

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ
Учреждение образования
«Гомельский государственный университет
имени Франциска Скорины»

Г.Н.КАРОПА

ОБЩЕЕ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЕ

Курс лекций

ГОМЕЛЬ, 2005

УДК 911.2 (075.8)
ББК 26. 820 Я73
К 256

Рецензенты:

С.В.Артеменко, кандидат географических наук, доцент УО «Брестский государственный университет им. А.С.Пушкина».

А.Н.Баско, кандидат географических наук, доцент УО «Белорусский государственный педагогический университет имени Максима Танка».

Рекомендовано к изданию научно-методическим советом учреждения образования «Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины».

Каропа Г.Н.

К 256 Общее землеведение: Курс лекций для студентов вузов спец. «География» /Г.Н.Каропа, Мин-во Образования Республики Беларусь, Гомельск. гос. ун-т им. Ф.Скорины. – Гомель: Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины, 2005. – 145 с.

Курс лекций разработан в соответствии с учебной программой курса «Общее землеведение» и охватывает изучение всех основных разделов, тем и вопросов данной дисциплины. Значительное внимание в данном курсе уделено раскрытию концепции географической оболочки, формам и размерам Земли, ее глубинному строению, а также обзору климатов и рельефа нашей планеты.

Для студентов географических специальностей педагогических вузов и школьных учителей географии.

УДК 911.2 (075.8)
ББК 26.820 Я 73

© Г.Н.Каропа, 2005

© Учреждение образования «Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины», 2005

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....

1. Географическая оболочка – предмет общего землеведения.....

2. Галактика и Солнечная система. Форма и размеры Земли.....

3. Глубинное строение Земли. Материки и океаны.....

4. Суточное и годовое вращение Земли.....

5. Атмосфера и климаты Земли.....

6. Барическое поле и циркуляция воздуха в тропосфере.....

7. Влагооборот. Понятие о климате.....

8. Гидросфера.....

ЛИТЕРАТУРА

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Минимум географических названий по курсу «Общее землеведение»

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМЕНИ Ф. СКОРИНЫ

ВВЕДЕНИЕ

Общее землеведение – географическая наука, изучающая строение, развитие и пространственное расчленение географической оболочки. История этой науки берет свое начало в странах Древнего Египта, Междуречья, Китая и Северной Индии. Философские системы ученых Древней Греции и Древнего Рима (Пифагор, Платон, Аристотель, Птолемей и др.) представляли собой первые естественнонаучные объяснения мира природы на основе строго сформулированных законов и закономерностей. Однако землеведение как наука о географической оболочке сложилось только в середине XX в.

Цель курса «Общее землеведение» заключается в обеспечении общегеографической теоретической подготовки студентов в области общей географии и обобщенных закономерностей развития географической оболочки. Ведущими задачами курса являются:

1. Ознакомление студентов-географов с важнейшими закономерностями географической оболочки и ведущими принципами общего землеведения.

2. Раскрытие содержания научных теорий, концепций и гипотез, составляющих теоретическое ядро современной физической географии и естественнонаучного мировоззрения.

3. Формирование системы учебных умений и навыков, необходимых для дальнейшего успешного изучения общих и региональных курсов физической географии в современном ВУЗе.

В итоге изучения курса «Общее землеведение» студенты должны знать важнейшие географические закономерности географической оболочки и ее частных составляющих компонентов, ведущие понятия общей физической географии, географические научные факты, касающиеся проявления географических закономерностей в окружающей природной среде; уметь грамотно использовать географические знания для объяснения и анализа различных явлений природы, правильно применять географические карты и другие источники географической информации, самостоятельно проводить некоторые несложные исследования в природной среде. Особую задачу курса представляет раскрытие позитивных и негативных последствий деятельности человека в окружающей природной среде.

Данный курс лекций разработан для студентов вузов географических специальностей и структурирован в строгом соответствии с учебной программой курса «Общее землеведение».

1. ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБОЛОЧКА – ПРЕДМЕТ ОБЩЕГО ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ

1. Понятие о географической оболочке. Важнейшие интегральные свойства и закономерности географической оболочки.

2. Вертикальная и горизонтальная неоднородность географической оболочки.

3. Единая таксономическая система природных комплексов.

1. Понятие о географической оболочке. Важнейшие интегральные свойства и закономерности географической оболочки

Общее землеведение изучает строение, развитие и пространственное расчленение географической оболочки.

Географическая оболочка – сложное комплексное образование, состоящее из ряда компонентных оболочек (литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы), между которыми происходит обмен веществом и энергией, объединяющий эти разнокачественные оболочки в новое целостное единство, в особую планетарную систему. Следствием этого взаимодействия являются разнообразные формы рельефа, осадочные породы и почвы, возникновение и развитие живых организмов, в т. ч. человека.

Важнейшими интегральными свойствами географической оболочки являются:

1. Способность аккумулировать и трансформировать солнечную энергию.

2. Насыщенность различными видами свободной энергии, обеспечивающими многообразие протекающих в ее пределах природных процессов.

3. Способность продуцировать биомассу и служить природной средой для существования и развития человеческого общества.

Частными свойствами географической оболочки являются:

- пребывание вещества в трех агрегатных состояниях: твердом, жидком и газообразном;

- присутствие всех химических элементов, существующих на планете Земля;

- разнообразие форм движения вещества;

- усвоение и преобразование материи и энергии, поступающих как из внутренних частей планеты Земля, так и из Космоса, преимущественно от Солнца;

- наличие феномена жизни – живых организмов и их колоссальной энергии;

- наличие условий, делающих возможным существование человека и развитие общества.

Географическая оболочка характеризуется также определенными законами и закономерностями.

В философии и географии принято четко различать понятия «закон» и «закономерность». *Закон* – это устойчивое, повторяющееся отношение между явлениями в природе и обществе. *Закономерность* – совокупность законов. В географии мы имеем дело преимущественно с закономерностями, имеющими системную обусловленность.

Основными закономерностями географической оболочки являются: целостность, ритмичность, круговорот веществ и широтная зональность (высотная поясность), развитие (нарастание сложности структуры).

Остановимся на развитии географической оболочки более подробно. С философской точки зрения, *развитие* – это необратимое, направленное, закономерное изменение материи и сознания, их универсальное свойство. В результате развития возникает новое качественное состояние объекта – его состава и структуры. Различают следующие две формы развития: 1) *эволюционное развитие (постепенность)* и 2) *революционное развитие (скачок)*. Выделяют также две линии развития: а) *прогрессивное (восходящее) развитие* и б) *регрессивное (нисходящее) развитие*.

История развития географической оболочки насчитывает несколько миллиардов лет. Возраст планеты Земля определяется величиной в 4,5 – 5 млрд. лет.

Отмеченные свойства и закономерности географической оболочки характеризуют ее как самостоятельную целостную систему, свойства которой не сводятся к сумме свойств ее частей. Однако целостность этой системы отнюдь не означает ее внутреннего однообразия.

2. Вертикальная и горизонтальная дифференциация географической оболочки

Географическая оболочка характеризуется чрезвычайно сложной структурой, являясь неоднородной как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении.

В вертикальном направлении географическая оболочка распадается на ряд компонентных (частных) оболочек, в каждой из которых преобладает вещество в определенном агрегатном состоянии или форме ее организации. Эта дифференциация вещества произошла в процессе развития Земли как одной из планет Солнечной системы. Вещество частных оболочек формирует различные *компоненты природы*: рельеф с образующими его горными породами, почвы с корой выветривания, сообщества растений и животных (биоценозы), водные и воздушные массы и т.д.

Горизонтальная неоднородность географической оболочки обусловлена прежде всего территориальной дифференциацией энергии, связанной с формой и происхождением планеты Земля: различным количеством лучистой энергии, поступающей из Мирового пространства, и внутренней энергии Земли, получаемым тем или иным участком оболочки. Она образовалась в процессе длительного развития географической оболочки

и выражается в существовании природных территориальных и природных аквальных комплексов (соответственно – ПТК и ПАК) – исторически обусловленных и территориально ограниченных закономерных сочетаний взаимосвязанных компонентов природы. Эти комплексы и являются основным объектом комплексных физико-географических исследований.

