер оказывает влияние климат (зональный фактор), обуславливающий питание озера, а также эндогенные (тектонические движения и вулканизм) и экзогенные (лед, проточная вода, ветер, процессы выветривания) факторы, содействующие возникновению озерных котловин. Области наибольшей концентрации озер на Земле связаны с равнинными и горными районами древнего оледенения (влажный климат и обилие отрицательных форм рельефа, созданных эрозионной или аккумулятивной деятельностью древних ледников), с районами, лишенными стока и с районами крупных тектонических разломов земной коры. Примером озерных стран, связанных с областями древнего оледенения, могут служить: озерный пояс Северной Америки, вытянутый с северо-запада на юго-восток от озера Межвежье через озера Невольничье, Атабаска и Виннипег до Великих озер; Скандинавский полуостров; Финляндия, в которой не менее 35 тыс. озер, покрывающих около 12 % поверхности страны; Карелия и Кольский полуостров; озерная равнина Прибалтийских республик и озерный пояс, протянувшийся на восток и северо-восток от Прибалтики и включающий в себя такие озера, как Чудское, Псковское, Ильмень, Ладожское, Онежское и др.

Областью с большим количеством крупных тектонических озер является Восточная Африка, отличаются также Тибет, Монголия, степная полоса между Уралом и Обью. Тектонические озера являются самыми глубокими (Байкал – 1671 м.).

Озеро – продукт климата, а озерные котловины – продукт деятельности внутренних сил Земли, подземных вод, рек, ледников, ветра и т.д. Это лишь одна сторона зависимости между озером и остальными элементами географического ландшафта, другая сторона характеризует об-

ратное воздействие озер на прочие элементы географического ландшафта. Крупные озера или скопления большого количества малых озер оказывают смягчающее влияние на климат прилегающей территории; озера служат нередко регулятором стока рек и колебания речных уровней; озера, как базисы эрозии, контролируют эрозионную работу рек; наконец, заполнение наносами и зарастание озерных впадин способствует изменению рельефа земной коры (озерно-аллювиальные равнины, торфяники).

**Подземные воды** – воды верхней части литосферы, включающие воду в парообразном, жидком, твердом и химически связанном состоянии. Общие запасы подземных вод составляют 60 млн. км<sup>3</sup>. Подземные воды рассматриваются и как часть гидросферы, и как часть земной коры, которые образованы как за счет атмосферных осадков, так и в результате конденсации водяных паров атмосферы и паров, поднимающихся из более глубоких слоев Земли. Обязательные условия наличия воды в почвах и горных породах – свободные пространства: поры, трещины, пустоты.

По отношению к воде все грунты схематически делятся на три группы: водопроницаемые, водонепроницаемые, или водоупорные, растворимые.

Под *водопроницаемостью* подразумевают способность грунтов пропускать воду. Водопроницаемые породы могут быть влагоемкими и невлагоемкими (влагоемкость – способность породы удерживать в себе большее или меньшее количество воды). К влагоемким грунтам относятся мел, торф, суглинок, ил, лесс. К невлагоемким – крупнозернистые пески, галечник, трещиноватые известняки, которые свободно пропускают воду не насыщаясь ею.

Если слой водопроницаемых пород содержит воду, он называется *водоносным*.

*Водонепроницаемые, или водоупорные*, горные породы могут быть влагоемкими и невлагоемкими. Невлагоемкие – это массивные сильно метаморфизированные, лишенные трещин известняки, граниты, плотные песчаники. К влагоемким относят глины и мергели.

*Растворимые породы* – калийная и поваренная соль, гипс, известняк, доломиты. На них образуется карст (по названию известкового нагорья Карст в Динарских горах) – система пустот (пещеры, провальные воронки, колодцы), возникающая при растворении пород. Карстовые явления, обусловленные, в первую очередь, литологическими особенностями местности, развиваются в самых разных географических широтах. Они широко развиты по побережью Адриатического моря – от Карста до Греции, в Альпах, в Крыму, на черноморском побережье Кавказа, на

Урале, в Сибири и Средней Азии, в Южной Франции, на южном склоне Центрального массива (плоскогорье Косс), в Северном Юкатане, на Ямайке и т.д.

Основная масса подземных вод находится в осадочной рыхлой толще платформ материков (кристаллические породы практически водонепроницаемы). Вся подземная вода, сосредоточенная в осадочных породах, делится на три горизонта. Верхний горизонт содержит пресные воды атмосферного происхождения (глубина залегания от 25 до 350 м), используемые для бытового, хозяйственного и технического водоснабжения. Средний горизонт – древние воды, преимущественно минеральные или соленые, залегающие на глубине от 50 до 600 м. Нижний горизонт – вода очень древняя, нередко погребенная, в высокой степени минерализованная, представлена рассолами, залегает на глубине от 400 до 3000 м и используется для добычи солей, брома, йода.

Вода, залегающая на первом водоупорном слое и существующая длительное время, называется *грунтовой*. Глубина залегания грунтовых вод различна и зависит от геологического строения – от нескольких десятков метров (20–39 м) до 1–2 км. Поверхность зеркала грунтовых вод обычно слабоволнистая, с уклоном в сторону понижений в рельефе (речные долины, балки, овраги), скорость движения воды в крупнозернистых песках составляет 1,5–2 м в сутки, в супесях – 0,5–1 м в сутки.

Выходы грунтовых вод на поверхность образуют источники. Грунтовые воды, залегающие между двумя водоупорными горизонтами, называются *напорными* или *артезианскими*. Обычно грунтовые и верхние артезианские воды имеют температуру около среднегодовой температуры воздуха в данной местности, их источники называют холодными. Воды, имеющие температуру +20° С и ниже, – холодные. Воды и источники, имеющие температуру от 20° до 37° С, называют теплыми, свыше +37° С – горячими или термальными (подвержены воздействию внутреннего тепла Земли). В вулканических областях горячие воды изливаются в виде гейзеров – периодически фонтанирующих горячих источников (самый крупный гейзер – Великан на Камчатке, мощная струя горячей воды бьет из него на 50 м вверх, столб пара достигает высоты 300 м).

**Болота** – участки земной поверхности, избыточно увлажненные пресной или соленой водой, характеризующиеся затрудненным обменом газов, накоплением мертвого растительного вещества, переходящего в дальнейшем в торф. Болота занимают около 3,5 млн. км<sup>2</sup>, или около 2 % площади суши. Наиболее заболочены материки Евразия и Северная Америка, 70 % болот находится в России.



Возникновение болот как завершающей фазы развития озер – это только один из способов происхождения болот. Помимо зарастания и за торфовывания водоемов, в образовании болот важную роль играют процессы увлажнения суши. Залегание с поверхности (или близко к ней) водоупорных пород и вечной мерзлоты облегчает заболачивание местности, особенно в условиях равнинного и мало пересеченного рельефа, препятствующего дренажу. Повышение уровня грунтовых вод, приводящее к заболачиванию, может иметь и вторичный характер – в результате вырубки леса на большом пространстве или вследствие лесного пожара: в обоих случаях уровень грунтовых вод поднимается, так как испарение воды из почвы уменьшается. Болото может быть завершающей фазой не только в развитии озер, но и в развитии леса как растительной ассоциации. Наконец, болота образуются в результате затопления поверхности земли проточными или морскими водами. Небольшие болотца появляются в местах выхода ключей, у подножия склонов, но особенно большой эффект производят разливы рек, наводняющие пойму.

По условиям питания болота подразделяются на низинные, верховые и переходные. *Низинные* болота питаются грунтовыми или речными водами, богатыми минеральными веществами, и располагаются, преимущественно, в понижениях затапливаемых постоянно или временно водой. В травяных болотах преобладают осоки, хвощи, сабельник, вейник и др., в гипновых болотах к перечисленным травам присоединяются мхи, в лесных – береза, ольха. Низинные болота широко распространены в зоне полесий – Мещере, в поймах больших рек Западной Сибири и т.д.

*Верховые* болота возникают на мало расчлененных водоразделах и питаются преимущественно атмосферными осадками, преобладают во влажном климате. В растительном покрове верховых болот главную роль играют сфагновые мхи, кроме того, встречаются багульник, клюква, роснянка, из деревьев – болотная сосна.

*Переходный*, или смешанный, тип болот представляет переходную стадию между низинными и верховыми типами. В низинных болотах происходит накопление растительных остатков, поверхность болота повышается, в результате этого грунтовая вода перестает питать болото, травяная растительность сменяется мхами. Таким путем низинные болота переходят в верховые, которые, в свою очередь, покрываются лесной, кустарниковой или луговой растительностью, превращаясь в суходольные луга.

В своем географическом распространении болота обнаруживают теснейшую зависимость от климата. Низинные болота, питающиеся грунтовыми водами, приурочены к более сухим местам, тогда как болота

верховые (водораздельные) существуют во влажном климате и составляют типичное явление для лесной зоны. Чем больше отношение количества выпавших осадков к количеству испарившейся за тот же период влаги, тем сильнее заболоченность территории.

Если общее географическое распространение болот предначертано климатом, то рельеф управляет деталями их распространения. Наиболее благоприятны в этом смысле равнины и понижения, так как подобные формы рельефа сводят к минимуму поверхностный сток. Из других факторов имеет значение литологическое строение местности – близкое залегание к поверхности водонепроницаемых пород. Наиболее крупные болотные массивы находятся на севере европейской части России, в Карелии, в Полесье, в долине среднего течения Днепра, в Мещерской, Балахнинской и Мокшинской низине, Барабинской степи, в таежной области Восточной Сибири и Дальнего Востока, на западном побережье Камчатки.

**Ледники.** В полярных странах на уровне моря, а в умеренном и жарком поясах в высоких горах гидросфера представлена снегами и льдами. Оболочка Земли, в которой находятся многолетние, или «вечные», снега и льды, называется *хионосферой* (термин впервые введен в 1939 году С.В. Калесником). Хионосфера образуется в результате взаимодействия трех основных оболочек Земли: гидросферы, поставляющей влагу для образования снега и льда; атмосферы, переносящей эту влагу и сохраняющей ее в твердой фазе и литосферы, на поверхности которой возможно образование твердой оболочки.

Нижний предел хионосферы получил название снеговой границы (снеговой линии). *Снеговой границей* называется высота, на которой годовой приход твердых атмосферных осадков равен их годовому расходу, или за год снега выпадает больше, чем может растаять. Ниже этой границы снега выпадает меньше, чем может стаять, и накопление его, естественно, невозможно. Выше снеговой границы в связи с падением температуры аккумуляция снега превосходит его абляцию (таяние), здесь накапливаются вечные снега.

Высота снеговой границы и интенсивность оледенения зависят от географической широты, местного климата, орографии местности.

Широтные различия в высотах снеговой границы зависят от температуры воздуха и от количества осадков, которые распределяются зонально. Чем ниже температура и чем больше осадков, тем благоприятнее условия для накопления снега и для оледенения, тем, следовательно, ниже снеговая линия. В Арктике снеговая граница лежит на высоте 200–700 м, в Антарктиде – на уровне Мирового океана, во влажном экватори-

альном климате снеговая граница лежит на высоте 4600–5000 м, а в сухом тропическом поднимается до 5600 м. Влияет на высоту снеговой линии и количество выпадающих осадков. Например, на хорошо увлажненных склонах Западного Кавказа снеговая граница лежит на 300–400 м ниже, чем на более сухих склонах Восточного Кавказа, где она расположена на высоте 3000–3200 м.

*Ледники* – движущиеся многолетние толщи льда, возникшие на суше в результате накопления и постепенного преобразования твердых атмосферных осадков. Ледники оказывают влияние на климат, дают начало рекам, при наступании уничтожают растительность, погребают почвы, вытесняют животный мир, заполняют мелкие моря, создают при отступании водоемы озерного типа, меняют гидрографическую сеть. Движением ледников переносятся обломки горных пород, сглаживаются или акцентируются существующие формы рельефа, ледниковая аккумуляция образует особые горные породы (морену) и новые формы рельефа.

Выделяют два типа оледенений – покровное (материковое) и горное. При *покровном* оледенении лед сплошь покрывает большие участки суши, скрытый подо льдом рельеф почти не отражается на поверхности ледника. На острове Гренландия и в Антарктиде образуются ледяные щиты – огромные ледники с плоско-выпуклой поверхностью, медленно растекающиеся во все стороны под действием собственной тяжести. Спускаясь к морю, такие ледники образуют плавающие языки, а отрываясь, плавающие горы льда – айсберги.

*Горное* оледенение внешне отличается от покровного меньшими размерами (снега и льды скапливаются в понижениях и не выходят за их пределы) и несравненно большим разнообразием эрозионных форм рельефа: кары, цирки, трог и др. У горных ледников значительно больше выражена зависимость от форм рельефа и движения – от уклона ложа ледника.

Современные ледники занимают около 16 млн. км<sup>2</sup> (около 11 % площади суши), из них 99 % приходится на полярные широты. Площадь оледенения Антарктиды 13,4 млн. км<sup>2</sup>. При полном оттаивании современных ледников уровень Мирового океана может подняться более чем на 60 м, что приведет к затоплению 10 % суши (около 15 млн. км<sup>2</sup>).

## ТЕМА 7

### БИОСФЕРА

#### 7.1. Современные представления о биосфере

**Биосфера** – оболочка планеты, населенная живым веществом. В химическом строении биосферы главная роль принадлежит кислороду, углероду и водороду, составляющим по весу 96,5 % живого вещества, а также азоту, фосфору и сере.

К идее биосферы в ее современной трактовке пришел Ж. Б. Ламарк (1744–1829), основатель первой целостной концепции эволюции живой природы, однако данный термин он не использовал. Впервые в смысле, близком к современному, понятие «биосфера» ввел австрийский геолог Э. Зюсс, который в книге «Происхождение Альп» (1875) определил ее как особую, образуемую организмами оболочку Земли. В настоящее время для обозначения этой оболочки используются понятия «биота», «биос», «живое вещество», а понятие «биосфера» трактуется так, как его толковал академик В.И. Вернадский (1863–1945). Основной труд В.И. Вернадского «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения» был опубликован после его смерти.

Целостное учение о биосфере представлено в его ставшей классической работе «Биосфера» (1926). В.И. Вернадский определил биосферу как *особую охваченную жизнью оболочку Земли*. В физико-химическом составе биосферы В.И. Вернадский выделяет следующие компоненты:

- *живое вещество* – совокупность всех живых организмов;
- *косное вещество* – неживые тела или явления (газы атмосферы, горные породы магматического, неорганического происхождения и т.п.);
- *биокосное вещество* – разнородные природные тела (почвы, поверхностные воды и т.д.);
- *биогенное вещество* – продукты жизнедеятельности живых организмов (гумус почвы, каменный уголь, торф, нефть, сланцы и т.п.);
- *радиоактивное вещество* (образуется в результате распада радиоактивных элементов радия, урана, тория и т. д.);
- *рассеянные атомы* (химические элементы, находящиеся в земной коре в рассеянном состоянии);
- *вещество органического происхождения* (космическая пыль метеориты).

Учение В.И. Вернадского нацеливало на изучение живых, косных и биокосных тел в их неразрывном единстве, что сыграло значительную роль в подготовке естествоиспытателей к целостному восприятию природных систем.

С учетом современных представлений, биосфера включает оболочку Земли, которая содержит всю совокупность живых организмов и часть вещества планеты, находящуюся в непрерывном обмене с этими организмами. Иными словами *биосфера – это область активной жизни, ко-*

торая охватывает нижнюю часть атмосферы, всю гидросферу и верхние горизонты литосферы.

Структура биосферы представляет собой совокупность газообразной, водной и твердой оболочек планеты и живого вещества, их населяющего (рис. 19). Масса биосферы составляет приблизительно 0,05 % массы Земли, а ее объем – 0,4 % объема планеты.

Границы биосферы определяет распространение в ней живых организмов. Несмотря на различную концентрацию и разнообразие живого вещества в разных районах земного шара, считается, что горизонтальных границ биосфера не имеет. Верхняя же вертикальная граница существования жизни обусловлена не столько низкими температурами, сколько губительным действием ультрафиолетовой радиации и космического излучения солнечного и галактического происхождения, от которого живое вещество планеты защищено озоновым экраном. Максимальная концентрация молекул озона (трехатомного кислорода) приходится на высоту 20–25 км, где толщина озонового слоя составляет 2,5–3 км. Озон интенсивно поглощает радиацию на участке солнечного спектра с длиной волны менее 0,29 мкм.

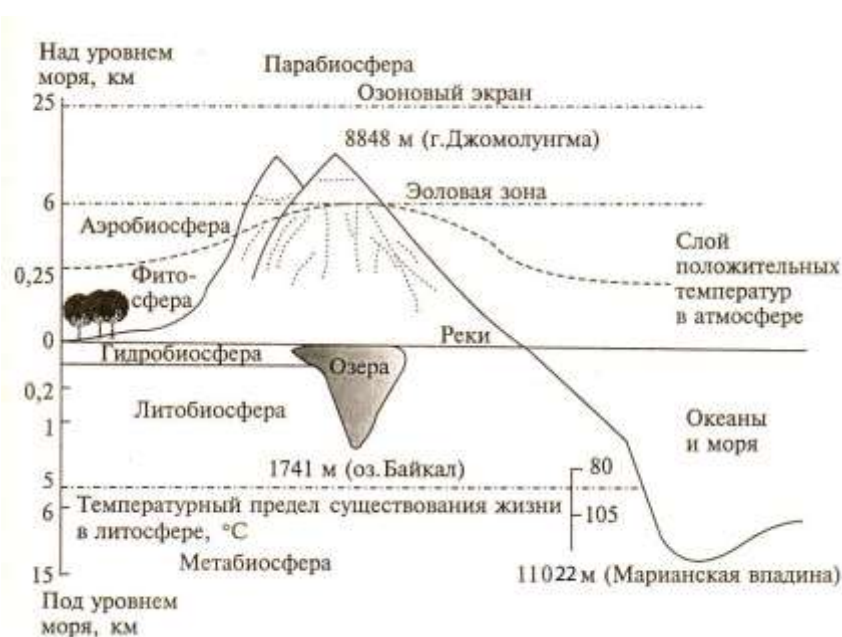


Рис. 19. Строение биосферы (по Н.Ф. Реймерсу, с изменениями)

Поскольку граница биосферы обусловлена полем существования жизни, где возможно размножение, то она совпадает с границей тропосферы (нижнего слоя атмосферы), высота которой от 8 км над полюсами до 18 км над экватором Земли. Однако в тропосфере происходит лишь

перемещение живых организмов, а весь цикл своего развития, включая размножение, они осуществляют в литосфере, гидросфере и на границе этих сред с атмосферой (только споры и бактерии заносятся на высоту до 20 км, в толще литосферы на глубине 4,5 км в скважинах найдены только анаэробные бактерии).

В состав биосферы полностью входит вся гидросфера (океаны, моря, озера, реки, подземные воды, ледники), мощность которой составляет 11 км. Наибольшая концентрация жизни сосредоточена до глубины 200 м, в так называемой *эвфотической зоне*, куда проникает солнечный свет и возможен фотосинтез. Глубже начинается *дисфотическая зона*, где царит темнота и отсутствуют фотосинтезирующие растения, но активно перемещаются представители животного мира, непрерывным потоком опускаются на дно отмершие растения и останки животных. Нижняя граница биосферы в пределах литосферы лежит в среднем на глубине 3 км от поверхности суши и 0,5 км ниже дна океана (верхний слой земной коры с давлением  $4 \cdot 10^7$  Па и температурой  $100^\circ \text{C}$ ).

На границе атмо-, гидро- и литосферы сконцентрирована наибольшая масса живого вещества планеты, и эта земная оболочка названа *биостромом* (биогеосферой), или *пленкой жизни*. В структурном отношении биостром складывается из фитострома, зоострома и микробиострома. *Зоостром* в создании органического вещества не участвует. Роль *микробиострома* в этом процессе невелика и осуществляется с помощью некоторых, в основном водных, фотосинтезирующих бактерий, хемосинтезирующих бактерий (растущих за счет химического окисления неорганического вещества) и сероводородоокисляющих бактерий (обитают в гидротермальных источниках или вблизи их на разных глубинах Океана, включая абиссаль). Основным продуцентом, создателем первичного органического вещества, был и остается *фитостром*. Он создает его в процессе фотосинтеза в дневные часы, закрепляя в себе в форме потенциальной энергии пищи часть энергии солнечного света.

В.И. Вернадский выделил две формы концентрации живого вещества: жизненные пленки и сгущения жизни. Жизненные пленки, занимающие огромные пространства, приурочены к границам раздела фаз. В частности, отличительной особенностью *океанического биострома* является наличие в нем двух пленок жизни: *водно-поверхностной (эвфотической или планктонной)* и *донной*. *Планктонная пленка* приурочена к эвфотической зоне Мирового океана, границе соприкосновения атмосферы и гидросферы, где с помощью фотосинтеза фитопланктон создает органическое вещество – пищу для подавляющей части организмов на всех глубинах океана. *Донная пленка жизни* занимает дно (бенталь) океана (засе-

лена бентосом), находится на разделе жидкой и твердой фаз вещества. Водно-поверхностный и донный слои биострома вблизи берегов, на мелководье, смыкаются, образуя здесь единый океанический биостром, отличающийся в равной мере богатым и разнообразным планктоном и бентосом.

На суше существуют две пленки жизни – наземная и почвенная. *Наземная пленка* (наземный биостром) находится на поверхности почвы и полностью включает растительный покров (фитостром) и животное население суши (зоостром и микробиостром). *Почвенная пленка* приурочена к тонкому поверхностному слою литосферы, преобразованному почвообразующими процессами. С позиций анализа структурных частей ГО почва представляет верхний преобразованный биостромом слой современной коры выветривания. Она –местилище подземной части биострома, место сосредоточения корневых систем и среда обитания богатой и разнообразной фауны – от крота и слепыша, до множества беспозвоночных и микроорганизмов. На суше пленки жизни имеют непосредственный контакт, и резкой границы между ними не существует.

Живое вещество в биосфере распределено неравномерно не только по вертикали, но и по площади, образуя сгущения жизни. На суше такими сгущениями жизни являются леса, болота, поймы рек и озера. В океане выделяют следующие типы сгущения жизни:

- прибрежное (возникает там, где перекрываются планктонная и донная пленки жизни – побережье, шельф и эстуарии рек);
- саргассовое (приурочено к участкам океана, занятым бурой водорослью саргассум);
- рифтовое (массовое мелководное поселение коралловых полипов и других морских организмов с твердым известняковым скелетом – Большой Барьерный риф в Тихом океане);
- апвеллинговое (образовано там, где ветры отгоняют теплую поверхностную воду от берегового склона в субтропических и тропических широтах, в результате чего на поверхность поднимается холодная глубинная вода, богатая биогенными элементами; чаще всего наблюдается у западных берегов континентов);
- абиссальное рифтовое (оазисы небольших размеров в глубоководных желобах и вне их, населенные рифтиями, полихетами, двухстворчатыми моллюсками, слепыми крабами и рыбами при полном отсутствии растений – открыто к северо-востоку от Галапагосских островов, на глубине 2450 м).

## 7.2. Функции живого вещества в биосфере

Суммарная биомасса *живого вещества биосферы* составляет 2–3 трл. т, причем 98 % ее – это биомасса наземных растений. В процессе самоорганизации биосферы живое вещество играет ведущую роль и выполняет следующие функции:

- энергетическую – перераспределение солнечной энергии между компонентами биосферы;
- средообразующую (газовую) – в процессе жизнедеятельности живого вещества создаются основные газы: азот, кислород, углекислый газ, метан и другие. Живые организмы участвуют в миграциях газов и их превращениях; делятся на кислородно-диоксидуглеродную, диоксидуглеродную, азотную, углеводородную, озонную и пероксидводородную);
- концентрационную – извлечение и накопление живыми организмами биогенных элементов (кислорода, углерода, водорода, азота, натрия, магния, калия, алюминия, серы и др.) в концентрациях, в сотни тысяч раз превышающих их содержание в окружающей среде (в углях содержание углерода больше, чем в среднем для земной коры; в кораллах концентрируются карбонаты, формируется органогенный известняк; в диатомовых водорослях концентрируется кремний, в водорослях ламинариях – йод);
- деструктивную (проявляется в минерализации органического вещества);
- окислительно-восстановительную (заключается в химическом превращении веществ биосферы);
- биохимическую (связана с жизнедеятельностью живых организмов – их питанием, дыханием, размножением, смертью и последующим разрушением тел; в результате происходит химическое превращение живого вещества сначала в биокосное, а затем, после отмирания, в косное)
- биогеохимическая деятельность человечества (приводит к видоизменению всей планеты);
- водная функция живого вещества в биосфере связана с биогенным круговоротом воды, имеющим большое значение в круговороте воды на планете.

Выполняя перечисленные функции, живое вещество адаптируется к окружающей среде и приспосабливает её к своим биологическим (а если речь идёт о человеке, то и социальным) потребностям. При этом живое вещество и среда его обитания развиваются как единое целое, однако контроль над состоянием среды осуществляют живые организмы.

Процесс создания органического вещества в биосфере происходит одновременно с противоположными процессами потребления и разложения его гетеротрофными организмами на исходные минеральные соеди-



нения (воду, углекислый газ и др.). Так осуществляется круговорот органического вещества в биосфере при участии всех населяющих ее организмов, получивший название *малого*, или *биологического (биотического)*, *круговорота веществ* в отличие от вызываемого солнечной энергией *большого*, или *геологического, круговорота*, наиболее ярко проявляющегося в круговороте воды и циркуляции атмосферы. Большой круговорот происходит на протяжении всего геологического развития Земли и выражается в переносе воздушных масс, продуктов выветривания, воды, растворенных минеральных соединений, загрязняющих веществ, в том числе радиоактивных.

Малый (биологический) круговорот начинается с возникновения органического вещества в результате фотосинтеза зеленых растений, то есть образования живого вещества из углекислого газа, воды и простых минеральных соединений с использованием лучистой энергии Солнца. Фотосинтез осуществляется наземными растениями, пресноводными водорослями и океаническим фитопланктоном. Образовавшиеся в листе органические вещества перемещаются в стебли и корни, где уже в синтез включаются поступившие из почвы минеральные соединения – соли азота, серы, калия, кальция, фосфора. Растения (*продуценты*) извлекают из почвы в растворенном виде серу, фосфор, медь, цинк и другие элементы. Растительноядные животные (*консументы первого порядка*) поглощают соединения этих элементов в виде пищи растительного происхождения. Хищники (*консументы второго порядка*) питаются растительноядными животными, потребляя пищу более сложного состава, включая белки, жиры, аминокислоты и т.д. Останки животных и отмершие растения перерабатываются насекомыми, грибами, бактериями (*редуцентами*), превращаясь в минеральные и простейшие органические соединения, поступающие в почву и вновь потребляемые растениями. Так начинается новый виток биологического круговорота.

В отличие от большого круговорота, малый имеет разную продолжительность: различают сезонные, годовые, многолетние и вековые малые круговороты. Биологические круговороты вещества не замкнуты. При отмирании органического вещества в почву возвращаются не только те элементы, которые из нее забирались, но и новые, образованные самим растением. Некоторые вещества надолго выходят из круговоротов, задерживаясь в почве или образуя осадочные горные породы.

Образование и разрушение органического вещества – противоположные, но неотделимые друг от друга процессы. Ускорение или отсутствие одного из них неизбежно приведет к исчезновению жизни. Если будет происходить только накопление органического вещества, то атмо-

сфера вскоре лишится углекислого газа, литосфера – фосфора, серы, калия. Следовательно, фотосинтез прекратится, и растения погибнут. С другой стороны, если увеличится скорость разложения, все органическое вещество быстро разложится до минеральных соединений и жизнь прекратится.

**Понятие биогеохимического цикла.** Обмен веществом и энергией, осуществляющийся между различными структурными частями биосферы и определяющийся жизнедеятельностью микроорганизмов, называется биогеохимическим циклом. Именно с введением В.И. Вернадским понятия «биогеохимический цикл» перестало существовать представление о круговороте веществ как о замкнутой системе. Все биогеохимические циклы составляют современную динамическую основу существования жизни, взаимосвязаны друг с другом и каждый из них играет свойственную ему роль в эволюции биосферы.

Отдельные циклические процессы, слагающие общий круговорот веществ в биосфере, не являются полностью обратимыми. Одна часть веществ в повторяющихся процессах превращения и миграции рассеивается или связывается в новых системах, другая возвращается в круговорот, но уже с новыми качественными и количественными признаками. Часть веществ может также извлекаться из круговорота, перемещаясь вследствие физико-геологических процессов в нижние горизонты литосферы или рассеиваясь в космическом пространстве. Продолжительность циклов круговорота тех или иных веществ чрезвычайно различна. Время, достаточное для полного оборота углекислого газа атмосферы через фотосинтез, составляет около 300 лет, кислорода атмосферы тоже через фотосинтез – 2000–2500, воды через испарение – около 1 млн. лет.

В большом и малом круговоротах участвует множество химических элементов и их соединений, но важнейшими из них являются те, которые определяют современный этап развития биосферы, связанный с хозяйственной деятельностью человека. К ним относятся круговороты углерода, серы и азота (их оксиды – главные загрязнители атмосферы), а также фосфора (фосфаты – главный загрязнитель вод суши). Большое значение имеют круговороты токсичных элементов – ртути (загрязнитель пищевых продуктов) и свинца (компонент бензина).

### **7.3. Ноосферный этап в развитии биосферы**

Вмешательство человека в природные круговороты приводит к серьезным изменениям в состоянии биосферы. Возвращаясь к учению В.И. Вернадского, необходимо отметить, что он оценил появление чело-

века на Земле как огромный шаг в эволюции планеты. Ученый считал, что с возникновением человека и развитием его производственной деятельности человечество становится основным геологическим фактором всех происходящих в биосфере планеты изменений, приобретающих глобальный характер: «Человечество, взятое в целом, становится мощной геологической силой». Дальнейшее неконтролируемое развитие деятельности людей таит в себе большую опасность и потому, считал В.И. Вернадский, биосфера должна постепенно превращаться в ноосферу, или сферу разума (от греческих ноос – разум, сфериа – шар).

Основателями концепции ноосферы можно считать трех ученых – французского математика, антрополога и палеонтолога Э. Леруа (1870–1954), французского теолога, палеонтолога и философа П. Тейяра де Шардена (1881–1955) и выдающегося российского ученого естествоиспытателя В.И. Вернадского.

Под понятием «ноосфера» В.И. Вернадский подразумевал *высшую форму развития биосферы, определяемую гармонично существующими процессами развития общества и природы*. Учение Вернадского утверждает принцип совместной эволюции человечества и природной среды (сейчас этот процесс называют *коэволюцией*), нацеливает на поиск практических путей обеспечения общественно-природного равновесия.

Понятие «ноосфера» отражает будущее состояние рационально организованной природы, новый этап развития биосферы, *эпоху ноосферы*, когда дальнейшая эволюция планеты будет направляться разумом в целях обеспечения необходимой гармонии в сосуществовании природы и общества.

Качественные отличия ГО ноосферного этапа развития:

- оболочка характеризуется разнообразием вещественного состава, первичное вещество преобразовывается, возникают новые почвы, породы и минералы, культурные растения и животные;
- возрастает количество механически извлекаемого материала литосферы, оно уже превышает массу материала, выносимого речным стоком;
- происходит массовое потребление продуктов фотосинтеза прошлых геологических эпох, преимущественно в энергетических целях; в ноосфере начинается уменьшение содержания кислорода и увеличение углекислого газа, среднегодовая температура планеты увеличивается (примерно на 1–1,5°), что обуславливает разогрев планеты;
- присутствуют различные виды энергий, используются ядерная и термоядерная энергия;

- в пределах ноосферы наблюдается тесное взаимодействие всех компонентов, приводящее к созданию новых систем: природно-территориальных и антропогенных;
- в ноосфере проявляется разумная деятельность человека, благодаря появлению разума возникает общество (совокупность индивидуумов, личностей, способных к совместному труду);
- ноосфера выходит за пределы биосферы в связи с огромным прогрессом НТР: появляется космонавтика, обеспечивающая выход человека за пределы планеты.

Таким образом, биосфера – развивающееся образование, причём в процессе его развития можно выделить следующие этапы:

1) собственно биосфера (воздействие человека на природную среду не приобрело глобального масштаба);

2) биотехносфера – биосфера сегодняшнего дня, результат длительного преобразующего влияния технически вооружённого человеческого общества на природу Земли;

3) ноосфера – состояние биосферы, характеризующееся гармонией и единством природы и общества на основе позитивной и созидательной научной мысли.

## ТЕМА 8

### ПЕДОСФЕРА

#### 8.1. Понятие о почве

**Почвой** называется поверхностный слой земной коры, возникающий в результате преобразования коры выветривания водой, воздухом и живыми организмами и обладающий свойством плодородия. Плодородие – качественный признак почвы, резко отличающий ее от бесплодной, не способной производить урожай растений, горной породы. Предварительной фазой превращения горной породы в почву является выветривание. Оно разрушает породу, делает ее рыхлой, создает минеральную часть почвенного тела, но еще не почву, так как в процессе выветривания зольные элементы пищи растений не накапливаются в рыхлой массе, а выносятся. Почва возникает только тогда, когда при помощи организмов на продуктах выветривания начинается синтез и разрушение органического вещества, в результате чего происходит концентрация элементов зольной пищи растений. Сущность почвообразования и заключается в синтезе и разрушении органического вещества в пределах созданной выветриванием толщи рыхлой породы, а сама почва представляет область

теснейшего контакта и взаимного проникновения литосферы, атмосферы и биосферы.

Представление о почве как самостоятельном природном теле было сформулировано в конце XIX века В.В. Докучаевым. По его образному выражению, почва – зеркало ландшафта. Находясь в фокусе взаимодействий эндогенных (связанных с земной корой) и экзогенных (внешних, связанных с атмосферой и Космосом) сил, почва интегрирует их влияние. При этом более мобильные и агрессивные воздействия воздуха, воды и организмов первоначально на кору выветривания, а затем и на саму почву, фиксируются и сохраняются в вертикальном профиле почвы, в таких ее характеристиках, таких как механический состав, гумусированность и т.д.

Почва состоит из минеральных частиц (разрушенных горных пород), почвенной влаги, почвенного воздуха, организмов и гумуса. Гумус – это основная часть органического вещества почвы, определяющая почвенное плодородие. Главные органические вещества гумуса – гуминовые кислоты и фульвокислоты. В гумусе содержатся также важнейшие элементы питания растений – азот, фосфор, сера, калий. Под воздействием микроорганизмов эти элементы становятся доступными для растений.

## 8.2. Факторы почвообразования

Учение о факторах почвообразования, по выражению В.В. Докучаева, является краеугольным камнем почвоведения как науки. К пяти факторам почвообразования, установленным ученым – почвообразующим породам, растительным и животным организмам, климату, рельефу и времени – позже были добавлены воды (почвенные и грунтовые) и хозяйственная деятельность человека. С учетом этих добавлений определение почвы можно выразить в виде формулы, показывающей функциональную зависимость почвы от почвообразующих факторов во времени:

$$П=f(ПП\text{ }РО\text{ }ЖО\text{ }ЭК\text{ }Р\text{ }В\text{ }ДЧ)\text{ }t,$$

где П – почва; ПП – почвообразующие породы; РО – растительные организмы; ЖО – животные организмы; ЭК – элементы климата; Р – рельеф; В – воды; ДЧ – деятельность человека, t – время.

Кратко рассмотрим особенности отдельных факторов почвообразования.

1. *Почвообразующие породы* служат источником образования минеральной части почвы, а также источником связанной с ними энергии (химической, поверхностной, тепловой), принимающей участие в почвообразовании. Почвообразующие породы представляют собой тот субстрат, на котором происходит формирование почвы. Характер и степень

выраженности почвообразовательного процесса в тех или иных гидротермических условиях в известной мере предопределяется химическим и механическим составом горных пород. Материнские породы обуславливают следующие важнейшие свойства почв: 1) гранулометрический (механический) состав почв; 2) химический и минералогический составы почв; 3) физические и физико-химические свойства почв; 4) водно-воздушный, тепловой и пищевой режимы почв. В то же время почвообразующие породы, определяя строение почв, характер их эволюции, пестроту почвенного покрова, существенно влияют на многие факторы и процессы почвообразования:

- на скорость почвообразовательного процесса, обуславливающую разную мощность почвенных профилей;
- на уровень плодородия, прямо зависящий от исходного состава пород, богатых или бедных химическими элементами, разной степени устойчивости в зоне формирования почв – в зоне гипергенеза;
- на характер орошаемого земледелия и осушительных мелиораций;
- на структуру почвенного покрова, определяющую разную мозаичность, сложность и контрастность почвенного покрова.

2. *Организмы.* Роль биологической деятельности в почвообразовании колоссальна. Почвообразование на Земле началось только после появления жизни. Любая горная порода, как бы глубоко разложена и выветрена она ни была, еще не будет почвой. Только длительное взаимодействие материнских пород с растительными и животными организмами в определенных климатических условиях создает специфические качества, отличающие почву от горных пород.

Растения в процессе своей жизнедеятельности синтезируют органическое вещество и определенным образом распределяют его в почве в виде корневой массы, а после отмирания наземной части – в виде растительного опада. Составные части опада после минерализации поступают в почву, способствуя накоплению перегноя и приобретению характерной темной окраски верхнего горизонта почвы. Растения аккумулируют отдельные химические элементы, в небольшом количестве содержащиеся в почвообразующих породах, но необходимые для нормальной жизнедеятельности растений. После отмирания растений и разложения их остатков эти химические элементы остаются в почве, постепенно ее обогащая.

Посредниками между живыми и мертвыми деятелями почвообразования служат микроорганизмы. Они минерализуют органические вещества, делая их вновь доступными для растений. В отсутствии микроорганизмов разложение происходило бы очень медленно. Большое значение в жизни почвы имеют животные организмы, которых в почве большое

количество. Почвенные землерои многократно перемешивают почву и, проделывая в ней ходы, облегчают доступ влаги и воздуха в почвенные горизонты.

3. *Климат* – один из важнейших факторов почвообразования, влияющий на характер и интенсивность выветривания, а значит – на создание того или иного типа минеральной почвенной массы. Климат влияет на жизнедеятельность микроорганизмов, то есть на создание того или иного качества и количества органической массы почвы; определяет в значительной мере влажность и водный режим почвы, управляет перемещением веществ и дифференциацией почвы на горизонты.

Климатические условия земного шара закономерно изменяются от экватора к полюсам, а в горных странах – от подножия к вершине. В этом же направлении закономерное изменение испытывает состав растительности и животных. Взаимосвязанные изменения столь важных факторов почвообразования влияют на распространение основных типов почв. Следует подчеркнуть, что влияние элементов климата, так же как и всех других факторов почвообразования, проявляется лишь во взаимодействии с другими факторами.

4. *Рельеф*. Характер рельефа сказывается на почвообразовании, так как от высоты форм рельефа зависит распределение климатов и растительности, от крутизны склонов – степень проникновения влаги в почву, от экспозиции – условия освещения и нагревания.

5. *Почвенно-грунтовые воды*. Вода является средой, в которой протекают многочисленные химические и биологические процессы в почве. Грунтовые воды обогащают почвы химическими соединениями, которые в них содержатся, в отдельных случаях вызывают засоление. В переувлажненных почвах содержится недостаточное количество кислорода, что обуславливает подавление деятельности некоторых групп микроорганизмов. В результате действия грунтовых вод формируются особые почвы.

6. *Время* – совершенно особый фактор почвообразования. Все процессы, протекающие в почве, совершаются во времени. Чтобы сказались влияние внешних условий, чтобы в соответствии с факторами почвообразования сформировалась почва, требуется определенное время. Так как географические условия не остаются постоянными, а изменяются, то происходит эволюция почв во времени.

7. *Человек* сознательно и активно вмешивается в процесс почвообразования путем орошения или осушения почв, насаждения или уничтожения растительности, механической обработки почв и введения в них различных удобрений и т.п. Если влияние природных факторов на почву

стихийно, то человек в процессе своей хозяйственной деятельности действует на почву направленно, изменяет ее в соответствии со своими потребностями. Изменение факторов почвообразования через антропогенное воздействие проявляется в разных формах:

- преобразование почвообразующих пород (рекультивационные наносы, горные выработки, торфоразработки и т.д.);
- путем изменения форм рельефа (формирование терриконов, карьеров, дамб, планировки территорий и т.д.);
- в результате изменения климатических параметров на макро-, мезо- и микроуровнях (глобальный парниковый эффект и эффект потепления в мегаполисах, орошение почв и связанное с ним изменение микроклимата и т.д.);
- путем изменения характера биоты (сельскохозяйственные посевы культурных растений, лесонасаждения, подсечно-огневое земледелие и т.д.).

Антропогенное воздействие не только изменяет факторы почвообразования, но и прямо или косвенно непосредственно сказывается на почвах.

Косвенное воздействие проявляется следующим образом:

- 1) в химическом загрязнении продуктами радиоактивного распада и тяжелыми металлами;
- 2) в изменении уровня и режима грунтовых вод, режима рек и озер, окислительно-восстановительных условий и солевого баланса;
- 3) в изменении естественно-растительного покрова как результата вырубки лесов, перевыпаса скота, подсечно-огневого земледелия.