Как вертикальная, так и горизонтальная неоднородность географической оболочки возникли в процессе ее формирования и развития. Однако вертикальная неоднородность обусловлена исключительно дифференциацией вещества, а горизонтальная - связана главным образом с пространственной дифференциацией энергии. Так как подавляющая часть энергии поступает в географическую оболочку извне и подвержена значительным изменениям в пространстве и во времени, горизонтальная дифференциация менее устойчива, более динамична и постоянно усложняется в процессе эволюции географической оболочки. В результате длительного развития в пределах географической оболочки сформировалось большое количество ПТК разной величины и различной степени сложности, как бы вложенных друг в друга и представляющих собой систему соподчиненных единиц, т.е. определенную иерархическую лестницу, так называемую единую таксономическую систему.

3.Единая таксономическая система природных комплексов

В единой иерархической системе таксономических единиц намечаются три уровня организации ПТК: планетарный (глобальный), региональный и топологический (локальный), обусловленные разными закономерностями дифференциации географической оболочки на каждом из этих уровней.

Топологические (локальные) природные комплексы. Каждый более мелкий комплекс возникает и обособляется в процессе развития вмещающего его более крупного ПТК. Поэтому, чем мельче комплекс, тем он моложе, тем проще устроен и тем более динамичен.

Простейшим, элементарным ПТК является фация. Основным диагностическим признаком фации служит пространственная однородность слагающих ее компонентов. Фация обладает в своих пределах одинаковой литологией слагающих пород, однообразным рельефом, получает одинаковое количество тепла и влаги на всем своем протяжении. Это обуславливает на всем ее пространстве господство однообразного микроклимата, а следовательно, и формирование одного коренного биоценоза. На местности фации обычно занимают часть формы микрорельефа. Примерами фаций могут служить: вершина песчаного вала на речной террасе с бором-беломошником на среднеподзолистых песчаных почвах; верхняя часть склона моренного холма северной экспозиции с ельником-зеленомошником на среднеподзолистых среднесуглинистых почвах; наклонная поверхность междуречья, сложенная покровными с дерново-слабоподзолистыми среднесуглинистыми почвами и т.д.

Обычно фации закономерно сменяют друг друга по профилю рельефа. Сочетание фаций, приуроченных к одному элементу рельефа, характеризуется некоторыми общими признаками: определенным единством и направленностью современных процессов (гравитационных, поверхностного стока, оподзоливания и т.д.), сходным гидрологическим режимом, сходством в отношении поступающей солнечной энергии и т.д. Это позволяет группировки фаций, объединенных общностью местоположения на каком-либо элементе формы мезорельефа, выделить в качестве самостоятельного, более сложного ПТК – *подурочища*. Примерами подурочищ могут служить группировки фаций, расположенных на склоне оврага, холма или балки, на вершинной поверхности холма или на днище балки, на поверхности поймы или надпойменной террасы и т.д.

Более сложным ПТК является *урочище*, представляющее собой определенную систему генетически, динамически и территориально взаимосвязанных фаций и подурочищ. Как правило, урочища бывают четко обособлены в пространстве; каждое из них обычно целиком занимает всю форму мезорельефа. В связи с тем, что каждая форма мезорельефа служит причиной обособления занимающего ее ПТК от соседнего, в равнинных условиях каждый овраг, холм, западина, пойма, речная или озерная терраса – это не только геоморфологические образования, но обязательно и отдельные ПТК, чаще всего урочища. Урочища могут быть *1) простыми*, состоящими из одних лишь фаций, и *2) сложными*, в которых хотя бы один элемент рельефа занят подурочищем. Характерные сочетания закономерно повторяющихся урочищ образуют более крупные ПТК – ландшафты.

Ландшафт – это генетически однородный природный территориальный комплекс, имеющий одинаковый геологический фундамент, один тип рельефа, одинаковый климат и состоящий из свойственного только данному ландшафту набора динамически сопряженных и закономерно повторяющихся в пространстве основных и второстепенных урочищ. Основным диагностическим признаком ландшафта является его морфологическая структура, т.е. набор и пространственное размещение слагающих его более мелких ПТК (морфологических единиц). Морфологическая структура ландшафта раскрывается через различные морфологические единицы.

Представляя собой систему взаимосвязанных сравнительно простых ПТК, ландшафт в то же время сам является составной частью более сложных ПТК и в конечном счете – частью географической оболочки.

Ландшафт, с одной стороны, венчает ряд ПТК топологического уровня, с другой – ландшафтом начинается ряд единиц регионального уровня.

Таким образом, в единой иерархической системе таксономических единиц вычлняются следующие три уровня организации ПТК: планетарный (глобальный), региональный и топологический (локальный).

2. ГАЛАКТИКА И СОЛНЕЧНАЯ СИСТЕМА. ФОРМА И РАЗМЕРЫ ЗЕМЛИ

1. Понятие о Галактике.
2. Солнце. Понятие о солнечной атмосфере.
3. Понятие о Солнечной системе. Гипотезы, объясняющие происхождение Солнечной системы.
4. Форма и размеры Земли. Значение шарообразности Земли для географической оболочки.

1. Понятие о Галактике

Земля – одна из планет Солнечной системы. Сама же Солнечная система является частью Галактики. Таким образом, Галактика – это звездная система, в которую входит Солнце и его планеты.

Галактика – система Млечного пути – космическая система, включающая более 100 млрд. звезд различных типов, звездных скоплений, газовых и пылевых туманностей, отдельных атомов и частиц, газа, пыли и другого межзвездного вещества.

Большая часть компонентов Галактики занимает объем линзообразной формы. Ее поперечник составляет около 100 тысяч световых лет, а толщина в центре - около 12 тысяч световых лет. Центральная плоскость Галактики образует галактический экватор. Ядро Галактики мало доступно для наблюдения. Однако известно, что в нем находится скопление наиболее массивных звезд. Солнечная система находится далеко от центра Галактики, на расстоянии в 30 тысяч световых лет. От центральной области по галактической плоскости отходят спиральные ветви. Спиральная структура – характерное свойство Галактики.

Вращение Галактики происходит вокруг оси симметрии против часовой стрелки, если смотреть с северного полюса мира. Солнечная система совершает полный оборот вокруг центра Галактики примерно за 180 млн. лет. Это время называется галактическим годом. С галактическим годом связана ритмика некоторых явлений в географической оболочке (горообразование, движение литосферных плит и т.д.).

Галактика имеет неоднородное строение и состоит из ряда подсистем. Солнечная система – одна из подсистем Галактики – состоит из планет земной группы и планет-гигантов.

2. Солнце. Понятие о солнечной атмосфере

СОЛНЦЕ – раскаленная звезда. Диаметр Солнца составляет 1 392 000 км. Средняя плотность – $1,41 \text{ г/см}^3$. Солнце имеет следующий состав: 70% его массы приходится на водород, 29% - на гелий и около 1% - на все другие элементы. Солнце вращается в ту же сторону, что и вся Галактика.

Источником энергии, излучаемой Солнцем, служат ядерные реакции превращения атомов водорода в гелий, а в центре, кроме того, углеродный цикл. Температура на поверхности Солнца составляет около $6\,000^\circ \text{ К}$.

Понятие о солнечной атмосфере. Внешние слои, излучение которых мы наблюдаем, называются солнечной атмосферой. Она состоит из следующих трех слоев: 1) фотосфера, 2) хромосфера, 3) солнечная корона.

Фотосфера – это непосредственно видимая поверхность Солнца. Ее мощность составляет примерно 100-300 км. На фотосфере имеются солнечные пятна, т.е. области относительного повышения температуры.

Хромосфера – газовый слой, простирающийся до высоты 14 тыс. км. В хромосфере наблюдаются хромосферные вспышки и выбросы длительностью в несколько минут. Полагают, что температура в это время значительно выше средней. Во время хромосферных вспышек существенно усиливается ультрафиолетовое излучение, влияющее на атмосферу и магнитное поле Земли. На краю солнечного диска наблюдаются протуберанцы – облака из святающихся раскаленных газов в виде струй и фонтанов высотой в сотни тысяч километров.

Солнечная корона – наиболее высокие слои атмосферы Солнца, которые простираются до высоты в несколько радиусов Солнца от его внешнего края. Из солнечной короны постоянно происходит радиальное истечение плазмы со скоростью 300-400 км/сек. Распространение плазмы в межпланетное пространство называется *солнечным ветром* и представляет собой поток протонов и электронов. Солнечный ветер достигает и Земли, а это значит, что наша планета находится в области солнечной короны. Жизнь на Земле должна быть изолирована от губительного действия корпускулярной радиации. Защитную функцию выполняет магнитосфера Земли.