Прямое воздействие антропогенного фактора сказывается на почвах при их обработке сельскохозяйственной техникой, орошении и осушении, внесении органических и минеральных удобрений и ядохимикатов.

### **8.3. Морфология почвы**

Как всякое природное тело, почва обладает суммой внешних признаков, определенной *морфологией*. Морфологические признаки почвы являются результатом процессов ее формирования и, естественно, отражают ее химические и физические свойства.

Наиболее важным морфологическим признаком почвы является ее *строение*, т.е. закономерное изменение почвенной толщи сверху вниз, на первый взгляд напоминающее слоистость. В процессе почвообразования формируются *генетические почвенные горизонты* – слои почвы, различающиеся по цвету, структуре, содержанию гумуса, механическому составу. Генетические почвенные горизонты образуют *почвенный профиль*.



Важнейшим процессом, обеспечивающим дифференциацию почвенного профиля на горизонты, является вертикальное перераспределение веществ при инфильтрации влаги и почвенных растворов и их капиллярном поднятии, перемещении питательных веществ корневой системой растений. Мощность отдельных почвенных горизонтов составляет от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров, а мощность всего почвенного слоя – до нескольких метров.

В совокупности процессы формирования определенных почвенных горизонтов называются элементарными почвенными процессами. К ним относятся образование лесной подстилки и степного войлока, гумусово-аккумулятивный процесс (накопление органико-минеральных соединений и зольных элементов в верхних горизонтах), засоление (передвижение солей в растворенном состоянии с последующим выпадением их из раствора), рассоление, оглинивание, иллювиальные процессы (растворение различных веществ в верхних горизонтах почвы, перемещение растворов в более глубокие горизонты с осаждением некоторых веществ и их аккумуляцией), оглеение, осолонцевание.

В.В. Докучаев выделил в почвенном профиле всего три генетических горизонта: А – поверхностный гумусово-аккумулятивный; В – переходный к материнской породе и С – материнская горная порода, подпочва. С развитием почвоведения система генетических горизонтов неоднократно расширялась и совершенствовалась. Этот процесс продолжается и в настоящее время, однако общая докучаевская система А – В – С по своей генетической сути осталась в целом неизменной и принята для использования международным сообществом почвоведов.

*Окраска почвы* – одно из важных и заметных внешних свойств почв, широко используемое для присвоения им различных названий – чернозем, краснозем, желтозем, серозем, каштановая почва и т.д. Разнообразие окраски обусловлено присутствием в почве химических соединений, органики и т.д. Черный цвет обусловлен накоплением органического вещества (гумуса), красный – накоплением оксидов железа, белый – накоплением оксидов кремния и углекислых солей. Окраска почвы во многом зависит от увлажнения (влажная почва всегда темнее, чем сухая) и степени агрегированности почвы.

*Структура почвы* – важный и характерный генетический и агрономический признак почвы. Под структурностью подразумевается способность почвы распадаться на отдельные, имеющие определенный размер и форму. Форма структурных отдельностей зависит от ряда причин, в первую очередь от характера биологических процессов, количества гумуса, от состава поглощенных катионов и почвенного раствора. Для раз-

личных типов почвы характерна определенная структура. Так, например, зернистая характерна для гумусового горизонта черноземов, ореховатая – для горизонта В дерново-подзолистых и серых лесных почв, столбчатая – для горизонта вымывания солонцов.

В процессе почвообразования происходит закономерное перераспределение химических элементов по почвенному профилю. При этом часть элементов распределяется сравнительно равномерно в почвенной массе каждого генетического горизонта, другая часть образует соединения, имеющие тенденцию к обособлению, это так называемые новообразования и включения. *Новообразования* в почвенной массе представляют собой морфологически хорошо сформированные, четко обособленные от почвенной массы скопления минералов, возникших в процессе почвообразования. Морфологически новообразования весьма разнообразны – пленки, землистые массы, изолированные кристаллы и их сростки, конкреции самых различных форм и размеров. Не менее разнообразны их химический и минералогический составы: сульфиды, оксиды, нитраты, сульфаты, фосфаты, силикаты и некоторые другие группы.

*Включения* представляют собой ясно выделяющиеся элементы почвенной массы, генетически не связанные с процессом почвообразования. К ним относятся единичные валуны или гальки, находящиеся в составе почвообразующих пород, останки животных (кости, раковины), стволы деревьев, а также археологические останки.

#### **8.4. Основные типы почв и их географическое распространение**

*Почвы полярной (арктической) зоны.* Почвообразование в полярных и субполярных областях достаточно специфично и проявляется в доминировании физического выветривания над химическим разрушением пород, которое происходит при достаточно пассивном участии живых организмов, деятельность которых лимитирована суровыми климатическими условиями. В совокупности это приводит к формированию маломощных примитивных почв и господству криогенных микроструктур.

Основная зона формирования почв – арктические и антарктические побережья и внутриконтинентальные тундровые области. Наиболее распространены почвы – *арктические карбонатные, бурые аркто-тундровые* (северное побережье Гренландии и Северной Америки, Шпицберген, Земля Франца Иосифа, Северная Земля, Антарктида) и *дерновые субарктические* (побережье Камчатки, Сахалина, Скандинавии, Аляски, Исландии). В аридных регионах полярной зоны формируются *арктические пустынные* почвы (Канадский Арктический архипелаг, северо-западное побережье Гренландии). В арктических регионах

избыточного атмосферного увлажнения в отрицательных элементах рельефа формируются *торфяно-мерзлотные* почвы, приуроченные к плоским днищам ледниковых долин или к небольшим блюдцеобразным депрессиям рельефа на низких морских или флювиальных террасах. В Арктике существуют также *солончаки* и *солончаковатые* почвы, приуроченные к низменным участкам морских побережий. Соли имеют морское происхождение, они либо поступают непосредственно из морской воды в рыхлые отложения и почву, либо переносятся через атмосферу. Условия полярных пустынь способствуют аккумуляции солей.

*Почвы тундровой (субарктической) зоны.* Карельское слово «тундра» (по-фински «тунтури») означает безлесное место. Тундровые ландшафты на территории Евразии занимают широкую полосу на севере континента: Кольский полуостров и полуостров Канин, бассейн южной Печоры и Воркуты, полуострова Ямал, Гыдан, Таймыр и далее к северу от Среднесибирского плоскогорья, восточно-сибирское побережье морей Северного Ледовитого океана, Чукотский полуостров, Камчатку и северную часть восточного побережья Охотского моря. Тундровая зона занимает почти всю Аляску и обширную площадь северной Канады. Тундровые почвы распространены также на южном побережье Гренландии, в Исландии, на некоторых островах Баренцева моря.

Осадки в тундре выпадают преимущественно в виде снега, который сдувается сильным ветром в западины, что приводит к перераспределению осадков, глубокому промерзанию почв, образованию морозобойных трещин. Повсеместны вечная мерзлота и криогенные формы микрорельефа: каменные многоугольники, пятна, бугры пучения, термокарст, являющиеся основными топо- и литогенными факторами формирования микроструктур почвенного покрова криогенных областей почвообразования.

Особенность тундровой зоны – доминирование альфегумусовых почв (*подбуров и подзолов*) и *глееземов* (тундровые глеевые почвы разной степени оторфованности). Альфегумусовые почвы приурочены к хорошо дренированным, а глееземы – к слабо дренированным поверхностям. Скорость поступления органического вещества с опадом в глееземах выше, чем гумификация и минерализация органических веществ. В летний период вечная мерзлота создает водоупор, вследствие чего почвы переувлажняются, что способствует оглеению.

*Почвы таежно-лесной зоны.* Лесные ландшафты широко распространены в Западной Европе, Северной Америке, Евразии, образуют обширный пояс лесов бореального и суббореального климата северного полушария. Эта огромная территория неоднородна: лесные ландшафты

разных районов существенно различаются условиями почвообразования. В самом первом приближении внутри лесного пояса можно выделить зону бореальных таежных хвойных лесов и зону суббореальных подтаежных смешанных лиственно-хвойных лесов. На самом юге этой зоны местами распространены лиственные леса.

Основными процессами почвообразования являются подзолистый, альфегумусовый и оглеение, которые развиваются на разнообразных по гранулометрическому и минералогическому составу породах (почвообразующие породы преимущественно представлены ледниковыми отложениями), формах и типах рельефа, которые обуславливают характер дренажа.

Зональными типами почв являются: *подбуры таежные* (кислые бурые таежные почвы), *подзолы иллювиально-гумусовые, подзолистые* (хвойные и смешанные леса Евразии и Северной Америки), *бурые лесные* или буроземы (равнины Европы, Северной Америки, горы), *дерново-глеевые, дерново-подзолистые, дерново-карбонатные*.

Таежные подбуры и подзолы (альфегумусовые почвы) приурочены к породам легкого состава, встречаются во всех северотаежных лесах. На суглинистых и бедных основаниями породах развивается группа подзолистых почв: глеево-подзолистые – наиболее типичны для северной тайги, собственно подзолистые – для северной и особенно средней тайги и дерново-подзолистые – для южной тайги. Так же на суглинистых породах, но богатых основаниями, в условиях хорошего дренажа подзоны южной тайги широколиственных и хвойно-широколиственных лесов формируются бурые лесные почвы или буроземы. На карбонатных почвах (известняки, мергели, доломиты и т.д.), а также сильно карбонатных моренах распространены дерново-карбонатные почвы.

Кроме перечисленных почв локальное распространение имеют следующие: палевые типичные с ареалом формирования в средней и южной тайге полузасушливых областей Восточной Сибири; палевые оподзоленные характерные для средней тайги и среднедренированных водоразделов под лиственнично-сосновыми лесами; палево-карбонатные; палево-осолоделые. Все эти почвы характерны главным образом для Центрально-Якутской области. Они приурочены в основном к слабодренированным равнинам и формируются под влажными лугами при близком уровне грунтовых вод гидрокарбонатно-натриевого или хлоридно-сульфатно-натриевого состава.

*Почвы зоны смешанных лесов.* К югу от зоны таежных лесов располагаются леса смешанного хвойно-лиственного состава. Эти леса особенно широко распространены на территории Восточно-Европейской

равнины, за Уралом они продолжают далеко на восток, вплоть до Приамурья, хотя и не образуют сплошной зоны.

Наиболее характерным типом почв Восточно-Европейской равнины являются *дерново-подзолистые* почвы, формирующиеся на суглинистых почвообразующих породах.

В ландшафтах верховых болот формируются *торфяно-подзолисто-глеевые* почвы, низинных болот – *торфяно-перегнойные* почвы. На почвообразующих породах, богатых карбонатами кальция, образуются *дерново-карбонатные* почвы или *рендзины*, характерные для развития ордовикских карбонатных отложений в пределах Латвии, Эстонии, Северо-западной части России. В поймах рек формируются пойменно-дерновые, пойменно-луговые и пойменно-болотные почвы, формирующиеся в условиях ежегодных весенних паводков и близкого расположения грунтовых вод.

*Почвы зоны лиственных лесов.* В пределах суббореального пояса, в более теплых условиях по сравнению с таежными и подтаежными лесами, распространены лиственные леса с богатым травяным покровом. Среди почв, сформированных в этих ландшафтах, выделяются две группы. Почвы первой группы образовались на территории, находящейся под воздействием мягкого океанического климата (области влияния Атлантического океана в Западной Европе и в северной Америке). Почвы второй группы сформированы во внутриконтинентальных районах суббореального пояса, т.е. в центральных областях Евразии и Северной Америки.

Почвы первой группы – *бурые лесные* – образуются в условиях влажного и мягкого океанического климата, широко распространены в Западной Европе, а также Горном Крыму, теплых и влажных районах Кавказа и Приморском крае России. В Северной Америке бурые почвы широколиственных лесов распространены в приатлантической части континента.

Почвы второй группы – *серые лесные* – развиваются в континентальных климатических условиях, прерывистой полосой протягиваются от западных границ Беларуси до Забайкалья.

*Почвы зоны степей.* Почвы зоны луговых и лугово-разнотравных степей получили название *черноземов*. Черноземы простираются на значительные расстояния во внутриконтинентальной части Евразии: Молдавия, Южная Украина, Предкавказье; Восточно-Европейская равнина, Южный Урал, Западная Сибирь до Алтая, Казахстан; восточнее черноземы образуют отдельные массивы (наиболее восточный массив черноземов находится в Забайкалье). В Центральной Европе черноземные почвы

распространены в ряде районов Венгрии, Румынии, Болгарии. В Северной Америке, так же как и в Евразии, полоса черноземов расположена во внутриконтинентальной области и к морскому побережью не выходит.

Основной процесс формирования черноземов – гумусово-аккумулятивный, определяющий накопление гумуса в благоприятных гидротермических умеренно-континентальных климатических условиях. На фоне травяной растительности с доминированием корней в биомассе, высокой микробиологической активности и обильной и разнотравной зоофауны, периодически промывного водного режима с максимумами осадков весной и осенью, периодическими засухами летом и умеренно холодной зимой создаются благоприятные условия для разложения растительности, ее гумификации и умеренной минерализации гумусовых веществ. Накопление и закрепление гумуса в почве превалирует над его минерализацией и вымыванием, что и приводит к формированию мощных гумифицированных на многие десятки сантиметров профилей почв. Положительным фактором гумусообразования являются также почвообразующие породы карбонатного состава.

Черноземы зонально сменяются *каштановыми* и *бурыми пустынно-степными* почвами южных сухих и пустынных степей. Каштановые почвы узкой полосой располагаются по побережью Черного и Азовского морей, на юго-востоке европейской части России площадь этих почв увеличивается (Нижнее Поволжье, Западный Прикаспий). Исключительно широко распространены почвы сухих степей на территории Казахстана. В Центральной и Восточной Сибири каштановые почвы встречаются изолированными районами. Самый восточный район распространения каштановых почв – степи Юго-Восточного Забайкалья. Бурые пустынно-степные почвы преимущественно приурочены к полупустынным районам Казахстана.

В Европе каштановые почвы занимают небольшую площадь в Румынии и значительно более широко представлены в центральных районах Испании. Из Казахстана сплошная полоса каштановых почв уходит в Монголию, а затем в Восточный Китай.

Почвы засушливых степей и полупустынь Северной Америки заключены между Скалистыми горами на западе и прериями на востоке. К югу область распространения каштановых и бурых почв ограничена Мексиканским плоскогорьем. В Южном полушарии сухие степи распространены лишь в Патагонии (Аргентина).

Каштановые почвы формируются в менее благоприятных условиях (более высокие температуры и меньшее количество осадков) и поэтому

менее гумусированы, чем черноземы, но обладают достаточно высоким потенциальным плодородием.

Почвами-диагностами сухостепных условий почвообразования на низменностях всех географических зон Земли являются *солончи* – почвы под влажными лугами, травяно-осоковыми болотами, травяными березняками или осинниками. Среди гидроморфных почв степного пояса широко распространены также *солончаки* и *солонцы*.

*Почвы зоны пустынь.* Почвы пустынь расположены во внутриконтинентальной части Евразии, на обширных равнинах Казахстана, Средней и Центральной Азии; Северной Америки; Патагонии.

Зональными типами почв являются: *бурые полупустынные* (Прикаспийская низменность, Казахстан), *серо-бурые пустынные* (Устюрт, Бетпак-Дала, плато Мангышлак), *песчаные пустынные* (Каракумы, Кызылкумы, Гоби). Из гидроморфных почв для пустыни особенно характерны *солончаки* и *такыры* (формируются на определенной почвообразующей породе, представляющей собой пролювиальное скопление пылевато-илистых частиц, вынесенных с ближайших возвышенностей).

Все почвы пустынных регионов малопродуктивны. Их использование возможно только при соблюдении мелиораций и внесении удобрений. Основные лимитирующие факторы использования данных почв в сельском хозяйстве:

- высокая карбонатность, засоленность, гипсоносность и солонцеватость почв;
- низкое содержание гумуса и маломощность гумусированного профиля;
- малое количество осадков и низкая влагоемкость почв.

*Почвы субтропического пояса.* В субтропическом поясе выделяют следующие основные группы почв: почвы влажных лесов, сухих лесов и кустарников, сухих субтропических степей и низкотравных полусаванн, а также субтропических пустынь.

Почвы влажных субтропических лесов – *красноземы* и *желтоземы* – широко развиты в субтропической части Восточной Азии (Китай и Япония) и на юго-востоке США (Флорида и соседние южные штаты), встречаются на Кавказе – на побережье Черного моря (Аджария) и побережье Каспийского моря (Ленкорань).

Характерный тип влажных субтропиков – *красноземы*, получили название благодаря своей окраске, которая обусловлена составом почвообразующих пород специфического кирпично-красного или оранжевого цвета. Цвет толщи характеризуется присутствием прочно связанных гидроксидов Fe (III) на поверхности коренных пород.

Почвы, сформированные под сухими лесами и кустарниками, – *коричневые*. Они широко распространены в южной Европе, Северной Африке, на Ближнем Востоке, в ряде районов Центральной Азии; в Северной Америке почвы этого типа развиты в Мексике и на юго-западе США, под сухими эвкалиптовыми лесами и кустарниками они известны в Австралии, встречаются также в теплых и относительно сухих местах Кавказа, на Южном берегу Крыма, в горах Тянь-Шаня, особенно характерны эти почвы для ландшафтов Средиземноморья.

В аридных ландшафтах субтропического пояса формируются *сероземы*. Они широко представлены в предгорьях хребтов Средней Азии. Почвообразующими породами являются преимущественно лессы, мощным чехлом покрывающие предгорья хребтов Средней Азии. Особенность вещественного состава лессов Средней Азии – значительное содержание обломочных силикатов, как правило, преобладающих над обломочным кварцем

*Почвы тропического пояса.* Тропические почвы занимают более ¼ поверхности мировой суши. Большая часть тропической территории (Южная Америка, Африка, полуостров Индостан, Австралия) представляют собой остатки древнейшей суши, где процессы выветривания развивались на протяжении весьма длительного времени – начиная с нижнего палеозоя, местами даже с докембрия. Поэтому некоторые важные свойства современных тропических почв унаследованы от древних продуктов выветривания, а отдельные процессы современного почвообразования находятся в сложной связи с процессами древних этапов гипергенеза. Следы наиболее древнего этапа гипергенеза представлены мощной элювиальной корой выветривания, красного цвета, который обусловлен оксидом железа. Под влиянием климатических факторов (сезонная смена дождливых периодов сухими), понижения базиса эрозии кора выветривания превратилась в прочные *латеритные* (от лат *later* – кирпич) *панцири*, покрывающие поверхности высоких плато и создающие характерный облик рельефа тропических территорий. В силу преобладания красноцветных отложений среди почвообразующих пород многие тропические почвы имеют красный или близкий к нему цвет, что отражено в названиях этих почв, именуемых *красными, оранжевыми, желтыми*.

Для постоянно влажных тропических лесов характерны *ферралитные* почвы, которые образуются под покровами наиболее продуктивной формации суши – постоянно влажных тропических лесов и распространены на большой территории в Южной Америке, Африке, на Мадагаскаре, в Юго-Восточной Азии, Индонезии, на Филиппинах, в Новой Гвинее и Австралии.



Для тропических ландшафтов сезонного атмосферного увлажнения характерны *ферралитные почвы сезонно влажных тропических лесов и высокотравных саванн и красно-бурые почвы сухих саванн*.

Для тропического почвообразования, развивающегося в условиях смены сухих сезонов года периодами обильных дождей, характерен режим периодического высокого стояния грунтовых вод, что особенно типично для относительных понижений рельефа. В этих условиях формируются *черные тропические почвы*. Площадь, занятая черными почвами во всем тропическом поясе, – около 235 млн. га, т.е. больше, чем площадь, занятая черноземами в России. Особенно значительны территории этих почв в Австралии, Индии и Африке.

Для почвенного покрова горных стран типична закономерная смена почв с изменением высоты – вертикальная зональность. Это явление обусловлено закономерным изменением гидротермических условий и состава растительности.

Нижний пояс горных почв определяется условиями той природной зоны, на площади которой находятся горы. Так, например, если горная система с ледниковым покровом расположена в пустынной зоне, то на ее склонах от подножий к вершине могут сформироваться горно-каштановые, горно-черноземные, горно-лесные и горно-луговые почвы. Но если горы будут расположены в таежно-подзолистой зоне, то в этих условиях могут образоваться лишь зоны горно-подзолистых и горно-тундровых почв.

Структура вертикальной зональности почвенного покрова горной страны зависит не только от типа равнинной почвы, в зоне которой находится горная страна, но и от местных, провинциальных биоклиматических особенностей. Так, например, в горных системах Центральной и отчасти Средней Азии развита горно-степная зона, переходящая в горно-луговую, а зоны горно-лесных почв нет (явление выпадения зон). Это обусловлено резкой засушливостью климата Азии. Границы горных почвенных зон в зависимости от местных условий могут повышаться и понижаться над уровнем моря. В некоторых случаях порядок смены нарушается. Происходит инверсия почвенных зон, когда одна зона оказывается выше, чем следовало бы по аналогии с горизонтальными. Так, например, в Лорийской степи в Закавказье черноземы расположены выше лесных почв. Широко распространено проникновение одних зон в другие по горным долинам и ущельям.

Среди специфических горных почв в первую очередь необходимо отметить *горно-луговые*, образующиеся в условиях холодного и влажного климата высокогорий и большого количества солнечной радиации. В

случае большой сухости климата формируются *горно-лугово-степные, высокогорные пустынные* почвы.

Разнообразие структуры вертикальной зональности, сильное влияние рельефа и геологического строения, специфические особенности строения почв – все это сказывается на большой сложности строения почвенного покрова.

## ТЕМА 9

### ОБЩИЕ ЗАКОНЫ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБОЛОЧКИ

#### 9.1. Географическая оболочка – предмет изучения общего землеведения

**Географическая оболочка** – целостная материальная система, образованная при взаимодействии и взаимопроникновении атмосферы, гидросферы, литосферы, живого вещества.

О том, что география изучает особую оболочку Земли, писали многие географы. А. Гумбольдт в своем труде «Космос» писал о «жизнесфере», по своему содержанию аналогичной биосфере, в заключительных строках он говорил о «сфере разума». П.И. Броунов в предисловии к «Курсу физической географии» писал, что наружная оболочка Земли состоит из концентрических сферических оболочек, а именно: литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы, все эти оболочки в значительной степени проникают одна в другую и своим взаимодействием обуславливают как наружный облик Земли, так и все явления на Земле. Термин географическая *оболочка* предложил в 1932 г. А.А. Григорьев («Предмет и задачи физической географии»). Он считал, что «земная поверхность представляет качественно особую вертикальную физико-географическую зону, или оболочку, характеризующуюся глубоким взаимопроникновением и активным взаимодействием литосферы, атмосферы и гидросферы, возникновением и развитием именно в ней органической жизни, наличием в ней сложного, но единого физико-географического процесса».

Положение верхней и нижней границ ГО разными авторами оценивается по-разному. А.А. Григорьев верхнюю границу ГО проводит в стратосфере на высоте 20–25 км, ниже слоя концентрации озона, нижняя граница, по его мнению, проходит немного ниже границы Моховичича (на материках на глубине 30–40 км, под океанами – 5–8 км). Мощность ГО по А.А. Григорьеву составляет 75 км на материках и 45 км – на океане.

В границах, близких к обозначенным А.А. Григорьевым, рассматривает ГО А.М. Рябчиков, однако нижнюю границу он проводит на уровне земной коры. С.В. Калесник верхнюю границу проводил на уровне тропопазы, нижнюю он ограничивает осадочным слоем земной коры (4–5 км). А.Г. Исаченко в ГО включает тропосферу, гидросферу и осадочный слой земной коры. Ф.Н. Мильков, Д.Л. Арманд верхнюю границу проводят по тропопазе, нижнюю – по границе земной коры.

Таким образом, границы ГО следует проводить по границе наиболее активного взаимодействия всех компонентов и проявлению географических закономерностей, особенно географической зональности. Целесообразно присоединиться к мнению исследователей, проводящих верхнюю границу ГО по тропопазе (верхней границе тропосферы), а не внутри или выше озонового слоя. Данная граница представляется более обоснованной. Во-первых, это будет примерно соответствовать физическому пределу распространения жизни в биосфере современной структуры. Во-вторых, привязка границы к озоновому слою приводит к неопределенности ее для этапов геологической истории, когда этого слоя не было. Соответственно при рассмотрении эволюции ГО возникнут определенные трудности, так как на протяжении резко преобладающей по продолжительности части ее существования озоновый слой, вероятно, отсутствовал.

К ГО, независимо от этапа ее существования, следует всегда относить часть атмосферы, в которой происходят круговорот воды, интенсивное перемещение воздушных масс, содержится основная масса атмосферы, формируются погодные условия, проявляется зональность распределения тепла и влаги, т.е. тропосферу.

Нижнюю границу ГО в литосфере следует проводить по границе проявления экзогенных процессов, т.е. по подошве зоны гипергенеза, в этой зоне сформировались зональные коры выветривания, происходят круговороты вещества и энергии. В ГО включается вся гидросфера. Мощность ГО составляет 23–26 км.

Ряд ученых предлагали заменить термин ГО термином «биосфера». Они считают, что биосфера в понимании В.И. Вернадского (по мощности и по смыслу) совпадает с ГО. Однако в традиционном понимании в термине «биосфера» центральное место принадлежит живому веществу, остальные компоненты образуют его окружающую среду, что не совсем правильно. Кроме того, ГО существует более длительное время, чем биосфера. Биосферный этап – стадия развития ГО.

**Компоненты ГО** – это однородные вещественные образования: природная вода, воздух, горные породы, растения, животные, почвы.

Компоненты делят на устойчивые (горные породы, почвы), мобильные (вода, воздух), активные (растения, животные); по агрегатному состоянию – на твердые, жидкие, газообразные.

Выделяют три структурных уровня ГО. Первый уровень – *геокомпонентный* (самый простой уровень; отдельные компоненты изучают геология, ботаника, геохимия и геофизика).

Второй уровень – *геосферный*. Геосферы – это оболочки, занятые преимущественно одним компонентом, они определяют вертикальную структуру ГО, располагаются ярусно и по удельному весу. Верхняя атмосфера образована самыми легкими газами, ниже залегают гидросфера и литосфера, образованные более тяжелыми химическими элементами. Наиболее сложное строение ГО имеет на контакте сфер: атмо- и литосферы (поверхность Земли), гидро- и литосферы (дно океана), атмо- и гидросферы (поверхность океана), атмо-, гидро- и литосферы (в прибрежной зоне океана).

Третий уровень – *геосистемный*. Геосистемы – комплексы, образованные при взаимодействии всех компонентов, образуют горизонтальную структуру ГО. Дифференциация ГО на геосистемы обусловлена неравномерным распределением тепла и влаги, неоднородностью земной поверхности.

ГО обладает качественным своеобразием и отличается от первичных геосфер, ее образующих:

- ГО – наиболее сложная оболочка планеты, характеризующаяся разнообразием вещественного состава;
- в пределах ГО вещество находится в трех агрегатных состояниях, обладает широким диапазоном физических характеристик;
- в оболочке присутствуют различные виды энергий, солнечная энергия преобразуется в энергию химических связей, тепловую и механическую;
- в пределах ГО наблюдается тесное взаимодействие слагающих ее компонентов, что приводит к образованию качественно новых образований – природных комплексов;
- в пределах ГО возникла жизнь, существует человеческое общество.

В жизни ГО выделяют несколько этапов. Добиосферный (геологический) – с 4,5 млрд. лет до 570 млн. лет назад. В это время произошло формирование материков и океанических впадин, образовались атмосфера и гидросфера. На добиосферном этапе взаимодействовали атмо-, гидро- и литосфера. Живое вещество существовало, но сплошного распространения не имело. В это время целостность оболочки поддерживали круговороты воды и химических элементов. В результате взаимодействия первичных компонентов – воды, воздуха, горных пород – форми-

ровались компоненты ГО (образовались природная вода и воздух, осадочные горные породы). На добиосферном этапе верхняя граница ГО располагалась на высоте 80 км (в этом слое существуют серебристые облака, состоящие из смерзшихся газов и льда, т.е. пары воды при круговоротах заносились на эту высоту). Нижняя граница проходила по границе осадочного слоя: осадочные горные породы являются результатом воздействия на горные породы воды и воздуха, кроме того, именно здесь располагаются горизонты подземных вод.

На втором, биосферном, этапе во взаимодействие включается живое вещество (с 570 млн. лет до 40 тыс. лет назад). К существующим круговоротам добавляется биогенный: на свету элементы в результате реакции фотосинтеза превращаются в органические вещества, к испарению добавляется транспирация. Компоненты ГО становятся более сложными, в их преобразовании участвует живое вещество. Природная вода приобретает специфический газовый и солевой состав, который является результатом жизнедеятельности организмов, образуются коры выветривания и почвы, к компонентам добавляются растительность и животные. Верхняя граница ГО спускается до озонового слоя (здесь образуются зональные ВМ), нижняя граница – очерчивает зону гипергенеза.

На третьем этапе ГО вступает в ноосферный этап развития. Под ноосферой (сферой разума) понимают сферу взаимодействия природы и общества, в которой разумная деятельность человека становится определяющим фактором развития. На ноосферном этапе к круговоротам добавляется антропогенный круговорот вещества и энергии, начинают формироваться антропогенные компоненты. Которые несут в себе результаты воздействия человеческой деятельности.

## **9.2. Целостность географической оболочки**

*Целостность* – одна из важнейших закономерностей ГО, проявляющаяся в том, что все компоненты взаимосвязаны друг с другом и изменение любого из них приводит к нарушению целостности всей оболочки. Причем ГО – не механическая сумма компонентов, а качественно новое образование, обладающее специфическими чертами и развивающееся как единое целое.

Целостность и взаимосвязь компонентов ГО можно проследить, анализируя историю оледенений (по С.В. Калеснику) четвертичного периода. В эпохи оледенений большие объемы воды консервируются в ледниках, что вызывает значительное понижение уровня всего МО (на 100–110 м). Понижение уровня МО сказалось в свою очередь на природе всей Земли: произошло осушение шельфа, материки и океаны приобрели

другие очертания, часть островов присоединилась к материкам. В это время возникают континентальные мосты, по которым происходила миграция видов, следовательно, растения и животные заселяют новые территории. Во всех речных системах ЗШ в результате понижения базиса эрозии активизируется глубинная эрозия.

В теплые межледниковые периоды материковые льды таяли, дополнительные объемы воды стекали в океан, что обуславливает повышение уровня МО. Начинается затопление шельфа, уменьшение площади материков и увеличение площади океанов. В это время «континентальные мосты» разрушаются, что ограничивает миграцию наземных организмов, но может вызвать миграцию водных. Если «континентальные мосты» в последующие ледниковые эпохи не восстанавливаются, на материках могут сформироваться своеобразные флора и фауна.

Особенно большое воздействие на компоненты ГО оказывает человеческая деятельность. Недостаток знаний о взаимосвязи компонентов приводит к возникновению проблем Каспийского, Аральского морей, опустыниванию, деградации почв. Особенно остро стоит проблема Аральского моря, уровень которого понизился на 13 м. К 90-м годам Сырдарья уже не впадала в море, а сток Амударьи колебался от 0 до  $10 \text{ км}^3$  в год. Соленость Аральского моря возросла вдвое и составила 22 ‰, объем уменьшился на  $600 \text{ км}^3$ , от воды освобожден участок суши площадью  $20\,000 \text{ км}^2$ . Закон целостности ГО предупреждает о необходимости предварительного и притом тщательного изучения географической структуры всякой территории, подвергающейся тому или иному виду хозяйственного воздействия.

### **9.3. Круговорот вещества и энергии в географической оболочке**

Целостность ГО достигается за счет круговоротов вещества и энергии. Круговоротам подвержено вещество литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы.

В литосфере осуществляется круговорот вещества, охватывающий зону гипергенеза. В результате внутренних (эндогенных) процессов Земли магма, выходя на поверхность, превращается в изверженные горные породы. Под влиянием выветривания и деятельности текучих вод горные породы разрушаются и переносятся водой, льдом или ветром; отлагаются в другом месте – на суше или на дне водоемов в форме рыхлых осадочных отложений, которые в последствии уплотняются. Накопление осадочных толщ может иметь следствием погружение их в область высоких температур и давления. В результате этого породы изменяются –

метаморфизируются, а при достаточно высоких температурах расплавляются, т.е. возвращаются к состоянию магмы.

В атмосфере круговорот представлен ОЦА, происходит формирование воздушных потоков планетарного масштаба. Основным видом циркуляции атмосферы на вращающейся Земле обусловлен, по выражению В. Шулейкина, тепловой машиной первого рода, состоящей из «нагревателя» (низкие широты) и «холодильника» (приполярные): разность температур между экватором и полюсами порождает междуширотный обмен в толще атмосферы 20-25 км. Тепловой машиной второго рода служит разность температур между материками и океанами: летом очаги холода – океаны, тепла – суша; зимой очаги холода – суша, тепла – океаны. Циркуляция, создаваемая второй машиной, менее мощная, но все же проявляется в сезонной смене течений воздуха у поверхности Земли. «Нагреватель» и «холодильник» действуют, конечно, не непосредственно, а через барический рельеф: в области нагрева образуются ареалы пониженного давления, в областях охлаждения – повышенного. Движение воздуха, стимулированное разностью давлений, само по себе тоже вызывает изменение давления, которое в районах оттока воздуха понижается, а в местах притока повышается. Кроме того, циклоническим системам свойственны восходящие движения воздуха, антициклонам – нисходящие.

В гидросфере формируются большие и малые круговороты воды. В океане существуют горизонтальные и вертикальные круговороты водных масс; на суше наблюдается стекание воды по руслам рек, образование озер, ледников и подземных вод. Испарение воды с поверхности океана, конденсация водяного пара в атмосфере и выпадение атмосферных осадков на поверхность океана образуют *малый круговорот*. Когда водяной пар переносится воздушными течениями на сушу, круговорот воды становится сложнее. Одна часть осадков, выпавших на поверхность суши, испаряется и поступает обратно в атмосферу. Другая часть наземными и подземными путями стекает в понижения рельефа и питает реки и озера. Вода, принесенная на сушу с океана, вновь возвращается в океан речными и подземными стоками, завершая свой *большой* круговорот (рис 20).

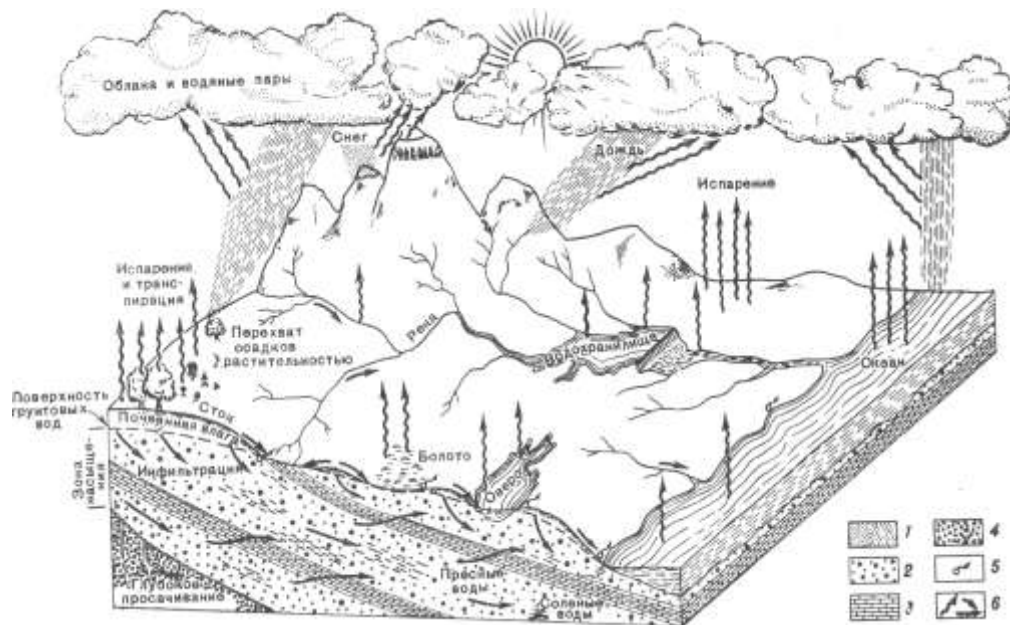


Рис.20. Схема круговорота воды: 1 – осадки, 2 – водопроницаемые породы, 3 – слабопроницаемые породы, 4 – непроницаемые породы, 5 – источник, 6 – направления движения воды и водяных паров

Морские течения образуют в каждом океане кольца океанической циркуляции. Наиболее крупные из них расположены между экватором и 40-ми параллелями, причем в соответствии с действием силы Кориолиса в СП вода в кольце движется по часовой стрелке, в ЮП – против часовой стрелки. Один пример – кольцо вокруг Саргассова моря: Северное Пассатное течение (на запад) – сложная система Гольфстрима (на северо-восток) – ветвь от «дельты» Гольфстрима на восток к Европе – Канарское течение (на юг) – Северное пассатное течение. Из района Ньюфаундленда часть вод, принесенных Гольфстримом, увлекается западными ветрами в высокие широты в виде Северо-Атлантического течения.

Второй пример: Северное Пассатное течение Тихого океана (на запад) – Куроисио (на северо-восток) – Северо-Тихоокеанское (на восток) – Калифорнийское (на юг) – Северное Пассатное течение.

Третий пример: Южное Пассатное течение Атлантического океана (на запад) – Бразильское течение (на юго-запад) – течение Западных ветров (на восток) – Бенгельское течение (на север) – Южное Пассатное течение.

Четвертый пример: течение Западных ветров, или Антарктическое, образует непрерывный ток воды вокруг земного шара в средних широтах ЮП.



Обязательным звеном циркуляции воды в океане являются компенсационные противотечения: межпассатное экваториальное в Тихом и Атлантическом океанах

Большое значение имеет биологический круговорот – образование и разложение органического вещества. Общая схема биологического круговорота такова: 1) в зеленых растениях на дневном свете идет процесс фотосинтеза: в хлорофилловых зернах разлагается вода, водород используется на построение органических соединений, а кислород выделяется в атмосферу; 2) органические вещества животных и растений после смерти организмов разлагаются микробами до простейших соединений – углекислого газа, воды, аммиака и др.; 3) минеральные соединения, возникшие описанным путем, снова поглощаются растениями, животными, микробами и снова входят в состав сложных органических веществ. Иными словами, одни и те же элементы многократно образуют органические соединения живых организмов и многократно снова переходят в минеральное состояние.

Темпы биологического круговорота определяют важнейшие черты миграции химических элементов в ГО и характер связей между атмо-, гидро- и литосферой.

Все описанные круговороты не являются круговоротами (циклами) в точном смысле этого слова. Они не вполне замкнуты, и конечная стадия круговорота вовсе не тождественна начальной стадии. Разрыв между ним представляет направленное изменение, т.е. развитие. Растение, например, отдает почве больше веществ, чем получает от нее, т.к. его органическая масса создана в основном за счет углекислого газа атмосферы, а не за счет элементов, поступивших из почвы через корневую систему.

#### **9.4. Ритмические явления в географической оболочке**

Своеобразная разновидность круговоротов в ГО и одна из закономерностей ее развития – ритмичность.

*Ритмичностью* называется повторяемость во времени комплекса процессов, которые каждый раз развиваются в одном направлении. Различают две формы ритмики: *периодическую* – это ритмы одинаковой продолжительности, и *циклическую* – ритмы переменной длительности.

Ритмы бывают разной продолжительности: *сверхвековые, внутривековые, годовые, суточные*. Самый крупный ритм в истории Земли связан с движением Солнечной системы вокруг ядра Галактики и составляет 180–220 млн. лет. В жизни Земли он представлен тектоническими этапами: каледонским (кембрий – ордовик – силур, 200 млн. лет), герцинским

(девон – пермь, 180 млн. лет), мезозойским (триас – мел, 165 млн. лет), кайнозойским. В это время активизируются тектонические движения, вулканизм, изменяются очертания материков, что, в свою очередь, обуславливает изменение климата.

Из сверхвековых ритмов хорошо изучен ритм продолжительностью 1800–2000 лет, который обусловлен изменением приливообразующих сил на Земле. Примерно раз в 1800 лет Солнце, Луна и Земля оказываются в одной плоскости и на одной прямой, причем расстояние между Солнцем и Землей наименьшее. В ритме выделяются три фазы. Первая фаза – трансгрессивная (прохладного и влажного климата), развивающаяся быстро, но имеющая небольшую продолжительность в 300–500 лет (усиливалось оледенение. Увеличивался сток рек, повышался уровень озер). Вторая фаза – регрессивная (сухого и теплого климата), длительность этой фазы составляет 600–800 лет (ледники отступали, реки мелели). Третья фаза – переходная, длительность ее 700–800 лет

Среди внутривековых ритмов наиболее четкими оказались циклы продолжительностью в 11, 22 и 33 года, связанные с солнечной активностью. А.Л. Чижевский считал, что на пике солнечной активности усиливаются вспышки эпидемий, увеличивается вулканическая активность, частота возникновения циклонов, а также массовые волнения людей, народные восстания (революции 1905 и 1917 гг., события 2000 г. – войны в Чечне, Абхазии, Афганистане – точно соответствуют пику солнечной активности).