Солнечная активность – совокупность физических изменений, происходящих на Солнце. Солнечная активность подвержена определенной ритмике. Годы максимальной активности сменяются годами спокойного Солнца. Современной наукой достоверно установлено существование так называемого 11-летнего цикла солнечных пятен с длиной интервалов между последовательными максимумами и минимумами от 6 до 17 лет.

11-летней цикличностью обладают количество пятен на Солнце, площадь факелов, частота вспышек, мощность и число протуберанцев, форма солнечной короны. Причина цикличности солнечной активности до сих пор полностью не выяснена. Однако считается, что она связана с магнетизмом Солнца. Магнитное поле Солнца, в общем довольно слабое, периодически усиливается. Причинами усиления могут быть изменения конвекционных движений внутреннего вещества в связи с неодинаковой скоростью вращения экваториальных и среднеширотных полос Солнца. Изменения солнечной активности влияют на циркуляцию земной атмосферы и тем самым на погоду и климат Земли.

Солнце – одиночная (одиночная) звезда, а не двойная (кратная), каких в нашей Галактике очень много. Эта особенность Солнца обеспечивает одинаковое нагревание планеты во всех точках орбиты, что имеет решающее значение для теплового и светового режима Земли, для становления и развития ее биосферы.

3. Понятие о Солнечной системе. Гипотезы, объясняющие происхождение Солнечной системы

Солнце, девять больших планет (Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон), спутники планет (Луна и др.), астероиды (малые планеты), кометы, метеориты и межпланетный газ Солнечную систему.

Около 99,8% массы Солнечной системы сосредоточено в Солнце. Солнечная система в общих чертах имеет такой же план строения, что и Галактика. Основные черты этого плана сводятся к следующему:

1. Все планеты находятся приблизительно в одной плоскости.
2. Обращение планет вокруг Солнца происходит в одну сторону – против часовой стрелки.

3. Размеры планет увеличиваются от начала (от Меркурия) к середине (к Юпитеру) и уменьшаются к внешнему краю системы (к Плутону).

4. Аномально мал Марс.

По своим физическим свойствам планеты Солнечной системы делятся на следующие две группы:

- планеты типа Земли: Меркурий, Венера, Земля и Марс;

- планеты-гиганты: Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун.

Вне этих групп остается Плутон – далекая, недостаточно изученная планета.

Гипотезы, объясняющие происхождение и развитие Солнечной системы. В современной научной литературе имеется множество теорий, объясняющих происхождение и развитие Солнечной системы. Однако наиболее обоснованными являются небулярная гипотеза Канта-Лапласа и космогоническая гипотеза Шмидта-Лебединского.

Небулярная гипотеза происхождения и развития Солнца и Солнечной системы в общих чертах была разработана выдающимся немецким философом и физико-географом И. Кантом в 1755 г. Согласно данной гипотезе, Солнце и планеты Солнечной системы образовались из некоторой разряженной, медленно вращавшейся туманности (небулы), состоявшей из газа и пыли. В центре этой туманности возникло Солнце, а на периферии – планеты. Эта теория для своего времени была достаточно правдоподобной. Но на уровне науки она не была детально разработанной. В 1796 и 1824 гг. французский ученый Лаплас математически доказал роль вращения в сгущении планет. Лаплас утверждал, что Солнце и другие планеты Солнечной системы образовались из горячего облака.

Космогоническая гипотеза происхождения и развития Солнца и Солнечной системы была разработана и обоснована отечественными учеными (О. Шмидт, Лебединский и др.) в 1950 г. Согласно этой теории, все тела Солнечной системы образовались из медленно вращавшегося газово-пылевого облака, в котором газ составлял свыше 90 % общей массы. При движении в Галактике это протопланетное облако оказалось в таких условиях (гравитация, температура и др.), при которых нарушилось внутреннее равновесие массы облака и оно стало сжиматься. Первоначально хаотическое движение частиц стало упорядоченным; облако приобрело дискообразную и спиральную форму. В центре сконцентрировалась наибольшая масса, в ней повысилась температура и возникли ядерные реакции. Так образовалось Солнце. В меньшей периферийной массе образовались спиральные кольца, сгущение вещества которых привело к образованию планет. Полагают, что это произошло около 10 млрд. лет назад.

4. Форма и размеры Земли. Значение шарообразности Земли для географической оболочки

Представление о шарообразности Земли возникло в глубокой древности и обосновано в трудах таких древнегреческих философов-идеалистов, как Парменид, Платон и др. Значение шарообразности Земли для географической оболочки сводится к следующему:

1. Шаровая фигура при минимальном объеме концентрирует максимальную массу материи. Вещество планеты сжимается, внутри формируются центральное ядро и оболочки. Оболочечное строение Земли – одно из самых фундаментальных ее свойств. Внутри тела Земли господствуют силы тяготения, в литосфере – силы сцепления.

2. Специфическая форма каждой оболочки, в том числе географической оболочки, обуславливает бесконечность и единство географического пространства. Геологические, геофизические и географические процессы не имеют границ в первых двух измерениях (ширина и длина): для движения внутреннего вещества Земли, циркуляции океанической воды, воздушных масс и атмосферы, расселения живых организмов. Процессы географической оболочки могут быть правильно поняты только с учетом специфичности географического пространства.

3. Специфическую форму имеет и гравитационное поле Земли. Гравитационное (физическое) поле – это поле, создаваемое любыми физическими объектами. Через гравитационное поле осуществляется гравитационное взаимодействие тел.

4. Солнечные лучи на шаровую поверхность падают в разных широтах под разными углами. Это создает термическое поле Земли. Количество тепла от экватора к полюсам уменьшается; формируются термические пояса – жаркий, два умеренных и два холодных. Распределение тепла по земной поверхности – начальная и основная причина формирования климатов.

5. Шарообразная форма планеты обуславливает постоянное распределение ее на освещенную дневную и неосвещенную ночную половины. Вместе с вращением Земли вокруг оси это определяет суточную ритмику теплового режима географической оболочки.

6. Сферическая форма географического пространства вместе с его вращением определяют дифференциацию географической оболочки на географические пояса и зоны. Сферическая форма географической оболочки симметрична относительно плоскости экватора. Географические пояса северного полушария в общем зеркально повторяют соответствующие пояса южного полушария.

Земля-сфероид. Фигуры планет, в т. ч. Земли, создаются действием двух типов: во-первых, силами тяготения, которые формируют шаровую форму; во-вторых, силами центробежного осевого вращения, которые вызывают полярное сжатие (сплюснутость) и определяют ее сфероидальную форму. Величина отклонения сфероида от шара определяется скоростью вращения. Чем больше скорость вращения, тем больше полярное сжатие.

Земля по своей форме представляет типичный сфероид. У сфероиды имеется две оси – экваториальная и полярная. Для земного сфероиды в географии принято вычислять полуоси.

Экваториальный радиус Земли (большая полуось) составляет 6 378, 160 км.

Полярный радиус Земли (малая полуось) – 6 356, 777 км.

Экваториальное сжатие - 1: 30 000.

Отсюда выводится ряд других показателей размеров земного сфероида:

Длина меридиана – 40 068, 5 км.

Длина экватора - 40 075, 7 км.

Поверхность Земли – 510 200 600 км².

Отклонение сфероида от шара относительно невелико – всего 21- 36 км.

Для таких процессов, как распределение тепла, движение водных и воздушных масс, расселение растений и животных это не имеет существенного значения. Поэтому в географии этим отклонением можно было бы пренебречь. Но сферическая деформация отражается на тектонике земной коры и, следовательно, на рельефе.

Земля-геоид. В современной научной литературе форма Земли определяется термином «геоид», что буквально означает «форма Земли». Форма Земли сугубо индивидуальна и не совпадает ни с одной из известных математических фигур. Важно подчеркнуть, что в науке фигурой планеты называется не ее физическая поверхность с горами и равнинами на материках, а некоторая теоретическая – «уровенная» поверхность потенциала силы тяжести, т. е. такая поверхность, которая всюду перпендикулярна направлению силы тяжести или отвесу. Форма Земли и определяется именно как уровенная поверхность потенциала силы тяжести или как уровень воды в спокойных океанах и в воображаемых каналах на материках.

Вывод о том, что Земля – геоид, впервые был сделан на основании градусных измерений. Однако только при помощи искусственных спутников Земли удалось выявить и измерить отступление геоида от математического сфероида во всех точках поверхности, в т. ч. и на океанах. В результате специальных научных исследований было обнаружено, что Земля слегка грушеподобна. В средних широтах южного полушария поверхность геоида несколько (до 20 км) выше сфероида, на экваторе они совпадают, а в средних широтах северного полушария геоид ниже сфероида. Северный полюс приподнят на 15 км, южный опущен на 20 км, а вся Антарктида лежит на 30 км ниже эллипсоида.

Величина отступления геоида от сфероида в сравнении с размерами земного шара невелика, но она порождает внутренние напряжения в Земле, отражающиеся на локализации тектонических процессов и на рельефе.

Форма геоида объясняется распределением в ее теле тяжелых и относительно легких горных пород, поскольку с их плотностью связано значение силы тяжести. В местах скопления тяжелых пород (например, Антарктида) поверхность фигуры отступает к центру планеты, а там, где скопились породы меньшей плотности (Северный полюс, Северный Ледовитый океан) – отступает от центра.

3. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ. МАТЕРИКИ И ОКЕАНЫ

1. Глубинное строение Земли.
2. Понятие о земной коре. Гипотезы, объясняющие происхождение и развитие земной коры.
3. Структурно-тектонический принцип выделения материков. Понятие о материках и частях света.
4. Вертикальное расчленение суши.
5. Рельеф и строение дна Мирового океана. Острова.

1. Глубинное строение Земли

Географическая оболочка взаимодействует, с одной стороны, с глубинным веществом планеты, с другой – с верхними слоями атмосферы. Глубинное строение Земли оказывает существенное влияние на формирование географической оболочки. Термином «строение Земли» обычно обозначается ее внутреннее, т. е. глубинное устройство, начиная от земной коры и до центра планеты.

Масса Земли – $5,98 \times 10^{27}$ г.

Средняя плотность Земли – $5,517$ г/см³.

Состав Земли. Согласно современным научным представлениям, Земля состоит из следующих химических элементов: железо – 34,64 %, кислород – 29,53%, кремний – 15,20%, магний – 12,70%, никель – 2,39%, сера – 1,93%, хром – 0,26%, марганец – 0,22%, кобальт – 0,13%, фосфор – 0,10%, калий – 0,07% и др.

Наиболее достоверные данные о внутреннем строении Земли дают наблюдения над сейсмическими волнами, т. е. колебательными движениями земного вещества, вызванными землетрясениями.

Резкое изменение скорости сейсмических волн (фиксируемое на сейсмографах) на глубине в 70 км и 2900 км отражает скачкообразное увеличение плотности вещества на этих пределах. Это дает основание вычленивать во внутреннем теле Земли следующие три оболочки (геосферы): до глубины 70 км – земная кора, от 70 км до 2900 км – мантия, а от нее и до центра Земли – ядро. В ядре выделяются внешнее ядро и внутреннее ядро.

Земля образовалась около 5 млрд. лет назад из некоторой холодной газовой-пылевой туманности. После того как масса планеты достигла современного значения ($5,98 \times 10^{27}$ г) началось ее саморазогревание. Основными источниками тепла являлись: во-первых, гравитационное сжатие, во-вторых, радиоактивный распад. В результате развития этих процессов температура внутри Земли стала повышаться, что привело к плавлению металлов. Так как в центре Земли вещество было сильно сжато, а с поверхности охлаждалось излучением, то плавление происходило главным образом на небольших глубинах. Таким образом образовался расплавленный слой, из которого силикатные материалы, как наиболее легкие, поднимались вверх, давая начало земной коре. На уровне плавления оставались металлы.

Так как их плотность выше, чем не дифференцированного глубинного вещества, то они постепенно опускались. Это привело к формированию металлического ядра.

ЯДРО на 85-90% состоит из железа. На глубине 2 900 км (граница мантии и ядра) вещество находится в сверхтвердом состоянии вследствие огромного давления (1 370 000 атм.). Ученые предполагают, что внешнее ядро расплавлено, а внутреннее ядро находится в твердом состоянии. Дифференциация земного вещества и выделение ядра – это самый мощный на Земле процесс и главный, первый внутренний движущий механизм развития нашей планеты.

Роль ядра в формировании магнитосферы Земли. Ядро оказывает мощное воздействие на формирование магнитосферы Земли, защищающей жизнь от губительного ультрафиолетового излучения. В электропроводящем внешнем жидком ядре быстро вращающейся планеты происходят сложные и интенсивные движения вещества, приводящие к возбуждению магнитного поля. Магнитное поле простирается в околоземное пространство на несколько земных радиусов. Взаимодействуя с солнечным ветром, геомагнитное поле создает магнитосферу Земли. Верхняя граница магнитосферы находится на высоте около 90 тыс. км. Образование магнитосферы и изоляция земной природы от плазмы солнечной короны было первым и одним из важнейших условий зарождения жизни, развития биосферы и становления географической оболочки.

МАНТИЯ состоит преимущественно из Mg, O, FeO и SiO₂, которые образуют магму. В состав магмы входят вода, хлор, фтор и другие летучие вещества. В мантии непрерывно протекает процесс дифференциации вещества. Вещества, облегченные удалением металлов, поднимаются в направлении земной коры, а более тяжелые опускаются. Подобные перемещения вещества в мантии определяются термином «конвекционные токи».

Понятие об астеносфере. Верхняя часть мантии (в пределах 100- 150 км) называется астеносферой. В астеносфере сочетание температуры и давления таково, что вещество находится в расплавленном, подвижном состоянии. В астеносфере происходят не только постоянные конвекционные токи, но и горизонтальные астеносферные течения.

Скорость горизонтальных астеносферных течений достигает всего лишь нескольких десятков сантиметров в год. Однако за геологическое время эти течения привели к расколу литосферы на отдельные глыбы и к их горизонтальному перемещению, известному как дрейф материков. В астеносфере находятся очаги вулканов и центры землетрясений. Ученые полагают, что над нисходящими токами образуются геосинклинали, а над восходящими – срединные океанические хребты и рифтовые зоны.

2. Понятие о земной коре. Гипотезы, объясняющие происхождение и развитие земной коры

Земная кора – это комплекс поверхностных слоев твердого тела Земли. В научной географической литературе нет единого представления о происхождении и путях развития земной коры.

Существует несколько гипотез (теорий), объясняющих механизм образования и развития земной коры. Наиболее обоснованными гипотезами являются следующие:

1. Теория фиксизма (от лат. *fixus* – неподвижный, неизменный) утверждает, что материки всегда оставались на тех местах, которые они занимают в настоящее время. Данная теория отрицает всякое движение материков и крупных частей литосферы (Чарльз Дарвин, А. Уоллес и др.).

2. Теория мобилизма (от лат. *mobilis* – подвижный) доказывает, что блоки литосферы находятся в постоянном движении. Эта концепция особенно утвердилась в последние годы в связи с получением новых научных данных при исследовании дна Мирового океана.

3. Концепция роста материков за счет дна океана полагает, что первоначальные материки образовались в виде сравнительно небольших массивов, которые теперь составляют древние материковые платформы. В последствии эти массивы разрастались за счет образования гор на океаническом дне, примыкавшем к краям первоначальных ядер суши. Исследование дна океанов, особенно в зоне срединно-океанических хребтов, дало основание сомневаться в правильности этой концепции.

4. Теория геосинклиналей утверждает, что увеличение размеров суши происходит путем образования гор в геосинклиналях. Геосинклинальный процесс, как один из основных в развитии земной коры материков, положен в основу многих современных научных объяснений.

5. Ротационная теория строит свое объяснение на положении о том, что поскольку фигура Земли не совпадает с поверхностью математического сфероида и перестраивается в связи с неравномерным вращением, то зональные полосы и меридиональные секторы на вращающейся планете неизбежно тектонически неравнозначны. Они с разной степенью активности реагируют на тектонические напряжения, вызванные внутриземными процессами.

Океанская и материковая земная кора. Существует два основных типа земной коры: океанская и материковая. Выделяется также ее переходный тип.

Океанская земная кора. Мощность океанской земной коры в современную геологическую эпоху колеблется от 5 до 10 км. Она состоит из следующих трех слоев:

- 1) верхний тонкий слой морских осадков (мощность не более 1 км);
- 2) средний базальтовый слой (мощность от 1,0 до 2,5 км);
- 3) нижний слой габбро (мощность около 5 км).

Материковая (континентальная) земная кора. Материковая земная кора имеет более сложное строение и большую мощность, чем океанская. Ее

мощность в среднем составляет 35-45 км, а в горных странах увеличивается до 70 км. Она состоит из следующих трех слоев:

1) *нижний слой (базальтовый)*, сложенный базальтами (мощность около 20 км);

2) *средний слой (гранитный)*, образованный в основном гранитами и гнейсами; формирует основную толщу материковой коры, под океаны не распространяется;

3) *верхний слой (осадочный)* мощностью около 3 км.