Годовая ритмика связана со сменой времен года и обусловлена орбитальным движением Земли и наклоном оси. Сезонная ритмика наблюдается во всех геосферах: в атмосфере существует годовой ход влажности, температур, атмосферных осадков, формируются сезонные ветры – муссоны. В литосфере в течение года изменяется интенсивность выветривания, других экзогенных процессов. В гидросфере наблюдается годовой ход температуры воды, солености, плотности, сезонная миграция рыб.

Суточная ритмика связана со сменой дня и ночи, возникающей из-за вращения Земли вокруг оси. Суточный ритм проявляется в суточном ходе всех метеоэлементов, фотосинтез идет только днем, на свету. Человек также живет по «солнечным часам»: активность организма понижается с 2 до 5 часов утра и с 12 до 14 часов солнечного времени, в это время уменьшается частота пульса, ухудшается память, понижается температура. Наиболее активен человек с 8 до 12 часов и с 14 до 17 часов.

Суточная ритмика на разных широтах имеет свою специфику. Это связано с продолжительностью освещения и высотой Солнца над гори-

зонтом. На экваторе день равен ночи в течение всего года. По направлению к полюсам летом длительность дня увеличивается, а ночи уменьшается, зимой наоборот, увеличивается длительность ночи. В дни летнего солнцестояния на полярных кругах длительность дня равна 24 часам. За полярным кругом летом наблюдается полярный день.

Ритмические явления, как и круговороты не замкнуты в себе, протекающие на фоне непрерывного развития ГО, они не могут повторить в конце ритма то состояние, какое было в его начале. Изучение ритмов в природе важно для научных и практических прогнозов происходящих в ней процессов.

### **9.5. Зональность и а зональность в географической оболочке**

Важнейшая географическая закономерность – *зональность* – закономерное изменение компонентов или комплексов от экватора к полюсам благодаря изменению угла падения солнечных лучей. Основные причины зональности – форма Земли и положение Земли относительно Солнца, а предпосылка – падение солнечных лучей на земную поверхность под углом, постепенно уменьшающимся в обе стороны от экватора.

Основоположником учения о зональности был русский почвовед и географ В.В. Докучаев, который считал, что зональность – это всеобщий закон природы. Географы разделяют понятия компонентная и комплексная зональность. Представление о компонентной зональности сложилось с античных времен. Еще Аристотель выделил на Земле тепловые пояса. Комплексную зональность открыл и обосновал В.В. Докучаев. Ученые выделяют горизонтальную, широтную и меридиональную зональность. Очевидно, более общее понятие – горизонтальная зональность (на равнинах она проявляется как широтная, в приокеанических секторах ориентация зон становится почти меридиональной).

По причине зонального распределения солнечной лучистой энергии на Земле зональны: температуры воздуха, воды и почвы; испарение и облачность; атмосферные осадки, барический рельеф и системы ветров, свойства ВМ, климаты; характер гидрографической сети и гидрологические процессы; особенности геохимических процессов и почвообразования; типы растительности и жизненные формы растений и животных; скульптурные формы рельефа, в известной степени типы осадочных пород, наконец, географические ландшафты, объединенные в связи с этим в систему природных зон.

Размывается зональность в высоких слоях атмосферы, на рубеже 20–25 км, т.к. выше действует динамическая система, независимая от

тропосферной. Быстро исчезают зональные различия и в земной коре. Сезонные и суточные колебания температуры охватывают слой горных пород толщиной не более 15–30 м; на этой глубине устанавливается температура равная средней годовой температуре воздуха данной местности. Ниже постоянного слоя температура с глубиной нарастает, и ее распределение, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении связано уже не с солнечной радиацией, а с источниками энергии земных недр, поддерживающими, как известно, азональные процессы. Зональность во всех случаях затухает по мере приближения к границам ГО.

Наиболее крупные зональные подразделения ГО – *географические пояса*. Они отличаются друг от друга температурными условиями, особенностями циркуляции атмосферы, почвенно-растительного покрова и животного мира. Иными словами, под географическим поясом понимают широтное подразделение ГО, обусловленное климатом (в соответствии с классификацией Б.П. Алисова). Главный смысл выделения географических поясов заключается в обрисовке лишь самых общих черт распределения первичного фактора зональности – тепла. Общие черты циркуляции атмосферы, управляющие переносом влаги, т.е. основного фактора внутренней неоднородности природных зон, необходимо брать во внимание при делении географических поясов на *секторы* (выделяют два океанических и континентальный). Наиболее благоприятны условия для жизни людей в умеренном, субтропическом, субэкваториальном географических поясах. Географические пояса выделяются на материках и на океанах. Внутри поясов на суше по соотношению тепла и влаги (что приводит к общности биологических компонентов – биоценозов) выделяются *географические зоны*. Зоны делятся на *подзоны* по степени выраженности зональных признаков. Теоретически в каждой зоне, вытянутой в широтном направлении, можно выделить только три подзоны: северную, центральную и южную. Следует отметить, что зональность хорошо выражена только на земной поверхности, с высотой и глубиной зональность быстро затухает.

А.А. Григорьевым и М.И. Будыко разработан *периодический закон географической зональности*. Географические пояса выделяются по радиационному балансу, географические зоны по индексу сухости, т.е. по соотношению радиационного баланса и теплоты, необходимой для испарения годового количества осадков. При одинаковом значении радиационного индекса сухости в каждом географическом поясе развивается подобная зона. Например, при индексе равном 0,8, во всех поясах развивается зона лесов, однако экваториальные леса отличаются от лесов уме-

ренного пояса. Следовательно, своеобразный облик географической зоне придает соответствующий географический пояс (количество тепла).

Для выявления закономерностей в расположении географических поясов и зон группой ученых (А.М. Рябчиков и др., 1972) был построен гипотетический материк, размеры которого соответствуют половине площади суши, конфигурация – ее расположению по широтам, поверхность представляет собой невысокую равнину, омываемую океаном (рис. 21). Нанесенные на гипотетический материк границы поясов и зон отражают средние площади их контуров на равнинах реальных материков, а на месте горных районов они приведены к уровню этой равнины. Оказалось, что большее распространение суши в СП вызывает сильное растягивание зон в континентальных секторах северных умеренного и субтропического поясов. В ЮП эти секторы выклиниваются. В общих чертах зональность ЮП повторяет зональность СП. Большинство географических зон располагается меридионально. Только на территории Канады и России, преимущественно в континентальных секторах умеренного и субарктического поясов, преобладает широтное положение зон. Зональность прекрасно выражена на Восточно-Европейской равнине (именно при изучении почвы этой равнины В.В. Докучаев открыл закон зональности).

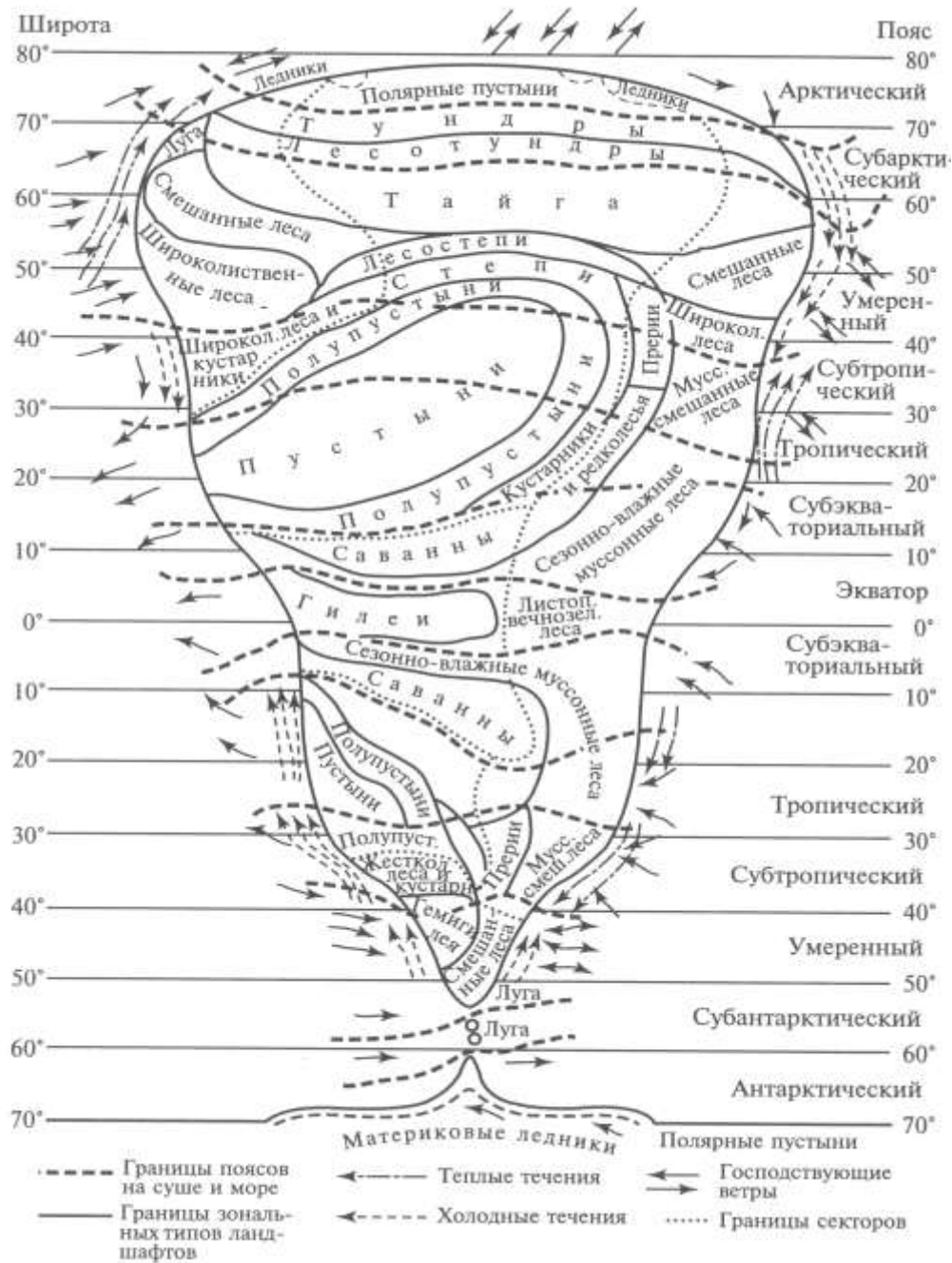


Рис. 21. Схема географических поясов и основных зональных типов ландшафтов на гипотетическом материке

### Характеристика природных зон мира (на примере умеренного пояса)

**Природные зоны умеренного пояса** (тайга, смешанные и широколиственные леса). Умеренный климатический пояс развит в обоих полушариях: в ЮП климат в основном океанический, в СП наблюдаются все четыре типа климата (материковый, океанический, западных и восточных побережий). Границами умеренных поясов, обращенными в сторону жарких стран, служат годовые изотермы 20°, примерно совпа-

дающие в обоих полушариях с 30-ми параллелями (летнее положение полярного фронта и зимнее положение арктического фронта). Климат умеренных зон складывается под влиянием физических свойств полярного воздуха, вхождений арктических (антарктических) и тропических ВМ и циклонической деятельности на полярном и арктическом (антарктическом) фронтах. Суммарная радиация составляет 330–500 кДж/см<sup>2</sup> в год, годовой радиационный баланс – 85–170 кДж/см<sup>2</sup>. Так как Солнце летом стоит высоко, а зимой – низко, колебания температуры в году довольно резкие. Тепловые условия всюду допускают произрастание деревьев; существование безлесных ландшафтов объясняется не недостатком тепла, а недостатком влаги. В умеренных поясах довольно четко обособляются три сектора:

1. Западный приокеанический, большей своей частью лежащий в сфере преобладания западных ветров и круглогодичной деятельности циклонов. Характерные природные зоны сектора – смешанные и широколиственные леса (Франция, Бельгия, Нидерланды, Британские острова, Норвегия, южная часть Чили, северная часть Тихоокеанского побережья Северной Америки);

2. Внутриматериковый с континентальным климатом. Очень широкий диапазон природных зон – от таежных до пустынных (большая часть территории России, большая часть Канады между Скалистыми горами и Гудзоновым заливом; климат средней Европы носит переходные черты между континентальным и климатом западных берегов);

3. Восточный приокеанический – в сфере действия мусонно-циклональной циркуляции, характерны различные варианты лесных зон (Дальний Восток и побережье Гудзонова залива).

Основные массивы зоны тайги расположены в Евразии (Фенноскандия – Скандинавский и Кольский полуострова, Европейская часть России и в Сибири) и в Северной Америке (Канада). Самые холодные месяцы здесь имеют среднюю температуру от –10° С до –40° С, самые теплые 13–19° С. Зимы суровые, особенно в Восточной Сибири, где абсолютный минимум бывает до –71° С. Лето сравнительно теплое. Осадков – 400–600 мм. На значительных пространствах вечная мерзлота. Почвы мерзлотно-таежные, подзолистые, дерново-подзолистые, болотные. Биомасса (количество живого вещества на единице площади) растений составляет 1000–3500 ц/га.

Тайга – это сырые и сумрачные хвойные и хвойно-мелколиственные леса простого строения (древесный, травяной и моховый ярусы). Другие типы растительности – луга и болота. Видовой состав тайги беден: европейские, сибирские и американские виды елей, лиственниц, пихт, сосен (в том числе кедровая сосна или кедр). В России в западной части тайги преобладает ель европейская, в восточной части лесобразующей породой является лиственница даурская. В южной части тайги, на Дальнем Востоке к хвойным породам добавляются широколиственные: дуб, вяз, клен, липа. Непременным элементом тайги являются верховые, сфагновые болота, образование которых обусловлено многолетней мерзлотой, небольшим испарением и равнинностью территории. В тайге распространены рыси, бурые медведи, соболи, горностаи, куницы. В тайге обитают 90 видов млекопитающих и 250 видов птиц. В ЮП зоны тайги нет.

Зона смешанных и широколиственных лесов охватывает в СП восток США (район, примыкающий к Аппалачам и Великим озерам), западную Европу (без Средиземноморья), среднюю полосу России, часть Тихоокеанского сектора Азии. В ЮП – западное побережье Южной Америки, Тасманию и Южный остров Новой Зеландии.

дии. По сравнению с тайгой здесь более благоприятный климатический режим: средние температуры самого холодного месяца в пределах зоны изменяются от  $-12$  до  $+5^{\circ}\text{C}$  (на Дальнем Востоке от  $-28$  до  $-16^{\circ}\text{C}$ ), самого теплого от  $16$  до  $21^{\circ}\text{C}$ , годовые суммы осадков от  $500$  до  $1500$  мм, речная сеть густая, заболоченность значительно меньше, чем в тайге, почвы дерново-подзолистые, есть бурые лесные почвы. В зоне смешанных лесов широколиственные группировки чередуются с ельниками, сосновыми борами, местами развиваются луга с богатым разнотравьем. Биомасса растений составляет  $3000$ – $5000$  ц/га. Кроме хвойных пород в Северной Америке растут американские виды кленов, тополей, лип, ясеней, берез, каштанов, дикий виноград и др. В широколиственных лесах произрастают дуб, бук, граб, каштан, ясень, липа. В приморских районах Европы преобладают каштановые леса, на остальной территории – буки и дубы. Для Тихоокеанского сектора Азии (Уссурийский край, среднее течение Амура, Маньчжурия – северо-восточная часть Китая) характерно богатство видов: рядом растут вечнозеленые, лиственные и хвойные деревья. Произрастают клен, орех, ясень, магнолия, вишня, камелия. В лесах умеренных широт много разнообразных кормов, оттого и животный мир богаче таежного. Из-за отсутствия ветра наблюдается обилие слаболетающих насекомых. Среди них – большие махаоны Маака на Дальнем Востоке, здесь же водятся кабаны, соболь, пятнистый олень, уссурийский тигр, фазан, заяц-беляк. В Европе – белка, рысь, бурый медведь, благородный олень, кабан, лесная кошка, европейская косуля, барсук, встречаются бобры, зубры, обычные квакши (древесные лягушки), дятел, иволга, дубонос, синица, зяблик, дрозд и др.; в Америке – виргинский олень, медведь барабал, енот, скунс, выдра.

Аналогичная зона в ЮП лежит в сфере действия циклонов и западного переноса, очень богата осадками ( $1200$ – $3000$  мм), и климат здесь мягкий: средние температуры самого холодного месяца в году  $5$ – $8^{\circ}\text{C}$ , самого теплого от  $10^{\circ}$  до  $18^{\circ}\text{C}$ . На бурых лесных почвах растут густые вечнозеленые леса из широколиственных и хвойных пород с густым подлеском, лианами и эпифитами. Вечнозеленые южные буки, чилийские кедры, кипарисы, араукарии, мирты, бамбуки господствуют в Южной Америке, эвкалипты – на Тасмании, араукарии, папоротники – в Новой Зеландии. Для животного мира характерны олень, выдра, скунс (Южная Америка), сумчатый волк, вомбат, утконос, ехидна (Тасмания), а Новая Зеландия отличается отсутствием змей и черепах, нелетающими птицами (киви, совиный попугай), бедностью млекопитающими (летучие мыши, лесная крыса) и живым мезозойским реликтом – ящерица гаттерия.

Зоны не везде образуют сплошные полосы. Границы многих зон отклоняются от параллелей, в пределах одних и тех же зон наблюдаются большие контрасты в природе. Поэтому наряду с зональностью выделяют другую географическую закономерность – аazonальность. *Азональность* – изменение компонентов и комплексов, связанное с проявлением эндогенных процессов. Причина аazonальности – неоднородность земной поверхности, наличие материков и океанов, гор и равнин на материках, своеобразие местных факторов: состав горных пород, рельеф, условия увлажнения и др. Азонален эндогенный рельеф, т.е. размещение вулканов и тектонических гор, строение материков и океанов.



Существует две основные формы проявления аazonальности – *секторность* географических поясов и *высотная поясность*. В пределах географических поясов выделяются три сектора – материковый и два приокеанических. Наиболее ярко секторность выражается в умеренном и субтропическом географических поясах, слабее всего – в экваториальном и субарктическом.

Высотная поясность – закономерная смена поясов от подножия к вершине горы. Высотные пояса не копии, а аналоги широтных зон, в основе их выделения лежит уменьшение температуры с высотой, а не изменение угла падения солнечных лучей. Кроме того, в горах изменяется спектр солнечной радиации: возрастает доля ультрафиолетовых лучей. При подъеме в горы уменьшается давление, а также не наблюдается изменения продолжительности дня и ночи, как при перемещении от экватора к полюсам. Наиболее важные отличия между широтными зонами и аналогичными им высотными поясами заключаются в следующем:

1. Среди широтных зон есть зоны не только теплого, но и динамического происхождения (например, области субтропических максимумов давления), аналогичных по происхождению высотных поясов быть не может.

2. Температура с высотой изменяется гораздо быстрее, чем по горизонтальному направлению от экватора к полюсам. В СП температура убывает в среднем на  $0,5^\circ$  на каждый градус широты, в тропосфере по вертикали – в среднем на  $6^\circ$  на каждый километр. Именно быстрое уменьшение температуры с высотой предопределяет возможность высотной климатической поясности при условии, что рельеф земной поверхности поднят на достаточную высоту (смена поясов в горах происходит быстрее).

3. Высотная поясность в горах складывается не просто под влиянием изменения высоты, но и под влиянием конкретных форм земного рельефа. Различие в рельефе – одно из принципиальных для той обстановки, в которой формируются широтные зоны и высотные пояса. Поэтому высотная поясность более разнообразна и изменчива, чем зональность, и в гораздо большей степени подвержена местным факторам (в горах существует пояс субальпийских и альпийских лугов, которого нет на равнинах).

4. Структура высотной поясности весьма сильно зависит от экспозиции горного склона. На южных и северных, на подветренных и наветренных склонах формируется разный спектр поясов. На наветренных склонах может произрастать лес, на подветренных, в более засушливых

условиях – степь. В результате возникает *асимметрия поясности*, т.е. различие высот одноименных поясов на противоположных склонах.

5. В известных условиях возникает *инверсия высотной поясности* (инверсии широтных зон не бывает). Наиболее обычная причина инверсий – застаивание в межгорных котловинах холодного воздуха, который скатывается сюда с горных склонов и вершин (на дне котловины располагается тундра, на склонах – хвойный лес).