В некоторых районах мощность осадков достигает 10 км: например в Прикаспийской низменности. В отдельных районах Земли осадочный слой отсутствует вообще и на поверхность выходит слой гранита. Такие районы называются *щитами* (например, Украинский щит, Балтийский щит).

На материках в результате выветривания горных пород образуется геологическая формация, получившая название *коры выветривания*.

Гранитный слой от базальтового отделен *поверхностью Конрада*. На этой границе скорость сейсмических волн возрастает от 6,4 до 7,6 км/сек.

Граница между земной корой и мантией (как на материках, так и на океанах) проходит по *поверхности Мохоровичича (линия Мохо)*. Скорость сейсмических волн на ней скачкообразно увеличивается до 8 км/час.

Кроме двух основных типов земной коры (океанского и материкового) существуют также участки смешанного (переходного) типа.

На материковых отмелях или шельфах кора имеет мощность около 25 км и в целом сходна с материковой корой. Однако в ней может выпадать слой базальта. В Восточной Азии в области островных дуг (*Курильские острова, Алеутские острова, Японские острова* и др.) распространена земная кора переходного типа. Наконец, весьма сложна и пока мало изучена земная кора срединных океанических хребтов. Здесь нет границы Мохо, и вещество мантии по разломам поднимается в кору и даже на ее поверхность.

Понятие *«земная кора»* следует отличать от понятия *«литосфера»*. Понятие «литосфера» является более широким, чем «земная кора». В литосферу современная наука включает не только земную кору, но и самую верхнюю мантию до астеносферы, т. е. до глубины примерно 100 км.

Понятие об изостазии. Изучение распределения силы тяжести показало, что все части земной коры – материки, горные страны, равнины – уравновешены на верхней мантии. Это уравновешенное их положение называется *изостазией* (от лат. isos - ровный, stasis – положение). *Изостатическое равновесие* достигается благодаря тому, что мощность земной коры обратно пропорциональна ее плотности. Тяжелая океаническая кора тоньше более легкой материковой.

Изостазия – это даже и не равновесие, а стремление к равновесию, непрерывно нарушаемое и вновь восстанавливаемое. Так, например, Балтийский щит после стаивания материковых льдов плейстоценового оледенения поднимается примерно на 1 см в год. Площадь Финляндии все время увеличивается за счет морского дна. Территория Нидерландов, наоборот, понижается. *Нулевая линия равновесия* проходит в настоящее

время несколько южнее 60° с.ш. Современный Санкт-Петербург находится примерно на 1,5 м выше, чем Санкт-Петербург времен Петра Первого. Как показывают данные современных научных исследований, даже тяжесть больших городов оказывается достаточной для изостатического колебания территории под ними. Поэтому земная кора в зонах больших городов весьма подвижна. В целом же рельеф земной коры является зеркальным отражением поверхности Мохо (подошвы земной коры): возвышенным участкам соответствуют углубления в мантию, пониженным – более высокий уровень ее верхней границы. Так, под Памиром глубина поверхности Мохо составляет 65 км, а в Прикаспийской низменности – около 30 км.

Термические свойства земной коры. Суточные колебания температуры почвогрунтов распространяются на глубину 1,0 – 1,5 м, а годовые колебания в умеренных широтах в странах с континентальным климатом – до глубины 20-30 м. На той глубине, где прекращается влияние годовых колебаний температуры вследствие нагревания земной поверхности Солнцем, находится слой постоянной температуры грунта. Он называется изотермическим слоем. Ниже изотермического слоя в глубь Земли температура повышается. Но это повышение температуры вызывается уже внутренней теплотой земных недр. В формировании климатов внутреннее тепло практически не участвует. Однако оно служит единственной энергетической основой всех тектонических процессов.

Число градусов, на которое увеличивается температура на каждые 100 м глубины, называется геотермическим градиентом.

Расстояние в метрах, при опускании на которое температура возрастает на 1°C , называется геотермической ступенью. Величина геотермической ступени зависит от рельефа, теплопроводности горных пород, близости вулканических очагов, циркуляции подземных вод и др. В среднем геотермическая ступень равна 33 м. В вулканических областях геотермическая ступень может быть равной всего 5 м, а в геологически спокойных областях (на платформах) она может достигать 100 м.

3. Структурно-тектонический принцип выделения материков. Понятие о материках и частях света

Двум качественно различным типам земной коры – материковому и океаническому – соответствуют два основных уровня планетарного рельефа – поверхности материков и ложе океанов. Выделение материков в современной географии осуществляется на основе структурно-тектонического принципа.

Структурно-тектонический принцип выделения материков. Принципиально качественное различие материковой и океанической коры, а также некоторые существенные отличия в строении верхней мантии под материками и океанами обязывают выделять континенты не по видимому окружению их океанами, а по структурно-тектоническому принципу.

Структурно-тектонический принцип утверждает, что, во-первых, материк включает в себя материковую отмель (шельф) и материковый склон; во-вторых, в основе каждого материка находится ядро или древняя платформа; в-третьих, каждая материковая глыба изостатически уравновешена в верхней мантии.

С точки зрения структурно-тектонического принципа, материком называется изостатически уравновешенный массив континентальной земной коры, имеющий структурное ядро в виде древней платформы, к которому примыкают более молодые складчатые структуры.

Всего на Земле имеется шесть материков: *Евразия, Африка, Северная Америка, Южная Америка, Антарктида и Австралия*. В составе каждого материка лежит одна какая-либо платформа и только в основе Евразии их шесть: *Восточноевропейская, Сибирская, Китайская, Таримская* (Западный Китай, пустыня *Такла-Макан*), *Аравийская и Индостанская*. Аравийская и Индостанская платформы представляют собой части древней Гондваны, примкнувшие к Евразии. Таким образом, Евразия – гетерогенный аномальный материк.

Границы между материками вполне очевидны. Граница между Северной Америкой и Южной Америкой проходит по Панамскому каналу. Граница между Евразией и Африкой проводится по Суэцкому каналу. Берингов пролив отделяет Евразию от Северной Америки.

Два ряда материков. В современной географии выделяется следующие два ряда материков:

1. *Экваториальный ряд материков* (Африка, Австралия и Южная Америка).

2. *Северный ряд материков* (Евразия и Северная Америка).

Вне этих рядов остается *Антарктида* – самый южный и холодный континент.

Современное расположение материков отражает длительную историю развития материковой литосферы.

Южные материки (Африка, Южная Америка, Австралия и Антарктида) представляют собой части («осколки») единого в палеозое мегаконтинента *Гондваны*. Северные материки в то время были объединены в другой мегаконтинент – *Лавразию*. Между Лавразией и Гондваной в палеозое и мезозое находилась система обширных морских бассейнов, получившая название *океана Тетис*. Этот океан протягивался от Северной Африки (через южную Европу, Кавказ, Переднюю Азию, Гималаи в Индокитай) до современной Индонезии. В неогене (около 20 млн. лет назад) на месте этой геосинклинали возник альпийский складчатый пояс.

Соответственно своим большим размерам суперконтинент Гондвана, по закону изостазии, имел мощную (до 50 км) земную кору, которая была глубоко погружена в мантию. Под этим суперконтинентом в астеносфере особенно интенсивными были конвекционные токи; размягченное вещество мантии двигалось весьма активно. Это привело сначала к образованию вздутия в середине континента, а затем к расколу его на отдельные глыбы,

которые под действием тех же конвекционных токов стали горизонтально перемещаться. Известно, что перемещение контура на поверхности сферы всегда сопровождается его поворотом (Эйлер и др.). Поэтому части Гондваны не только перемещались, но и разворачивались в географическом пространстве.

Первый раскол Гондваны произошел на границе триаса и юры (около 190-195 млн. лет назад); отделилась *Афро-Америка*. Затем на границе юры и мела (около 135-140 млн. лет назад) Южная Америка отделилась от Африки. На границе мезозоя и кайнозоя (около 65-70 млн. лет назад) *Индостанская глыба* столкнулась с Азией, а Антарктида отошла от Австралии. В настоящую геологическую эпоху литосфера, по мнению ученых, разбита на шесть плит-блоков, которые продолжают двигаться.

Распадом Гондваны удачно объясняются форма, геологическое сходство, а также история растительного покрова и животного мира южных материков. История раскола Лавразии так тщательно, как Гондваны, не изучена.

Закономерности расположения материков. Современное расположение материков характеризуется следующими закономерностями:

1. Большая часть суши располагается в Северном полушарии. Северное полушарие является материковым, хотя и здесь на сушу приходится только 39%, а на океан около 61%.

2. Северные материки расположены достаточно компактно. Южные материки расположены весьма разбросано и разобщено.

3. Рельеф планеты антисемитричен. Материки расположены так, что каждому из них на противоположной стороне Земли непременно соответствует океан. Лучше всего это можно видеть на сопоставлении арктического океана и антарктической суши. Если глобус установить так, чтобы на одном из полюсов был любой из материков, то на другом полюсе обязательно будет океан. Есть только одно незначительное исключение: окончание Южной Америки антиподально Юго-Восточной Азии. Антиподальность, поскольку она почти не имеет исключений, не может быть явлением случайным. В основе этого явления лежит уравнивание всех участков поверхности вращающейся Земли.

Понятие о частях света. Кроме геологически обусловленного деления суши на континенты, существует также сложившееся в процессе культурно-исторического развития человечества деление земной поверхности на отдельные части света. Всего насчитывается шесть частей света: *Европа, Азия, Африка, Америка, Австралия с Океанией, Антарктида*. На одном материке Евразии располагается две части света (Европа и Азия), а два материка западного полушария (Северная Америка и Южная Америка) образуют одну часть света – *Америку*.

Граница между Европой и Азией весьма условна и проводится по водораздельной линии Уральского хребта, реке Урал, северной части Каспийского моря и Кума-Манычской впадине. По Уралу и Кавказу проходят линии глубинных разломов, отделяющих Европу от Азии.

Площадь материков и океанов. Площадь суши высчитывается в пределах современной береговой линии. Площадь поверхности земного шара составляет примерно 510, 2 млн. км². Около 361, 06 млн. км² занимает Мировой океан, что составляет примерно 70,8% общей поверхности Земли. На сушу приходится примерно 149, 02 млн. км², т.е. около 29, 2% поверхности нашей планеты.

Площадь современных материков характеризуется следующими величинами:

Евразия – 53, 45 км², в том числе Азия – 43, 45 млн. км², Европа – 10, 0 млн. км²;

Африка – 30, 30 млн. км²;

Северная Америка – 24, 25 млн. км²;

Южная Америка – 18, 28 млн. км²;

Антарктида – 13, 97 млн. км²;

Австралия – 7, 70 млн. км²;

Австралия с Океанией – 8, 89 км².

Современные океаны имеют площадь:

Тихий океан – 179, 68 млн. км²;

Атлантический океан – 93, 36 млн. км²;

Индийский океан – 74, 92 млн. км²;

Северный Ледовитый океан – 13, 10 млн. км².

Между северными и южными материками (в соответствии с различным их происхождением и развитием) имеется значительная разница в площади и характере поверхности. Основные географические различия между северными и южными материками сводятся к следующему:

1. Несравнима по величине с другими материками Евразия, которая сосредоточивает более 30% суши нашей планеты.

2. У северных материков значителен по площади шельф. Особенно значителен шельф в Северном Ледовитом океане и Атлантическом океанах, а также в *Желтом, Китайском и Беринговом* морях Тихого океана. Южные материки, за исключением подводного продолжения Австралии в *Арафурском море*, почти лишены шельфа.

3. Большая часть южных материков приходится на древние платформы. В Северной Америке и Евразии древние платформы занимают меньшую часть общей площади, а большая часть приходится на территории, образованные палеозойским и мезозойским горообразованием. В Африке около 96% ее территории приходится на платформенные участки и только 4% - на горы палеозойского и мезозойского возраста. В Азии только 27% территории занимают древние платформы и 77% - горы различного возраста.

4. Береговая линия южных материков, образованная большей частью тектоническими разломами, относительно прямолинейна; полуостровов и материковых островов мало. Для северных же материков характерна исключительно извилистая береговая линия, обилие островов, полуостровов, часто далеко идущих в океан. Из общей площади на острова и полуострова

приходится в Европе около 39%, Северной Америке – 25%, Азии – 24%, Африке – 2,1%, Южной Америке – 1,1% и Австралии (без Океании) – 1,1%.

4. Вертикальное расчленение суши

Каждый из основных планетарных уровней – поверхности материков и океанического ложа – распадается на ряд второстепенных уровней. Формирование как основных, так и второстепенных уровней происходило в процессе длительного развития земной коры и продолжается в настоящее геологическое время. Остановимся на современном расчленении материковой земной коры на высотные ступени. Счет ступеней ведется от уровня моря.

1. Депрессии – участки суши, лежащие ниже уровня моря. Наибольшей на Земле депрессией является южная часть *Прикаспийской низменности* с минимальной отметкой -28 м. Внутри Центральной Азии находится чрезвычайно сухая *Турфанская впадина* с глубиной около -154 м. Самой глубокой депрессией на Земле является *котловина Мертвого моря*; берега Мертвого моря лежат на 392 м ниже уровня моря. Депрессии, занятые водой, уровни которых лежат выше уровня океана, называются криптодепрессиями. Типичными примерами криптодепрессий являются озеро *Байкал* и *Ладожское озеро*. *Каспийское море* и *Мертвое море* не являются криптодепрессиями, т.к. уровень воды в них не достигает уровня океана. Площадь, занятая депрессиями (без криптодепрессий) относительно невелика и составляет около 800 тыс. км².

2. Низменности (низменные равнины) – участки суши, лежащие на высоте от 0 до 200 м над уровнем моря. Низменности многочисленны на каждом материке (за исключением Африки) и занимают большую площадь, чем любая другая ступень суши. Общая площадь всех низменных равнин земного шара составляет около 48,2 млн. км².

3. Возвышенности и плато лежат на высоте от 200 до 500 м и различаются между собой преобладающими формами рельефа: на возвышенностях рельеф пересеченный, на плато – сравнительно плоский. Возвышенности над низменностями поднимаются постепенно, а плато – заметным уступом. Возвышенности и плато различаются между собой и геологическим строением. Площадь, занятая возвышенностями и плато, составляет около 33 млн. км².

Выше 500 м располагаются горы. Они могут иметь различное происхождение и возраст. По высоте горы подразделяются на низкие, средние и высокие.

4. Низкие горы поднимаются не выше 1 000 м. Обычно низкие горы представляют собой либо древние разрушенные горы, либо предгорья современных горных систем. Низкогорья занимают около 27 млн. км².

5. Средние горы имеют высоту от 1 000 до 2 000 м. Примерами средневысотных гор являются: *Урал*, *Карпаты*, *Забайкалье*, некоторые

хребты Восточной Сибири и многие другие горные страны. Площадь, занятая средними горами, составляет около 24 млн. км².

б.Высокие (альпийские) горы поднимаются выше 2 000 м. Термин «альпийские горы» часто применяется по отношению только к горам кайнозойского возраста, лежащим на высоте более 3 000 м. На высокие горы приходится около 16 млн. км².

Ниже уровня океана продолжается материковая низменность, затопленная водой, - шельф, или материковая отмель. До недавнего времени по тому же условному счету, что и ступени суши, шельфом называли подводные равнины с глубинами до 200 м. Теперь границу шельфа проводят не по формально избранной изобате, а по линии фактического, геологически обусловленного окончания материковой поверхности и перехода ее к материковому склону. Поэтому шельф продолжается в океане до разных глубин в каждом море, часто превышающих 200 м и достигающих 700 и даже 1 500 м.

У внешнего края относительно плоского шельфа происходит резкий перелом поверхности к материковому склону и материковому подножью. Шельф, склон и подножье вместе образуют подводную окраину материков. Она продолжается в среднем до глубины 2 450 м.

Материки, включая их подводную окраину, занимают около 40% поверхности Земли, тогда как площадь суши составляет около 29,2% общеземной.

Каждый материк изостатически уравновешен в астеносфере. Между площадью материков, высотой их рельефа и глубиной погружения в мантию есть прямая зависимость. Чем больше площадь континента, тем больше его средняя высота и мощность литосферы. Средняя высота суши составляет 870 м. Средняя высота Азии – 950 м, Европы – 300 м, Австралии – 350 м.

Понятие о гипсометрической (батиграфической) кривой. Обобщенный профиль земной поверхности представляется гипсометрической кривой. Часть ее, относящуюся к океану, называют батиграфической кривой. Кривая строится следующим образом. Размеры площадей, лежащих на различных высотах и глубинах, снимаются с гипсометрических и батиграфических карт и откладываются в системе координатных осей: по линии ординат откладываются от 0 вверх высоты, а вниз – глубины; по линии абсцисс – площади в миллионах квадратных километров.