Вместе с тем высотная поясность имеет много общего с горизонтальной зональностью: смена поясов при подъеме в горы происходит в той же последовательности, что и на равнинах при движении от экватора к полюсам. Широтная зональность определяет тип высотной поясности: у каждой зоны свой типичный набор поясов. Высотная поясность всегда начинается у подошвы горной цепи с аналога той широтной зоны, на которую опирается горное подножие. В горах, находящихся в степной зоне, первый высотный пояс – горно-степной. Количество высотных поясов в целом зависит от высоты гор и широты места. Самый простой спектр наблюдается в горах полярных широт – там существует единственный пояс ледников. В умеренных широтах уже от трех до пяти поясов, в экваториальном поясе развивается самый полный спектр высотных поясов (рис. 22).

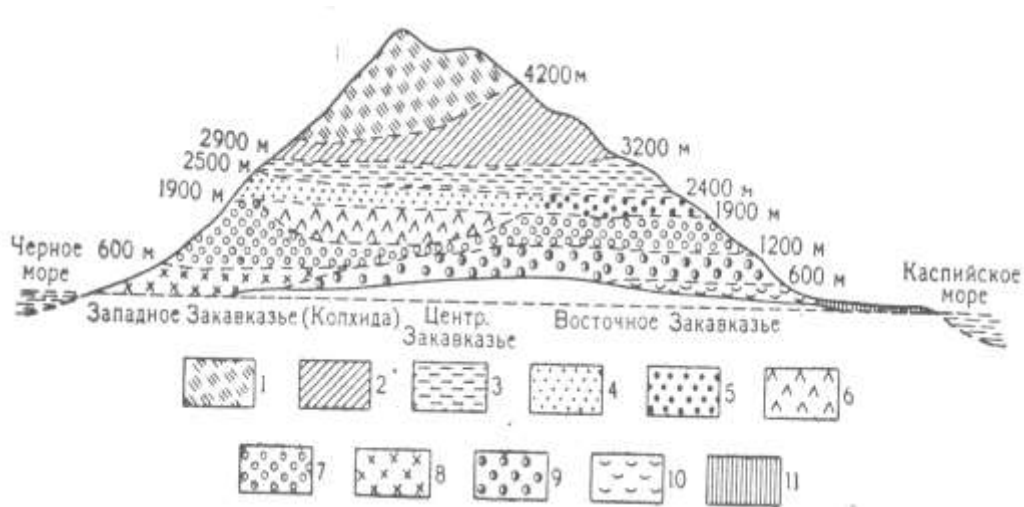


Рис. 22. Схема высотных поясов растительности Закавказья. Пояса: 1 – вечного снега и льда, 2 – высокогорной пустыни, 3 – альпийский, 4 – субальпийский, 5 – высокогорных лесов с преобладанием восточного дуба, 6 – елово-пихтовых лесов, 7 – буковых лесов, 8 – смешанных лиственных колхидских лесов, 9 – лесов с преобладанием грузинского дуба, 10 – полупустынь, степей и сухолюбивых редколесий, 11 – пустынь

Наряду с высотной поясностью можно говорить о глубинной поясности подводных ландшафтов. Ф.Н. Мильков выделяет мелководные ландшафты шельфа, батимальные ландшафты материкового склона, абиссальные ландшафты ложа океана и ультраабиссальные ландшафты глубоководных желобов.

Нет единого мнения по поводу того, зональна или азональна высотная поясность. Ф.Н. Мильков относил высотную поясность к проявлению зональности. Он писал, что есть географические зоны равнин, отличающиеся относительно простым строением, и есть географические области горных стран, характеризующиеся более сложной структурой, изменяющейся в горизонтальном и вертикальном направлениях. С.В. Калесник полагал, что высотная поясность азональна. Н.А. Гвоздецкий считал, что наблюдается как бы две формы географической зональности: горизонтальная – на равнинах и высотная – в горах. А.Г. Исаченко пришел к выводу, что существуют три зональные закономерности: широтная поясность (широтная зональность), секторность (меридиональная зональность) и высотная (вертикальная) поясность.

#### **9.6. Симметрия, диссимметрия и асимметрия в географической оболочке**

*Симметрия* – греческое слово, означающее соразмерность, гармонию в размещении точек или предметов в пространстве. Симметрия свойственна не только земным, но и космическим объектам и отражает наиболее общие черты строения объектов. Значительный шаг к разработке теории симметрии и диссимметрии сделал И.И. Шафрановский (1968), которым были выделены универсальные виды симметрии на поверхности Земли (принципы Шафрановского).

Универсальной формой является *шаровая симметрия*: присуща фигуре Земли, гравитационному, магнитному, термическому, барическому и другим полям Земли, гидро-, атмо-, литосфере, ГО. Шаровая симметрия вызывается как силами тяготения в космических телах и планетарных образованиях, так и силами сцепления в наземных формах (в атмосфере свойственна каплям воды облаков, тумана, дождя, града, в литосфере – шаровым отдельностями горных пород и минералов, в гидросфере – радиоляриям, фораминиферам). Благодаря суточному вращению Земля имеет ось и экватор. Последний является плоскостью, относительно которой наблюдается зеркальная симметрия многих элементов ГО: поясов освещения, систем воздушных течений, распределение давления, температуры и т.д. Одной из универсальных форм симметрии является *коническая симметрия* (проявляется в стратовулканах, горных верши-

нах, карстовых воронках, камах и др.), *билатеральная* (латерис – боковой) *симметрия* или *симметрия листа* (дно и берега океанов, например, Атлантического: при совмещении западный и восточный берега почти совпадают). Именно примеры билатеральной симметрии натолкнули А. Вегенера на соображения об определенном способе образования материковых глыб за счет раздвижения материка Пангеи.

Явления нарушения симметрии называют *дисимметрией* (таким образом, дисимметричными называются такие объекты, у которых одни элементы симметрии сохранились, другие нарушены). Например, билатеральная дисимметрия проявляется в неполном соответствии систем географических зон СП и ЮП. Дисимметрия увеличивается в направлении от экватора в средние широты (северный и южный умеренные пояса настолько различны, что требуют самостоятельного описания: например, большой лесной зоне СП в ЮП соответствует океан и лишь небольшой регион лесов в Чили). Крайним случаем дисимметрии является *антисимметрия* (антисимметричными являются объекты, у которых нет ни одного элемента симметрии).

*Полярная асимметрия Земли* проявляется в неодинаковости строения и истории развития обоих полушарий. Сама фигура Земли асимметрична, северная полярная полуось на 30–100 м длиннее южной, и поэтому сжатие СП меньше (фигура Земли напоминает кардиоидальный эллипсоид). Суша в СП занимает 39 % площади, а в ЮП – всего 19 %. Северному Ледовитому океану СП соответствует материк Антарктида ЮП. В СП находятся наиболее приподнятые участки земной коры (щиты Балтийский и Канадский), а в ЮП на этих широтах – цепочка океанических впадин (Африкано-Антарктическая, Австрало-Антарктическая). Большая часть южных материков занята древними платформами 72–90 %, значительная часть северных материков образована палеозойскими и мезозойскими горами. В СП есть пояс молодых складчатых гор (Альпийско-Гималайский), аналога ему в ЮП нет.

Асимметричность суши и океана влечет за собой асимметричность в распределении свойств других компонентов. Из-за преобладания водной поверхности в ЮП климат ровнее, годовая амплитуда температур  $6^{\circ}$ , а в СП –  $14^{\circ}$ . Теплые течения в СП распространяются в Северный Ледовитый океан, в ЮП – не далее  $35^{\circ}$  ю.ш. В ЮП Антарктида имеет мощное материковое оледенение, в СП площадь материкового оледенения мала, зато большая многолетней мерзлоты.

Различие в СП и ЮП проявляется и в распределении растительности и животных: в СП огромную площадь занимает тайга, в ЮП – аналога ей нет. В ЮП отсутствуют зоны тундры, лесотундры, лесостепи, пустынь

умеренного пояса. Отдельные виды растительности встречаются только в СП (сосновые, секвойи). Отличия проявляются и в животном мире: в Антарктиде живут пингвины, в Арктике – белые медведи. В ЮП живут ламы, утконосы, ехидны, кенгуру сумчатые волки, киви, коала; в СП – двугорбые верблюды, яки. Полярная асимметрия биосферы отмечалась и в прошлые геологические эпохи. В настоящее время в ЮП обитает 17 видов пингвинов, останки ископаемых пингвинов (22 вида) обнаружены только в ЮП.

## ТЕМА 10

### ПОНЯТИЕ О ГЕОГРАФИЧЕСКОМ ЛАНДШАФТЕ

#### 10.1. Дифференциация географической оболочки

*Дифференциация ГО* – разделение единого планетарного комплекса на объективно существующие природные комплексы разного ранга. Дифференциация зависит от зональных и аazonальных причин.

Природный комплекс (ПК) – саморегулируемая и самовоспроизводимая система взаимосвязанных компонентов и комплексов более низкого ранга (определение Ф.Н. Милькова). Природные комплексы делятся на *природно-территориальные* (ПТК) и *природно-аквальные* (ПАК). Наиболее изучены ПТК суши. ПК характеризуется относительно однородным участком поверхности, единство которого обусловлено географическим положением, единой историей развития, происходящими в его пределах природными процессами.

Все ПК образованы взаимодействием компонентов: горные породы, вода, воздух, растения, животные, почвы. Роль компонентов в ПК учеными оценивается по-разному. Н.А. Солнцев отводит литогенной основе (комплекс геолого-геоморфологических особенностей изучаемой территории, включая стратиграфию, литологию горных пород, тектонику, рельеф) роль ведущего фактора в формировании и устойчивости ПК. Впервые мысль о равнозначности всех компонентов была высказана В.В. Докучаевым применительно к почве. Ученый считал, что почва есть результат взаимной деятельности климата, растительности, животных, грунтов.

Ряд авторов выделяют полные и неполные ПК (Д.Л. Арманд): полные образуются всеми компонентами, в неполных отсутствуют один или два компонента.

ПК по своим размерам и сложности подразделяются на *планетарные* (ГО), *региональные* (материки, физико-географические страны и об-

ласти, географические пояса и зоны), *локальные* (приурочены к мезо- и микроформам рельефа – оврагам, речным долинам, моренным холмам).

Основной единицей в ландшафтоведении предлагается считать ландшафт, т.е. такой полный ПТК, в структуре которого непосредственно участвуют все основные компоненты, начиная с земной коры и заканчивая животными, населяющими данный ПТК.

Термин «ландшафт» имеет международное признание. Он взят из немецкого языка (Land – земля и schaft – взаимосвязь). В научную литературу термин ландшафт был введен в 1805 г. немецким ученым А. Гоммейером. Под ландшафтом он подразумевал совокупность обзриваемых из одной точки местностей, заключенных между ближайшими горами, лесами и другими частями земли. В нашей стране развитие ландшафтоведения связано с трудами выдающихся географов Л.С. Берга, А.А. Григорьева, С.В. Калесника, Ф.Н. Милькова и др.

Известны три трактовки географического ландшафта.

Ландшафт – территориально ограниченный участок земной поверхности, характеризующийся генетическим единством и тесной взаимосвязью слагающих его компонентов (А.А. Григорьев, Н.А. Солнцев, С.В. Калесник, А.Г. Исаченко).

Ландшафт – обобщенное типологическое понятие физико-географических комплексов. Эта точка зрения развивалась в трудах Б.Б. Польшова и Н.А. Гвоздецкого. В одну типологическую единицу включаются территориально разрозненные, но сходные, относительно однородные комплексы. Ландшафт характеризуется однотипной растительностью, увлажнением, но территориально может находиться на разных континентах (ландшафт степей существует на разных материках – и в Северной Америке, и в Евразии).

Ландшафт – общее понятие, синоним региональных и типологических комплексов любого таксономического ранга. Его можно сравнить с такими понятиями как климат, рельеф, при определении которых не имеется в виду конкретная территория. Этому определению придерживаются Ф.Н. Мильков, Д.Л. Арманд, Ю.К. Ефремов.

В СССР существовал государственный стандарт понятий и терминов. В ГОСТе предусматривалось определение ландшафта как общего понятия. Ландшафт – территориальная система, состоящая из взаимодействующих природных и антропогенных компонентов и комплексов более низкого таксономического ранга.

При всех различиях определений ландшафта между ними есть сходство в самом главном – признании взаимосвязей между элементами природы в реальных природных комплексах.

Ландшафт представляет собой сложное природное образование. Он состоит из более мелких природных комплексов. Основные морфологические части ландшафта: фации, урочища (дополнительные – подурочища и местности – сочетание урочищ). Они определяют морфологическую структуру ландшафта, образуя в его пределах закономерные сочетания.

Физико-географическая фация – самый простой природный комплекс, характеризующийся наибольшей однородностью природных условий. Для нее характерно положение в пределах одного элемента или микроформы рельефа (склон, вершина холма, нижняя часть склона); одинаковый литологический состав почвообразующих пород и одна почва; одинаковый режим тепла и влаги, один микроклимат; один биоценоз.

В условиях ненарушенной растительности границы фации хорошо отражает растительность – фация совпадает с фитоценозом. Пример фации – пологий склон холма северной экспозиции с дерново-среднеподзолистыми, суглинистыми почвами под елово-широколиственным лесом.

Урочище – природный комплекс, образованный закономерным сочетанием фаций или их групп (подурочищ). Обычно урочища соответствуют мезоформе рельефа. Для них характерно определенное сочетание почвообразующих пород, режимов тепла и влаги и почвенно-растительного покрова. Примером урочища является урочище холма или оврага.

Совокупность ландшафтов образует систему более высокого уровня – *тип ландшафта*. В своих названиях они повторяют географические зоны (тундровый, таежный и т.д.), но географические зоны непрерывны, они очерчивают на равнинах сплошной массив какого-либо одного типа ландшафта, фрагменты которого продолжают встречаться за его пределами – в смежных зонах и горных странах.

*Класс ландшафтов* – совокупность типов ландшафтов. Общепринято деление на два класса: *равнинные и горные* (отличаются наличием высотной поясности). Типы и классы ландшафтов раскрывают структуру крупнейших региональных единиц – физико-географических стран и материков.

Все ландшафты суши – материков и островов – объединяются в *отдел ландшафтов*, который следует считать высшей типологической единицей.

Схема типологических единиц ландшафта (по Ф.Н. Милькову) выглядит следующим образом: тип фации – тип урочища – тип местности – тип ландшафта – класс ландшафта – отдел ландшафта. Типологические комплексы, обладая морфологическим (внешним) единством, в отличие

от региональных характеризуются не сплошным, а разорванным ареалом. Типологические комплексы раскрывают морфологию региональных единиц, которые помогают выделить региональные особенности типологических единиц.

Физико-географическое районирование заключается в выявлении и картировании природных комплексов, обладающих внутренним единством и своеобразными индивидуальными чертами в их всесторонней характеристике.

По зональным признакам ГО делится на географические пояса, зоны и подзоны (деление по зональному признаку разработано А.А. Григорьевым). По азональному признаку выделяются следующие таксономические единицы: физико-географическая страна, физико-географическая область, физико-географический район.

Физико-географическая страна – часть материка, сформировавшаяся на основе крупной тектонической структуры и общности тектонического режима в неоген-четвертичное время, характеризующаяся единством орографии, макроклимата и своей структурой горизонтальных зон и высотных поясов (Восточно-Европейская равнина, Западно-Сибирская низменность, Урал).

Физико-географическая область – часть физико-географической страны, обособившаяся главным образом в неоген-четвертичное время под влиянием тектонических движений, морских трансгрессий, материковых оледенений или деятельности талых ледниковых вод. Характеризуется однотипной морфоскульптурой или их закономерным сочетанием, одним типом климата и своеобразным проявлением зональности или высотной поясности (Мещерская низменность, Среднерусская возвышенность).

Физико-географический район (ландшафт) – часть области, однородная по зональным или азональным признакам. Это генетически единая территория, характеризующаяся специфической морфологической структурой.

Схема таксономических единиц может быть образована чередующимися зональными и азональными комплексами.

## **10.2. Антропогенный ландшафт**

В связи с воздействием человека на природу в географию вошли понятия «антропогенный ландшафт» и «культурный ландшафт».

Природный комплекс в настоящее время рассматривается как сложная система, состоящая из двух подсистем – природной и антропогенной. Природная подсистема образуется при взаимодействии природных ком-



понентов – воды, воздуха, горных пород, растений, животных, почв. Антропогенная подсистема включает две части: хозяйственную и управленческую. Комплексы ноосферного этапа должны обладать единством, они образуются взаимодействием всех компонентов, включая живое и разумное вещество.

Созданные людьми ландшафты называются антропогенными, техногенными или искусственными. По мнению ряда авторов (Л.П. Шубаев), термины «антропогенный и техногенный» не совсем удачны, поскольку ландшафты не созданы людьми, а только ими преобразованы. Основные зональные компоненты – горные породы, почвы, воздух, воду – человек пока изменяет мало. Сочетание естественных и искусственных ландшафтов Л.П. Шубаев предлагает назвать современными ландшафтами.

По другой концепции, антропогенными ландшафтами являются как вновь созданные, так и измененные человеком природные комплексы. По мнению Ф.Н. Милькова (1990), антропогенный ландшафт – комплекс, в котором на всей площади или большей ее части коренному изменению подверглись все или один из компонентов природного ландшафта.

Классифицируют антропогенные ландшафты по соотношению целенаправленных изменений, по виду человеческой деятельности, по степени изменения по сравнению с исходным состоянием, по последствиям изменений.

По степени изменения все ландшафты можно разделить на шесть групп (А.Г. Исаченко, 1965):

- неизменные – ледники, нетронутые участки тропических пустынь, заповедники;
- слабо измененные – естественные луга и пастбища, водоемы;
- нарушенные нерациональным использованием – вторичные обедненные леса;
- сильно нарушенные и превращенные в бедленд – эродированные, вторично засоленные, вторично заболоченные земли, горные выработки;
- преобразованные или культурные – поля, сады, плантации, парки;
- искусственные – города, села, дороги, плотины.

По виду человеческой деятельности выделяются:

1. Сельскохозяйственные ландшафты. По оценкам специалистов пашни, сады, плантации занимают 11 % обитаемой суши. Предельная площадь экономически выгодных для эксплуатации земель составляет 1,5 млрд. га, т.е. все доступные земли уже использованы.

2. Промышленные ландшафты. Наиболее развиты карьерные и отвальные комплексы, терриконы. На Земле на долю населенных пунктов,

промышленности и транспорта приходится 2 % суши, в наиболее развитых странах этот процент достиг 5 %.

3. Линейно-дорожные ландшафты, связанные с железными, автомобильными и другого вида дорогами, нефте- и газопроводами. На весь мир приходится 24 млн. км протяженности автомобильных дорог (18 млн. км с твердым покрытием). Густота дорог достигла 180 км/км<sup>2</sup> (Великобритания – 1 580 км/км<sup>2</sup>, Франция – 1 480 км/км<sup>2</sup>). В мире длина железнодорожной сети составляет 1,2 млн. км, в России – 87 тыс. км. Длина нефте- и газопроводов – 1,5 млн. км (в США – 325 тыс. км, России – 66 тыс. км).

4. Лесные ландшафты (лесокультуры и вторичные леса на месте вырубок и антропогенных гарей).

5. Водные ландшафты (водохранилища, пруды, каналы). К началу 90-х годов на планете эксплуатировалось более 40 000 водохранилищ, их объем достигал 6 тыс. км<sup>3</sup>, площадь водного зеркала 400 тыс. км<sup>2</sup>. К крупнейшим водохранилищам мира относятся Виктория (Кения) – 204,8 км<sup>3</sup>, Братское (Россия) – 169,3 км<sup>3</sup>, Карива (Замбия) – 160,3 км<sup>3</sup>.

6. Рекреационные ландшафты, зоны отдыха населения и активного туризма.

7. Селитебные – ландшафты городов и других населенных пунктов.

8. Беллигеративные (военные) ландшафты – сторожевые курганы, крепостные валы, засеки, воронки взрыва, траншеи.

По последствиям изменений выделяют культурные и акультурные ландшафты (А.Г. Исаченко).

Воздействие человека на ландшафт следует рассматривать как природный процесс, в котором человек выступает как активный компонент. Сохранность антропогенного ландшафта, его *устойчивость* (способность сохранять преднамеренно нарушенное состояние) зависит от многих факторов, но в основном определяется постоянным, направленным воздействием человека. Степень устойчивости зависит от того, на какой компонент воздействует человек (изменение рельефа или горных пород приводит к изменению всего комплекса в целом).

Искусственно созданные устойчивые ландшафты называются культурными. В них структура рационально изменена на научной основе и в интересах общества. Критерии культурного ландшафта определяются общественными потребностями. Они характеризуются высокой производительностью и экономической эффективностью, являются оптимальной средой для жизни человека.