5.Рельеф и строение дна Мирового океана. Острова

Средняя глубина Мирового океана составляет 3 794 м.

Дно Мирового океана состоит из следующих четырех планетарных морфоскульптурных форм:

- 1) подводная окраина материков,
- 2) переходные зоны,
- 3) ложе океана,

4) срединно-океанические хребты.

Подводная окраина материков состоит из шельфа, материкового склона, материкового подножья. Она опускается до глубины 2 450 м. Земная кора здесь имеет материковый тип. Общая площадь подводной окраины материков составляет около 81,5 млн. км².

Материковый склон погружается в океан сравнительно круто, уклоны в среднем составляют около 4⁰, но иногда они достигают 40⁰.

Материковое подножье представляет собой прогиб на границе материковой и океанической земной коры. Морфологически это аккумулятивная равнина, образованная осадками, снесенными с материкового склона.

Срединно-океанические хребты представляют собой единую и непрерывную систему, охватывающую все океаны. Они представляют собой огромные горные сооружения, достигающие в ширину 1-2 тыс. км и поднимающиеся над океаническим ложем на 3-4 тыс. км. Иногда срединно-океанические хребты возвышаются над уровнем океана и образуют многочисленные острова (*остров Исландия, Азорские острова, Сейшельские острова* и др.). По грандиозности они значительно превосходят горные страны материков и соизмеримы с континентами. Например, *Срединно-Атлантический хребет* в несколько раз больше самой крупной наземной горной системы *Кордильер* и *Анд*. Для всех срединно-океанических хребтов характерна повышенная тектоническая активность.

Система срединно-океанических хребтов включает в себя следующие структуры:

- *Срединно-Атлантический хребет* (протягивается от *Исландии* вдоль всего Атлантического океана до острова *Тристан-да-Кунья*);
- *Срединно-Индийский хребет* (его вершины выражены *Сейшельскими островами*);
- Восточно-Тихоокеанское поднятие (простирается к югу от *полуострова Калифорния*).

По рельефу и особенностям тектонической активности срединно-океанические хребты бывают: 1) рифтовые и 2) нерифтовые.

Рифтовые хребты (например, *Срединно-Атлантический*) характеризуются наличием «рифтовой» долины – глубокого и узкого ущелья с крутыми склонами (ущелье идет по гребню хребта вдоль его оси). Ширина рифтовой долины составляет 20-30 км, а глубина разлома может располагаться ниже ложа океана до 7 400 м (*впадина Романи*). Рельеф рифтовых хребтов сложный, пересеченный. Для всех хребтов этого типа характерны рифтовые долины, узкие горные хребты, гигантские поперечные разломы, межгорные впадины, вулканические конусы, подводные вулканы, острова. Все рифтовые хребты отличаются большой сейсмической активностью.

Нерифтовые хребты (например, *Восточно-Тихоокеанское поднятие*) характеризуются отсутствием «рифтовой» долины и имеют менее сложный рельеф. Сейсмическая активность для нерифтовых хребтов не характерна.

Однако им свойственна общая черта всех срединно-океанических хребтов – наличие грандиозных поперечных разломов.

Наиболее важные геофизические особенности срединно-океанических хребтов сводятся к следующему:

- повышенная величина потока тепла из недр Земли;
- специфическое строение земной коры;
- аномалии магнитного поля;
- вулканизм;
- сейсмическая активность.

Распределение осадков, слагающих верхний слой земной коры, в срединно-океанических хребтах подчиняется следующей закономерности: на самом хребте осадки маломощны или отсутствуют вообще; по мере удаления от гребня возрастает мощность осадков (до нескольких километров) и их возраст. Если в самой расселине возраст лав составляет примерно 13 тыс. лет, то в 60 км – уже 8 млн. лет. Горные породы, имеющие возраст более 160 млн. лет, на дне Мирового океана не обнаружены. Указанные факты свидетельствуют о постоянном обновлении срединно-океанических хребтов.

Механизмы образования срединно-океанических хребтов. Образование срединно-океанических хребтов связано с верхней магмой. Верхняя магма – это огромная конвекционная система. Согласно ученым, образование срединно-океанических хребтов вызывает подъем внутреннего вещества Земли. По рифтовым долинам лава вытекает наружу и образует базальтовый слой. Присоединяясь к старой коре, новые порции лавы вызывают горизонтальное смещение блоков литосферы и расширение океанического дна. Скорость горизонтальных движений в разных местах Земли колеблется от 1 до 12 см в год: в Атлантическом океане – около 4 см/год; в Индийском океане – около 6 см/год, в Тихом океане – до 12 см/год. Эти ничтожные значения, умноженные на миллионы лет, дают огромные расстояния: за 150 млн. лет, прошедших со времени раскола Южной Америки и Африки, эти материки разошлись на 5 тыс. км. Северная Америка отделилась от Европы 80 млн. лет назад. А 40 млн. лет назад Индостан столкнулся с Азией и началось образование Гималаев.

В результате разрастания океанического дна в зоне срединно-океанических хребтов происходит вовсе не приращение земного вещества, но только его перетекание и преобразование. Базальтовая кора, нарастающая вдоль срединно-океанических хребтов и растекающаяся от них горизонтально, в течение миллионов лет проходит тысячи километров и у некоторых краев континентов опускается вновь в недра Земли, унося с собой и океанические осадки. Данный процесс и объясняет различный возраст пород на гребне хребтов и в других частях океанов. Этот процесс также вызывает также дрейф материков.

Переходные зоны включают в себя глубоководные желоба, островные дуги и котловины окраинных морей. В переходных зонах сложно сочетаются участки материковой и океанической коры.

Глубоководные океанические желоба находятся в следующих четырех областях Земли:

- в Тихом океане вдоль берегов Восточной Азии и Океании: *Алеутский желоб, Курило-Камчатский желоб, Японский желоб, Филиппинский желоб, Марианский желоб* (с максимальной для Земли глубиной 11 022 м), *Западномеланезийский желоб, Тонга;*

- в Индийском океане – *Яванский желоб;*

- в Атлантическом океане – *Пуэрто-Риканский желоб;*

- в Южном океане – *Южный Сандвичев.*

Ложе океанов, на которое приходится около 73% общей площади Мирового океана, занято глубоководными (от 2 450 до 6 000 м) равнинами. В целом эти глубоководные равнины соответствуют океаническим платформам. Между равнинами располагаются срединно-океанические хребты, а также возвышенности и поднятия другого генезиса. Эти поднятия разделяют ложе океанов на отдельные котловины. Например, от Северо-Атлантического хребта к западу располагается *Северо-Американская котловина*, а к востоку - *Западно-Европейская* и *Канарская котловины*. На дне океана имеются многочисленные вулканические конусы.

Острова. В процессе развития земной коры и ее взаимодействия с Мировым океаном сформировались большие и малые острова. Общее количество островов непрерывно меняется. Одни острова возникают, другие исчезают. Образуются и размываются, например, дельтовые острова, тают ледяные массивы, принимавшиеся ранее за острова («земли»). Морские косы приобретают островной характер и, наоборот, острова присоединяются к суше и превращаются в полуострова. Поэтому площадь островов подсчитывается лишь приблизительно. Она составляет около 9,9 млн.км². Около 79% всей островной суши приходится на 28 крупных острова. Самый большой остров – Гренландия (2,2 млн.км²).

В число 28 самых больших островов земного шара входят следующие:

1. Гренландия;
2. Новая Гвинея;
3. Калимантан (Борнео);
4. Мадагаскар;
5. Баффинова Земля;
6. Суматра;
7. Великобритания;
8. Хонсю;
9. Виктория (Канадский Арктический архипелаг);
10. Земля Элмира (Канадский Арктический архипелаг);
11. Сулавеси (Целебес);
12. Южный остров Новой Зеландии;
13. Ява;
14. Северный остров Новой Зеландии;
15. Ньюфаундленд;
16. Куба;

- 17.Люсон;
- 18.Исландия;
- 19.Минданао;
- 20.Новая Земля;
- 21.Гаити;
- 22.Сахалин;
- 23.Ирландия;
- 24.Тасмания;
- 25.Банкс (Канадский Арктический архипелаг);
- 26.Шри-Ланка;
- 27.Хоккайдо;
- 28.Девон.