Географические принципы организации культурного ландшафта (А.Г. Исаченко):

- культурный ландшафт не должен быть однообразным сложность структуры обеспечивает устойчивость системы (например, лучше чередовать небольшие массивы пашни и леса, чем укрупнять пашни с риском вызвать эрозию);
- в культурном ландшафте не должно быть свалок, пустошей, карьеров; все они должны быть рекультивированы;
- из всех видов использования земель приоритет надо отдать растительному покрову, необходимо стремиться к максимально возможному увеличению площади лесов;
- должно быть отведено место для сохранения естественных ландшафтов (заповедники, резерваты, заказники, национальные парки).

Экологический потенциал культурного ландшафта – его способность удовлетворять потребность человека во всех первичных средствах существования – воздухе, свете, тепле, воде, источниках пищи, а также в природных условиях для трудовой деятельности. Следовательно, экологический потенциал определяет степень комфортности территории.

## ТЕМА 11

### СОВРЕМЕННЫЕ ВЗГЛЯДЫ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЧЕЛОВЕКА. РАСЫ

#### 11.1. Современные взгляды на происхождение человека

Наиболее примечательный факт в развитии природы за последние миллионы лет – появление человека. Человек относится к семейству *гоминид* и в настоящее время является единственным видом этого семейства. Дифференциация гоминид и обезьян произошла еще в олигоцене. Самый ранний известный представитель гоминид – *миоценовый раманитек*, его останки были найдены в Восточной Африке, Южной и Восточной Азии. Следующее звено эволюции – *плиоценовый австралопитек*, находки которого датируются временем от 5 до 1,75 млн. лет. Это был предшественник человека.

В плейстоцене появились архантропы (питекантроп, синантроп и др.), принадлежавшие уже к роду человека. Останки питекантропа впервые найдены на Яве в 1891–1894 гг., останки синантропа – в 1927 г. около Пекина, но впоследствии оказалось, что область распространения этих типов обезьяно-людей довольно обширна, а каменные орудия, характерные для эпохи питекантропа и синантропа, обнаружены, кроме юга и юго-востока Азии, также в Малой Азии и Африке. Питекантропы умели делать простейшие каменные орудия, а синантропам известно было использование огня, так как в их стоянках найдены зола, а также разбитые и обожженные кости животных. Синантроп – более развитая форма, чем

питекантроп, либо потому, что он геологически моложе питекантропа, либо вследствие существования его в других (по сравнению с питекантропом) географических условиях, которые на самых ранних стадиях развития человека могли заметно влиять на скорость и направление этого развития.

Древнейший период в развитии человечества, когда орудия труда и оружие изготавливались из камня, дерева и кости, называется каменным веком. Он продолжался весь плейстоцен и часть голоцена. Человек в этот период своего существования фактически был одним из компонентов биоценоза, мало отличаясь по характеру поведения и воздействия на среду обитания от животных.

Ранний палеолит (более 350–400 тыс. лет назад) был временем существования поздних архантропов. Около 350 тыс. лет назад они сменились *палеоантропами*, или *неандертальцами*, широко расселившимися на суше.

Развитие различных групп неандертальцев шло по-разному. Тут имело значение и влияние географической среды, и темпы развития общественной организации. Группы неандертальцев, жившие в суровых географических условиях, замедлявших их развитие, так и не смогли превратиться в современного человека. Превратились в современного человека неандертальцы, жившие в более мягких географических условиях, во внеледниковых областях – Южной, Передней и Средней Азии, восточного средиземноморья и Восточной Африки.

На рубеже среднего и позднего палеолита (30–40 тыс. лет назад) появились *неоантропы* (кроманьонцы), морфологически близкие к современному человеку. Некоторое время кроманьонцы существовали параллельно с палеоантропами. В этот период возникает первая общественно-экономическая формация – первобытно-общинный строй.

Около 10 тыс. лет назад палеолит сменился мезолитом – культурой с еще более сложным хозяйством: появились поселения и человек начал реальное вторжение в географическую среду, постепенно превращая ее из природной в природно-антропогенную.

## 11.2. Основные расы

Все современное человечество с антропологической точки зрения представляет собой один сборный вид *Homo sapiens* – человек разумный; хотя между некоторыми группами человечества есть внешние отличия. Физические (телесные) различия у людей касаются только наружных, поверхностных признаков и не затрагивают даже таких физических особенностей, как строение руки, мозга, позвоночника, грудной клетки, сто-

пы и т.д. Телесные различия не играют никакой роли в истории человеческого общества, но они складываются исторически и связаны с теми территориальными группами человечества, для которых они характерны. Территориальные комплексы телесных особенностей человека образуют *антропологические типы*. Группы антропологических типов, которые возникли внутри единого по своему происхождению человечества в процессе первоначального освоения человеком области своего обитания и приспособления к различной географической среде, называются расами (от арабского «рас» - голова, начало, корень; итал. *razza* – племя) (С.В. Калесник, 1955).

Расы человека – исторически сложившиеся группы людей, связанные единством происхождения, которое выражается в общих наследственных морфологических и физиологических признаках, изменяющихся в определенных пределах.

Под понятие расовых признаков подходят не любые телесные особенности, а только те, которые носили приспособительный характер и возникли в очень древние времена, когда биологические законы адаптации имели еще над человеческим обществом некоторую власть. Таким образом, раса – это историческая категория. Процесс расообразования происходил в палеолите и мезолите, т.е. он уже давно закончился, и расовые признаки в позднейших и современных антропологических типах существуют в форме своеобразных реликтов. Расовые черты, таким образом, не только поверхностны, не существенны для истории человека, но и хронологически ограничены в своем формировании. С древнейших времен сложилось два очага расообразования: западный, очень обширный (Северо-Восток Африки и вся Передняя Азия) и восточный, менее крупный, расположенный на территории Китая.

К числу важнейших морфологических признаков, совокупность которых позволяет отличить одну расу от другой, относятся: характер волосяного покрова, окраска кожи (деление современного человечества на «белую», «желтую» и «черную» расы), волос и глаз, толщина губ, строение лицевой части головы, различия в пропорции тела, особые линии (борозды) на ладонях и подошвах и т.д. Учитываются также и некоторые физиологические особенности организма, так называемые «скрытые» признаки: группы крови, содержание в тканях микроэлементов, белки сыворотки, строение зубов и т.д.

Различают три первичные, или большие расы. К ним относятся: экваториальная раса, или негро-австралоидная; европеоидная, или евразийская; монголоидная, или азиатская. Многие исследователи вместо единой экваториальной расы выделяют две самостоятельные экваториаль-

ные расы: негроидную (африканскую) и австралоидную (океанийскую). Внутри больших рас имеется дальнейшее дробное расовое подразделение. В их классификации выделяются: ствол (2), ветвь (5), локальная раса (25), группа популяций.

Для представителей *экваториальной расы* характерны: курчавые черные волосы; интенсивно пигментированная темно-коричневая кожа; карие глаза; умеренно выступающие скулы; средняя уплощенность лица; сильно выдающиеся челюсти; слабо выступающий широкий нос, часто с поперечно расположенными ноздрями; толстые губы; слабое или среднее развитие третичного волосяного покрова. Негроидные признаки наиболее выражены у населения, живущего в Африке, к югу от Сахары, известного под собирательным и неточным названием «негры». Негроидная раса состоит из трех групп: негры, негрилли (характерны для Центральной Африки, отличаются низким ростом), бушмены и готтентоты (Южная Африка, негроидные черты сочетаются с отдельными монголоидными чертами).

*Европеиды* отличаются волнистыми или прямыми мягкими волосами разных оттенков; светлой или смуглой кожей; большим разнообразием окраски радужной оболочки глаз (от карих до светло-серых и голубых); сильным развитием третичного волосяного покрова (в частности, бороды у мужчин); слабым или средним выступанием скул; незначительным выступанием челюстей; узким выступающим носом с высоким переносьем; тонкими или средней толщины губами. Европеиды, очаг формирования которых относят к Юго-Западной Азии, Северной Африке и Южной Европе, могут быть поделены на три главные группы:

- южную – со смуглой кожей, преимущественно темными глазами и волосами;
- северную – со светлой кожей, значительной долей серых и голубых глаз, русых и белокурых волос;
- промежуточную, для которой характерна среднеинтенсивная пигментация.

По окраске кожи, волос и глаз, по строению лицевого скелета и мягких частей лица, по пропорции мозговой части черепа, часто выражаемой головным указателем (процентным отношением наибольшей ширины головы к ее длине), и по некоторым другим признакам среди европеоидов выделяют различные расы второго порядка.

Южных европеоидов в целом, учитывая их ареал, называют индосредиземноморской расой. Среди относительно длинноголовых популяций этой расы выделяют: средиземноморскую на западе и индоафганскую на востоке. В составе короткоголовых южных европеоидов

различают: адриатическую, или динарскую, расу (Балканский полуостров и восточный берег Адриатического моря); переднеазиатскую, или арменоидную (армяне и некоторые другие группы населения Юго-Западной Азии) и памиро-ферганскую (таджики, часть узбеков).

Промежуточных по пигментации европеоидов, большей частью короткоголовых, подразделяют на следующие расы: альпийскую (Швейцария, Франция, Германия, Австрия, Италия), среднеевропейскую (Центральная, отчасти Восточная Европа), восточноевропейскую (Восточная Европа, Сибирь и Дальний Восток).

Высокорослых средне-длинноголовых светлых европеоидов раньше описывали под названием северной, или нордийской (балтийской) расы. Некоторые ученые всех светлых европеоидов подразделяют на северо-западных (атланти-балтийская раса, к которой относится население Великобритании, Нидерландов, северных районов Германии, скандинавских стран, Латвии и Эстонии) и северо-восточных (беломорско-балтийская раса, распространенная в Северо-Восточной Европе среди северных русских, карелов, вепсов и др.).

Для *монголоидов* характерны прямые, часто тугие (жесткие) волосы; слабое развитие третичного волосяного покрова; желтоватый оттенок кожи; карие глаза; уплощенное лицо с сильно выделяющимися скулами; узкий или среднеширокий нос, часто с низким переносьем; наличие эпикантуса (вертикальная кожная складка, прикрывающая внутренний угол глаза, где находится слезный бугорок).

Большая монголоидная раса состоит из двух основных групп: азиатской и американской (индейцы, эскимосы, алеуты). У американских индейцев общий монголоидный облик сглажен, эпикантус встречается редко, нос выступает сильно.

Монголоиды Азии делятся на две основные группы: континентальную и тихоокеанскую (корейцы, северные китайцы). Континентальные монголоиды отличаются от тихоокеанских менее интенсивной пигментацией, большей массивностью скелета, более широким лицом, более тонкими губами.

Континентальные монголоиды делятся на арктическую расу (эскимосы, чукчи, коряки), североазиатскую (эвенки, эвены, юкагиры, некоторые группы якутов и бурят), центральноазиатскую (монголы, буряты, якуты, тувинцы, южные алтайцы), дальневосточную (китайцы, корейцы).

*Австралоидная раса* до недавнего времени не входила в число больших рас. Она объединялась с негроидной в одну большую экваториальную расу (негро-австралоидную). Австралоиды в подавляющем большинстве своем имеют темную окраску кожи, широкий нос, толстые

губы. Это сближает их с негроидами, но некоторые австралоидные группы отличаются от последних волнистыми волосами (австралийцы-аборигены, веддоиды), сильным развитием третичного волосяного покрова (австралийцы), ослабленной пигментацией (айны).

Большая Австралоидная раса состоит из следующих ветвей: австралийцы-аборигены, папуасы и меланезийцы, веддоиды, айны, негритосы. У папуасов и меланезийцев, имеющих достаточно выраженные австралоидные черты, волосы, также как и у негроидов курчавые. Папуасы отличаются от меланезийцев формой носа – с горбинкой. Негритосы напоминают меланезийцев, но крайне низкорослы. Веддоиды выделяются малым ростом, слабым развитием бороды, надбровных дуг. Айны генетически связаны с другими австралоидами, но резко отличаются от них по общему облику. Для них характерны отдельные особенности различных больших рас: европеоидные – светлая кожа и очень развитый третичный волосяной покров; австралоидные – широкий нос и покатый лоб, монголоидные – уплощенность лица и наличие эпикантуса.

## **ТЕМА 12**

### **ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБОЛОЧКИ**

#### **12.1. Понятие о глобальных проблемах человечества**

На рубеже 60–70-х годов прошлого века сформировалось понятие о глобальных проблемах человечества, которые, во-первых, касаются всего человечества, затрагивая интересы и судьбы всех стран, народов и социальных слоев. Во-вторых, приводят к значительным экономическим и социальным потерям, а в случае их обострения могут угрожать самому существованию человеческой цивилизации. В-третьих, требуют для своего решения сотрудничества в общепланетарном масштабе, совместных действий всех стран и народов.

В 80-е годы в глобалистике сложилась классификация глобальных проблем, исходящая из их подразделения на три большие группы.

В первую группу стали включать проблемы, связанные с основными социальными общностями человечества: разоружение и предотвращение новой мировой войны, преодоление разрыва в уровнях социально-экономического развития между экономически развитыми и развивающимися странами, обеспечение занятости экономически активного населения и другие.

Ко второй группе стали относить проблемы, связанные с отношениями в системе «человек-общество»: эффективное использование достижений НТР, развитие культуры, образования, здравоохранения и др.



Третья группа вобрала в себя проблемы, связанные с отношениями в системе «человек-природа»: сохранение и восстановление экологического равновесия, обеспечение потребностей человечества в природных ресурсах, использование ресурсов Мирового океана, мирное освоение космического пространства и др.

Характеризуя общее состояние окружающей природной среды, ученые разных стран обычно употребляют такие определения, как «деградация глобальной экологической системы», «экологическая дестабилизация», «разрушение природных систем жизнеобеспечения» и т.п. В последних докладах американского Института всемирного наблюдения («Уорлдвотч») прямо говорится о «страшной» экологической ситуации, складывающейся в мире. Примерно таких же оценок придерживаются российские ученые-экологи, географы, представители других наук: В.И. Данилов-Данильян, Н.Н. Моисеев, В.М. Котляков, Н.Ф. Реймерс, В.С. Преображенский, К.С. Лосев и многие другие.

Н.Ф. Реймерс дал следующее определение экологического кризиса: «Экологический кризис – это напряженное состояние взаимоотношений между человечеством и природой, характеризующееся несоответствием развития производительных сил и производственных отношений в человеческом обществе ресурсно-экологическим возможностям биосферы. Характеризуется не просто и не столько усилением воздействия человека на природу, но и резким увеличением влияния измененной людьми природы на общественное развитие».

## **12.2. Экологические проблемы литосферы**

В современную эпоху колоссальных созидательных и разрушительных возможностей общества насущной необходимостью становятся знания о взаимодействии человечества с литосферой – не только источником ресурсов, но и вещественно-морфологическим фундаментом жизнедеятельности людей. Активная производственная деятельность человека непосредственно связана с верхней частью литосферы, характеризующейся, прежде всего, свойствами горных пород. Как известно, подземное строительство (тоннели, метрополитен, АЭС и т.п.) осуществляют на глубинах до 100 и более метров, максимальная глубина карьеров достигает 1 км, шахт – 4 км, эксплуатируемых скважин – 7 км, промышленных подземных ядерных взрывов – 2,4 км. Бурение самой глубокой в мире Кольской скважины было приостановлено на отметке 12 262 м.

Основные техногенные воздействия на литосферу проявляются в виде открытых (карьеры, разрезы), подземных (шахты, штольни), скважинных разработок полезных ископаемых. Они приводят к различным

локальным и региональным изменениям литосферного пространства. Например, возникают трансформации физико-механических свойств горных пород (разуплотнения, сдвижения, обрушения, уплотнения, изменения температуры), мульды проседания земной поверхности, техногенные отложения (отвалы, терриконы). Крупные карьеры на Урале, в Казахстане, Сибири, в европейской части России имеют глубины более 150–200 м. Максимальная глубина карьера на горе Благодать (Урал) – 800 м, карьеры по добыче алмазов в Якутии достигают глубины 400 м, их диаметр на поверхности доходит до 2 м. Длина карьеров различна – от сотен метров до 8 км, а ширина достигает 4 км. Например, размеры Железногорского карьера (Курская магнитная аномалия) на поверхности составляют 2х3,6 км при глубине более 100 м. Площадь отдельных карьерных полей достигает 30 км<sup>2</sup>.

Мировой объем ежегодно перемещаемых горных пород в результате производственной деятельности оценивают в 10 тыс. км<sup>3</sup>, т.е. масса их составляет не менее 20 трлн. т. При этом около 98 % добываемых в литосфере материалов уходят в отвалы, и лишь 2 % непосредственно используют в производстве продукции.

Широко распространены оседания поверхности литосферы в связи с водопонижением. Известны максимальные опускания поверхности литосферы в результате отбора подземных вод: в Мехико – до 9 км, в Токио – до 7, в Амагасаки – до 3,1 в Осаке – до 2,2, в Техасе – до 1,2, в Москве – до 0,35, Лондоне – до 0,3 м. В результате отбора для орошения 20 км<sup>3</sup> подземных вод за 1940–1967 гг. оседание земной поверхности на отдельных участках в центре Аризоны (США) составило 2–2,3 м.

Вследствие образования больших котлованов, карьеров, карьерных полей, взрывообразного роста городов возникает *геотехноморфогенная изостазия*, т.е. изменение равновесного состояния земной коры в результате техногенного изъятия или привнесения значительных масс вещества. Например, инструментально установлена московская городская «чаша оседания» (до 1 м и более), сформировавшаяся под влиянием массы зданий и других сооружений и обрамленная кольцевой зоной шириной 10–30 км компенсационных поднятий.

Для Хибин установлено, что после того, как масса изъятия горной породы превысила 200 млн. т, возросли темпы поднятий поверхности литосферы. Всего в Хибинах уже извлечено 1 360 млн. т руды. Вероятны проявления такого рода поднятия поверхности литосферы в Канско-Ачинском и Печорском бурогольных бассейнах.

Известны факты усиления сейсмической активности после строительства крупных водохранилищ в Евразии и Северной Америке. Вслед-

ствии сжигания горючих минеральных ископаемых из литосферы в атмосферу поступает около 6 млрд. т углерода в год. Роль мировой хозяйственной деятельности человека в сносе твердого материала с суши в океан оценивают в 60 % от общей величины денудации – совокупности процессов сноса и переноса (водой, ветром, льдом, непосредственным проявлением силы тяжести) продуктов разрушения горных пород.

Хозяйственная деятельность людей может вызывать трансформацию режима эндогенной активности недр, способствовать возникновению крупномасштабных гравитационных аномалий. Широкое распространение получила породопреобразующая деятельность человека, существенно превышающая многие природные литогенные процессы образования осадочных горных пород. Ежегодное мировое накопление грунтов в отвалах, достигающее 200 млрд. т, в несколько раз превышает объем всего твердого материала, перемещаемого глобальной денудацией с поверхности суши в море.

### **12.3. Экологические проблемы атмосферы**

Атмосфера играет исключительную роль в жизни ГО. Однако в результате жизнедеятельности человека происходит заметное изменение самой атмосферы. Человек воздействует на все климатические процессы – теплооборот, влагооборот и циркуляцию атмосферы.

Одной из наиболее серьезных проблем, возникшей в последние десятилетия, является проблема глобального потепления климата. Климат испытывал изменения на протяжении всей истории Земли. Изменения климата имели разные временные масштабы – от 10 до  $10^8$  лет. Последний масштаб отвечает ледниковым периодам, а первый – современным колебаниям климата. За короткий исторический период климат в северном полушарии претерпел несколько драматических колебаний. Самым значительным из них было заметное потепление Арктики (конец XIX в. – начало XX в.). Еще более мощным явилось последнее потепление климата, природа которого в значительной степени техногенная.

Наиболее существенными факторами техногенного воздействия на климат, связанными в основном с развитием энергетики, промышленности, сельского хозяйства и других отраслей являются следующие:

- изменение газового состава атмосферы вследствие выбросов в нее продуктов сжигания органического топлива – углекислый газ, окислы азота, фреоны, метан, озон и др.;
- изменение аэрозольного состава атмосферы вследствие поступления в нее сажи, продуктов сгорания в виде соединений серы, др. частиц, в результате воздействия на почву и т.д.;

- поступление в атмосферу либо в воды суши и океана непосредственно тепловой энергии – тепловых выбросов;
- изменение структуры (альbedo и свойств шероховатости) подстилающей поверхности.

Наибольшее значение имеет первая из указанных причин техногенного изменения климата. Особенно важен рост содержания в атмосфере за счет техногенной деятельности следующих парниковых газов: водяного пара, двуокиси углерода ( $\text{CO}_2$ ), метана ( $\text{CH}_4$ ), оксида азота ( $\text{N}_2\text{O}$ ) и фреонов.

Ежегодно в атмосферу выбрасывается около 60 млн. т твердых частиц, которые способствуют образованию смога и затрудняют видимость в атмосфере. Диоксид серы и оксиды азота служат главным источником образования кислотных осадков. Большое воздействие на газовый состав атмосферы оказывает увеличение концентрации оксида углерода (на 1 % в год) и метана (на 0,5 % в год). Почти  $\frac{2}{3}$  всех мировых выбросов этих загрязнителей приходится на экономически развитые страны Запада и США.

Но еще более опасный и масштабный эффект экологического кризиса связан с воздействием на нижние слои атмосферы так называемых парниковых газов, и, прежде всего, диоксида углерода и метана. Диоксид углерода поступает в атмосферу как в результате разрушения биоты человеком, при котором она распадается на воду и углекислый газ ( $\frac{1}{3}$  всех поступлений), так и вследствие сгорания минерального топлива ( $\frac{2}{3}$ ). Уничтожение лесов также действует как источник  $\text{CO}_2$ .

Источниками поступления в атмосферу метана служат сжигание биомассы, некоторые виды сельскохозяйственного производства (распашка земель, расширение рисовых плантаций), утечка его из нефтяных и газовых скважин. Концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере, по данным конференции в Рио-де-Жанейро, на 2000 г. составляет 0,038 % (в 1960 г. – 0,032 %). При удвоении значений концентрации углерода, в отсутствие каких-либо других изменений, увеличение средней глобальной температуры земной поверхности составит 1,5–4,5° С, что вызовет таяние ледников и полярных льдов, поднимет уровень Мирового океана, создаст угрозу для сотен миллионов жителей прибрежных районов и полностью затопит некоторые острова, обусловит развитие и других негативных процессов, прежде всего – опустынивания земель. По подсчетам ученых средняя температура Земли к 2000 г. составила 15,5° С (в 1970 г. – 14,9° С), наибольший рост температуры отмечен в северной части Тихого океана (0,75° за 100 лет) и в северной Америке (0,57° за 100 лет).

Техногенная гипотеза образования «озоновой дыры» связана с увеличением содержания в атмосфере искусственных химических соединений – фреонов (хлорфторкарбон). Поступают они из аэрозольных упаковок, бытовых холодильников, рефрижераторов, выбросов химических заводов. Эти соединения поднимаются вверх, при их разложении образуется свободный хлор, разрушающий озон.

#### **12.4. Экологические проблемы гидросферы**

Основная экологическая проблема гидросферы – загрязнение океана. Загрязняющими веществами являются сточные воды, нефть, химические вещества, мусор, радиоактивные отходы. Общий глобальный объем сточных вод в начале 90-х годов достиг 1800 км<sup>3</sup>. Эта цифра может показаться не такой уж большой, но необходимо учитывать, что для разбавления загрязненных сточных вод до приемлемого к употреблению уровня на единицу объема требуется от 10 до 100 (иногда до 200) единиц чистой воды. В результате использование водных ресурсов для разбавления и очищения сточных вод стало самой крупной статьёй их расходования. В первую очередь это относится к Азии, Северной Америке и Европе, на долю которых приходится более 90 % всего мирового сброса сточных вод.

Нефтяное загрязнение отрицательно сказывается прежде всего на состоянии морской и воздушной среды, поскольку нефтяная пленка ограничивает газо-, тепло- и влагообмен между ними. Ежегодно в Мировой океан попадает примерно 3–5 млн. т нефти и нефтепродуктов: природные источники – 250 тыс. т; танкерные операции и аварии – 700 тыс. т + 400 тыс. т; другие виды транспорта – 400 тыс. т; бытовые отходы – 700 тыс. т; промышленные отходы – 300 тыс. т; утечка – 200 тыс. т; из атмосферы – 300 тыс. т. Нефть отрицательно воздействует на все группы морских организмов, особенно живущих у поверхностной пленки воды. Нефтяные углеводороды концентрируются в поверхностном слое воды (до 1 мм). По всей акватории Мирового океана в этом слое содержится 2 млн. т нефти. Особенно загрязнены нефтью тропические и субтропические широты в Атлантическом океане. В Саргассовом море концентрация углеводородов достигает до 180 мг/м<sup>2</sup>. В Тихом океане покрыты нефтяной пленкой большие площади в Южно-Китайском и Желтом морях. Нефтяная пленка разливается слоем толщиной в 1 молекулу, поэтому 1 кг нефти разливается на площади в 1 га (планктон погибает при концентрации нефти более 1 мг/л воды).

Глобальный характер носит проблема обеспеченности человечества чистой питьевой водой. Около 1,3 млрд. человек пользуются в быту

только загрязненной водой, что служит причиной многих эпидемических заболеваний. Обеспеченность водными ресурсами на душу населения снизилась с 11 тыс м<sup>3</sup>/год (70-е годы) до 6,5 тыс. м<sup>3</sup>/год (конец XX в.). Неравномерность распределения населения и водных ресурсов по земному шару приводит к тому, что в некоторых странах ежегодная обеспеченность населения ресурсами пресной воды снижается до 1000–2000 м<sup>3</sup>/год (страны Южной Африки) или повышается до 100 тыс. м<sup>3</sup>/год (Новая Зеландия). В таких обильных водой и малонаселенных районах, как Аляска, обеспеченность водными ресурсами на душу населения даже превышает 2 млн. м<sup>3</sup>/год.

Международное сообщество активно ведет поиск путей эффективной охраны морской среды; в настоящее время существует более 100 конвенций, соглашений, договоров и других правовых актов, которые регулируют различные аспекты, обуславливающие предотвращение загрязнения Мирового океана. В формировании нового международно-правового режима Мирового океана ведущее место занимает конвенция ООН по морскому праву (1982), включающая комплекс проблем охраны и использования Мирового океана в современных условиях.

### **12.5. Экологические проблемы биосферы**

Одно из главных последствий экологического кризиса на планете выражается в уменьшении биологического разнообразия. Биологическое разнообразие определено в Конвенции о биологическом разнообразии, принятой в Рио-де-Жанейро на конференции ООН по окружающей среде и развитию (2000), как «вариабельность живущих организмов любого происхождения, включая наземные, морские и другие водные экосистемы и экологические комплексы, частью которых они являются. Оно включает разнообразие внутри вида, между видами и экосистемами. Другими словами, биологическое разнообразие – вариабельность всего живого на Земле». Биологическое разнообразие Земли по самым скромным подсчетам оценивается в 10–20 млн. видов, и, тем не менее, урон данной сфере уже достаточно ощутим. Средняя продолжительность существования вида составляет 4 млн. лет. Ученые считают, что за год естественным путем исчезают четыре вида, однако за антропогенный период скорость исчезновения видов резко увеличилась: в год исчезают десятки видов. Это происходит из-за разрушения среды обитания растений и животных, чрезмерной эксплуатации сельскохозяйственных ресурсов, загрязнения окружающей среды. Согласно американским источникам, за последние 200 лет на Земле исчезло около 900 тысяч видов растений и животных. Во второй половине XX в. – начале XXI в. процесс сокраще-

ния генофонда резко ускорился. В Международную Красную книгу включено 236 видов млекопитающих, 287 – птиц, 119 видов пресмыкающихся, 36 видов земноводных.

Важной составляющей живого вещества является лесной покров. Леса являются основным аккумулятором биомассы (органики) на суше, в них содержится более 80 % биомассы Земли. Процесс обезлесения выражается в сокращении площади под естественной растительностью, прежде всего лесной и приводит к аридизации климата, эрозии почв, опустыниванию. Восемьдесят процентов лесов, когда-то покрывавших сушу, сведены или заменены искусственными насаждениями. В начале XXI века леса занимают на суше земного шара 3690 млн. га или 27 % общей площади (FAOSTAT, 2003). Наиболее существенная причина обезлесения, затронувшего многие районы лесных массивов в развивающихся странах, - это их расчистка под пашню или неумеренный выпас домашнего скота. Вторая причина – добыча топливной древесины; на нее приходится до трети всех потерь лесных ресурсов. Ежегодно в мире сжигается до 1,6 млрд. м<sup>3</sup> древесины, а потребность в дровяном топливе оценивается в 2,4-2,6 млрд. м<sup>3</sup>. Леса активно вырубаются в Африке, Латинской Америке, Азиатско-Тихоокеанском регионе. Только за период с 1990 по 1995 гг. мировая лесная площадь сократилась на 65 млн. га, в то время как в Европе и Северной Америке лесопосадки не только компенсируют потери, но и увеличивают их лесную площадь (за этот же период – на 9 млн. га). Самые крупные по масштабу лесоразработки отмечаются в Латинской Америке, где в Амазонии за 1980-1990-е годы исчезло 62 млн. га (6 % лесной площади), а в последующие 5 лет – еще 29 млн. га. За этот же период в Африке леса сократились на 18 млн. га, в Азии – на 17 млн. га. Между тем, именно эти леса называют «легкими планеты», поскольку с ними связано поступление кислорода в атмосферу, в них сосредоточено более половины всех видов флоры и фауны, представленных на Земле.

Деградация земельных (почвенных) ресурсов в результате расширения земледелия и животноводства происходила на протяжении всей истории человечества. Мощным толчком для объединения усилий мирового сообщества по предотвращению угрозы деградации земельных ресурсов, подрывающей систему обеспечения продовольствием, была длительная засуха в Сахаре в 1968-1973 годах. По инициативе ЮНЕП в 1977 г. в Найроби была созвана конференция ООН по борьбе с опустыниванием, на которой было принято определение опустынивания «как уменьшения или уничтожения биологического потенциала земли, которые, в конечном счете, могут привести к возникновению условий, аналогичных

естественной пустыни». В результате нерационального землепользования человечество за исторический период своего существования уже потеряло 2 млрд. га продуктивных земель, что значительно превышает всю современную площадь пашни. В настоящее время в результате процессов деградации почвы ежегодно из мирового сельскохозяйственного оборота выбывает 6–7 млн. га плодородных земель, которые превращаются в пустоши. В целом процесс деградации почв особенно интенсивно протекает на засушливых землях, которые в совокупности занимают 6,1 млрд. га, и в наибольшей мере характерны для Азии и Африки. В пределах засушливых земель находятся и главные районы опустынивания, где перевыпас скота, сведение лесов и нерациональное орошаемое земледелие достигли самого высокого уровня. По имеющимся оценкам, общая площадь опустынивания аридных земель в мире достигает в наши дни 4,7 млрд. га. В том числе территория, на которой происходит антропогенное опустынивание, оценивается в 900 млн. га, к тому же она ежегодно увеличивается на 6 млн. га. Наиболее подвержены опустыниванию пастбищные земли. В Африке, Азии, Северной и Южной Америке, Австралии и Европе опустынивание затронуло уже 70–80 % всех пастбищ, расположенных в засушливых районах. На втором месте стоят неорошаемые обрабатываемые земли (особенно в Азии, Африке и Европе), на третьем – орошаемые земли (особенно в Азии).

В таблице 5 приведены результаты исследования степени нарушения экосистем хозяйственной деятельностью людей.

Таблица 5

**Площади с нарушенными в разной степени естественными экосистемами на континентах Земли**

Континенты	Ненарушенные территории, %	Частично нарушенные территории, %	Нарушенные территории, %
Европа	15,6	19,6	64,9
Азия	43,5	27,0	29,5
Африка	48,9	35,8	15,4
С. Америка	56,3	18,8	24,9
Ю. Америка	62,5	22,5	15,1
Австралия	62,3	25,8	12,0
Антарктида	100,0	-	-
Вся суша	51,9	24,2	23,9
Вся суша*	27,0	36,7	36,3

\* Без учета ледяных, скальных и оголенных поверхностей

В наибольшей степени ландшафты разрушены в развитых странах, а также в районах древнего земледелия и в развивающихся странах – это Европа (без России), часть Северной Америки, Юго-Восточная Азия, Индостан. В этих регионах только на 1-10% территории сохранились



естественные ландшафты. Они заменены в основном сельхозугодьями, поселениями, инфраструктурой, вторичными лесами.

## ЛИТЕРАТУРА

### *Основная*

- Боков, В. А. Общее землеведение: учебник./В. А. Боков, Ю. П. Селиверстов, И. Г. Черванев - СПб., 1998. – 268 с.
- Никонова М. А. Землеведение и краеведение/М. А. Никонова, П. А. Данилов - М., 2002. – 240 с.
- Савцова Т. М. Общее землеведение/Т. М. Савцова - М., 2003. – 416 с.
- Общее землеведение: практикум для студентов геогр. фак./Ю. А. Гледко, Е. В. Матюшевская. – Мн., 2006. – 96 с.
- Селиверстов Ю. П. Землеведение. /Ю. П. Селиверстов, А. А. Бобков – М., 2004. – 512 с.
- Сладкопечев С. А. Землеведение и природопользование/С. А. Сладкопечев. – М., 2005. – 357 с.

### *Дополнительная*

- Верзилин Н. Н. Географическая оболочка: понятие и модель эволюции// Вестник Санкт-Петербургского университета. – 2005. - Серия 7. – Выпуск 3. – С. 37-49.
- Вернадский В. И. История природных вод / В. И. Вернадский; отв. ред. С. Л. Шварцев, Ф. Т. Яншина. – М., 2003. – 750 с.
- Войткевич Г. В. Основы учения о биосфере/Г. В. Войткевич, В. А. Вронский. – Ростов н/Д, 1996. – 480 с.
- Глобальные проблемы биосферы. – М., 2003. – 200 с. (Чтения памяти акад. А. Л. Яншина. Вып. 1).
- Догановский А. М. Гидросфера Земли/А. М. Догановский, В. Н. Малинин. – СПб., 2004. – 629 с.
- Исаченко А. Г. Теория и методология географической науки/А. Г. Исаченко. – М., 2004. – 400 с.
- Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли/С.В. Калесник. - М., 1970. – 283 с.
- Калесник С. В. Основы общего землеведения/С. В. Калесник. - М., 1955. – 464 с.
- Киселёв В. Н. Основы экологии/В. Н. Киселев. - Мн., 2002. – 383 с.
- Любушкина С.Г. Естествознание. Землеведение и краеведение/С. Г Любушкина. – М., 2002. – 455 с.
- Максаковский В. П. Географическая картина мира. Глобальные проблемы человечества/В. П. Максаковский. - Ярославль, 1996. – 160 с.
- Матвеев Л. Т. Основы экологии атмосферы. Ч. 3./Л. Т. Матвеев, Ю. Л. Матвеев, Ю. П. Переведенцев, В. Д. Тудрий. – Казань, 2002. – 128 с.
- Михайлов В. Н. Общая гидрология/В. Н. Михайлов, А. Д. Добровольский. -М., 1991. – 368 с.
- Никонова М. А. Практикум по общему землеведению и краеведению/М. А. Никонова, П. А. Данилов. – М., 2002. – 138 с.
- Семенченко Б. А. Физическая метеорология/ Б. А. Семенченко. – М., 2002. – 415 с.
- Современные глобальные изменения природной среды. В 2-х томах. Т. 1. – М, 2006. – 696 с.
- Современные глобальные изменения природной среды. В 2-х томах. Т. 2. – М, 2006. – 776 с.
- Переведенцев Ю. П. Основы экологии атмосферы/Ю. П. Переведенцев, Ю. Л. Матвеев, В. Д. Тудрий. – Казань, 2001. – Ч. 2. – 59 с.

Творцы отечественной науки. Географы / отв. ред. и сост. В.Ф. Есаков. – М., 1996. – 576 с.

Хромов С. П. Метеорология и климатология/ С. П. Хромов, М. А. Петросянц. – М., 2001. – 528 с.

Экологические функции литосферы / под ред. В. Т. Трофимова. – М., 2000. – 432 с.

### ***Справочные материалы***

Атмосфера: справ. – Л., 1991. – 508 с.

Бердышев С. Н. Популярный географический энциклопедический словарь/С. Н. Бердышев. – М., 2002. – 768 с.

Биосфера: загрязнение, деградация, охрана: Краткий толковый словарь / Д. С. Орлов, Л. К. Садовникова, Н. И. Суханова, С. Я. Трофимов. – М., 2003. – 125 с.

Географический энциклопедический словарь. Географические названия / гл. ред. А. Ф. Трешников - М., 1989. – 592 с.

Географический энциклопедический словарь / под ред. В. М. Котлякова. – М., 2003. – 903 с.

Геаграфія ў тэрмінах і паняццях: энцыкл. даведнік. – Мн., 2003. - 352 с.

Левашов Е.А. Географические названия: слов.-справ/Е. А. Левашов. – СПб., 2000. – 602 с.

Сытник К. М. Биосфера. Экология. Охрана природы: справ. пособие/ К. М. Сытник, А. В. Брайон, Гордецкий. – 1987. – 522 с.

Реймерс Н. Ф. Природопользование: слов.-справ/Н. Ф. Реймерс. - М., 1990. – 637 с.

Российский энциклопедический словарь: 2 кн. / гл. ред. А. М. Прохоров. - М., 2000. – 1023 с.

Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии / сост. И. С. Щукин. - М., 1980. – 703 с.

### ***Атласы***

Атлас географический справочный.- М., 1987. – 295 с.

Атлас мира. – М., 2000. – 448 с.

Атлас стран мира. – М., 2003. – 103 с.

Большой атлас школьника. – М., 2000. – 180 с.

Большой географический атлас мира / пер. с исп. И. М. Вершининой, Н. А. Врублевской. – М., 2004. – 432 с.

Географический атлас мира / пер. с нем.. – М., 1999. – 224с.

Географический атлас мира. – М., 1997. – 96 с.

Нацыянальны атлас Беларусі. – Мн., 2002. – 292 с.

Обзорно-географический атлас мира. – М., 2003. – 177 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

3

### **Введение**

#### **Тема 1. Место общего землеведения в системной классификации географических наук.**

- 1.1. Общее землеведение в системе географических наук
- 1.2. История развития общего землеведения
- 1.3. Основные методы исследований

#### **Тема 2. Факторы формирования географической оболочки**

- 2.1. Космические факторы
- 2.2. Планетарные факторы

#### **Тема 3. Внутреннее строение и состав Земли**

- 3.1. Внутреннее строение Земли
- 3.2. Земной магнетизм
- 3.3. Возраст Земли. Геохронология.

#### **Тема 4. Литосфера**

- 4.1. Состав и строение литосферы
- 4.2. Концепции развития литосферы
- 4.3. Движения литосферы. Эпейрогенез, орогенез.
- 4.4. Геосинклинали и платформы
- 4.5. Основные геотектуры поверхности Земли: материки и океаны
- 4.6. Современные тектонические проявления: вулканизм, землетрясения
- 4.7. Строение дна океана
- 4.8. Экзогенные процессы в литосфере

#### **Тема 5. Атмосфера**

- 5.1. Строение, состав, происхождение атмосферы
- 5.2. Тепловые процессы в атмосфере
- 5.3. Общая циркуляция атмосферы
- 5.4. Влагооборот в атмосфере
- 5.5. Типы климатов (по Б.П. Алисову)

#### **Тема 6. Гидросфера**

- 6.1. Общие представления о гидросфере
- 6.2. Физические и химические свойства вод Мирового океана
- 6.3. Циркуляция воды в Мировом океане
- 6.4. Океан - среда жизни и источник природных ресурсов
- 6.5. Воды суши: реки, озера, подземные воды

#### **Тема 7. Биосфера**

- 7.1. Современные представления о биосфере.
- 7.2. Функции живого вещества в биосфере.
- 7.3. Ноосферный этап в развитии биосферы

#### **Тема 8. Педосфера**

- 8.1. Понятие о почве
- 8.2. Факторы почвообразования
- 8.3. Морфология почвы
- 8.4. Основные типы почв и их географическое распространение

#### **Тема 9. Общие законы географической оболочки**

- 9.1. Географическая оболочка – предмет изучения общего землеведения

- 9.2. Целостность географической оболочки
- 9.3. Круговорот вещества и энергии в географической оболочке
- 9.4. Ритмические явления в географической оболочке
- 9.5. Зональность и аazonальность в географической оболочке
- 9.6. Симметрия, асимметрия и дисимметрия в географической оболочке

**Тема 10. Понятие о географическом ландшафте**

- 10.1. Дифференциация географической оболочки
- 11.2. Антропогенный ландшафт

**Тема 11. Современные взгляды на происхождение человека. Расы**

- 11.1. Современные взгляды на происхождение человека
- 11.2. Основные расы

**Тема 12. Экологические проблемы географической оболочки**

- 12.1. Экологические проблемы литосферы
- 12.2. Экологические проблемы атмосферы
- 12.3. Экологические проблемы гидросферы
- 12.4. Экологические проблемы биосферы

**Литература**