Как крупные, так и мелкие острова располагаются или одиночно, или группами. Группы островов называются архипелагами. Архипелаги могут быть компактными (например, *Земля Франца Иосифа, Шпицберген, Большие Зондские острова*) или вытянутыми (например, *Японские, Филиппинские, Большие и Малые Антилские острова*). Вытянутые архипелаги иногда называют грядами (например, *Курильская гряда, Алеутская гряда*). Архипелаги небольших островов, разбросанных по просторам Тихого океана, объединяют в следующие три большие группы: *Меланезия, Микронезия (Каролинские острова, Марианские острова, Маршалловы острова), Полинезия*.

По происхождению все острова можно сгруппировать следующим образом:

I. Материковые острова:

- 1) платформенные острова,
- 2) острова материкового склона,
- 3) орогенические острова,
- 4) островные дуги,
- 5) прибрежные острова: а) шхеры, б) далматинские, в) фьордовые, г) косы и стрелки, д) дельтовые.

II. Самостоятельные острова:

- 1) вулканические острова, в т. ч. а) трещинного излияния лавы, б) центрального излияния лавы – щитовые и конические;
- 2) коралловые острова: а) береговые рифы, б) барьерные рифы, в) атоллы.

Материковые острова генетически связаны с материками, но связи эти имеют различный характер, что сказывается на природе и возрасте островов, на их флоре и фауне.

Платформенные острова лежат на материковой отмели и геологически представляют собой продолжение материка. От основного массива суши платформенные острова отделены неглубокими проливами. Примерами платформенных островов являются: *Британские острова, архипелаг Шпицберген, Земля Франца Иосифа, Северная Земля, Новосибирские острова, Канадский Арктический архипелаг*.

Образование проливов и превращение части материков в острова относится к недавнему геологическому времени. Поэтому природа этих островов мало отличается от природы соседних материков.

Острова материкового склона также являются частями континентов, но разделение их произошло раньше. Эти острова от прилегающих материков отделяются не пологим прогибом, а глубоким тектоническим разломом. Причем проливы имеют океанический характер. Флора и фауна островов материкового склона сильно отличается от материковой и носит в целом островной характер. Примерами островов материкового склона являются: *Мадагаскар, Гренландия* и др.

Орогенические острова представляют собой продолжение горных складок континентов. Так, например, *Сахалин* – одна из складок Дальневосточной горной страны, *Новая Зеландия* – продолжение Урала, *Тасмания* – Австралийских Альп, острова Средиземного моря – ветви альпийских складок. Архипелаг *Новая Зеландия* также имеет орогеническое происхождение.

Островные дуги гирляндами окаймляют Восточную Азию, Америку и Антарктиду. Самый большой район островных дуг находится у берегов Восточной Азии: *Алеутская гряда, Курильская гряда, Японская гряда, гряда Рюкю, Филиппинская гряда* и др. Второй район островных дуг находится у берегов Америки: *Большие Антильские острова, Малые Антильские острова*. Третий район – островная дуга, расположенная между Южной Америкой и Антарктидой: *архипелаг Огненная Земля, Фолклендские острова* и др. В тектоническом отношении все островные дуги приурочены к современным геосинклиналям.

Материковые прибрежные острова имеют различное происхождение и представляют собой разные типы береговой линии.

Самостоятельные острова никогда не были частями материков и в большинстве случаев образовались независимо от них. Самую обширную группу самостоятельных островов составляют вулканические.

Вулканические острова есть во всех океанах. Однако особенно их много в зонах срединно-океанических хребтов. Размеры и особенности вулканических островов определяются характером извержения. Трещинные излияния лавы создают крупные острова, по величине не уступающие платформенным. Самым большим на Земле островом вулканического происхождения является *Исландия* (103 тыс. км²).

Главная масса вулканических островов образована извержениями центрального типа. Естественно, что эти острова не могут быть очень большими. Их площадь зависит от характера лавы. Основная лава растекается на большие расстояния и образует щитовые вулканы (например *Гавайские острова*). Извержение кислой лавы формирует острый конус небольшой площади.

Коралловые острова представляют собой продукты жизнедеятельности коралловых полипов, диатомовых водорослей, фораминифер и других морских организмов. Коралловые полипы довольно требовательны к

условиям обитания. Они могут жить только в теплых водах с температурой не ниже 20⁰С. Поэтому коралловые постройки распространены только в тропических широтах и выходят за их пределы только в одном месте – в районе *Бермудских островов*, омываемых *Гольфстримом*.

В зависимости от расположения по отношению к современной суше коралловые острова делятся на следующие три группы:

- 1) береговые рифы,
- 2) барьерные рифы,
- 3) атоллы.

Береговые рифы начинаются непосредственно у берега материка или острова в полосе отлива и окаймляют его в виде широкой террасы. Близ устьев рек и около мангровых зарослей они прерываются по причине пониженной солености воды.

Барьерные рифы находятся на некотором удалении от суши, отделены от нее полосой воды – лагуной. Самый большой в настоящее время риф – *Большой Барьерный риф*. Его длина составляет около 2 000 км; ширина лагуны колеблется от 35 до 150 км при глубине 30-70 м. Береговые и барьерные рифы окаймляют почти все острова экваториальных и тропических вод Тихого океана.

Атоллы расположены среди океанов. Это – низкие острова в форме незамкнутого кольца. Диаметр атолла колеблется от 200 м до 60 км. Внутри атолла находится лагуна глубиной до 100 м. Такова же глубина и пролива между лагуной и океаном. Внешний склон атолла всегда крутой (от 9 до 45⁰). Склоны, обращенные к лагуне, пологи; на них поселяются разнообразные организмы.

Генетическая связь трех типов коралловых построек представляет собой еще нерешенную научную проблему. По теории Чарльза Дарвина, барьерные рифы и атоллы образуются из береговых рифов при постепенном погружении островов. При этом рост кораллов компенсирует опускание своего основания. На месте вершины острова появляется лагуна, а береговой риф превращается в кольцевой атолл.

4.СУТОЧНОЕ И ГОДОВОЕ ВРАЩЕНИЕ ЗЕМЛИ

- 1.Суточное вращение Земли и его значение для географической оболочки.
- 2.Годовое вращение Земли вокруг Солнца и его географическое значение.
- 3.Пояса освещения.
- 4.Движение двойной планеты Земля-Луна и приливное трение.

1.Суточное вращение Земли и его значение для географической оболочки

Земля совершает 11 различных движений, из которых важное географическое значение имеют следующие: 1)суточное вращение вокруг оси; 2)годовое обращение вокруг Солнца; 3) движение вокруг общего центра тяжести системы Земля-Луна.

Ось вращения Земли отклонена от перпендикуляра к плоскости эклиптики на $23^{\circ}26,5'$. Угол наклона при движении по орбите вокруг Солнца сохраняется.

Осевое вращение Земли происходит с запада на восток или против часовой стрелки, если смотреть с Северного полюса Мира. Это направление движения присуще всей Галактике.

Время оборота Земли вокруг своей оси может быть определено по Солнцу и по звездам. Солнечными сутками называется промежуток времени между двумя последовательными прохождениями Солнца через меридиан точки наблюдения. В связи со сложностью движения Солнца и Земли истинные солнечные сутки изменяются. Поэтому для определения среднего солнечного времени применяются такие сутки, продолжительность которых равна средней длине суток в течение года.

В связи с тем, что Земля движется в том же направлении, в котором вращается вокруг своей оси, то солнечные сутки несколько длиннее действительного времени полного оборота Земли. Действительное время полного оборота Земли определяется временем между двумя прохождениями звезды через меридиан данного места. Звездные сутки равны 23 часам 56 минутам и 4 секундам. Это и есть действительное время суточного оборота Земли.

Угловая скорость вращения, т. е. угол, на который поворачивается какая-нибудь точка на поверхности Земли за любой отрезок времени, одинакова для всех широт. За один час точка пробегает 15° ($360^{\circ}: 24 \text{ часа} = 15^{\circ}$). Линейная скорость зависит от широты. На экваторе она равна 464 м/сек, в сторону полюсов уменьшается.

Время суток – утро, день, вечер и ночь – на одном и том же меридиане начинаются одновременно. Однако трудовая деятельность людей в разных частях Земли требует согласованного счета времени. С этой целью введено поясное время.

Сущность поясного времени заключается в том, что Земля в соответствии с количеством часов в сутках меридианами делится на 24 пояса, идущих от одного до другого полюса. Ширина каждого пояса равна 15° . Местное время среднего меридиана одного пояса от соседнего пояса отличается на 1 час. В действительности границы часовых поясов на суше проводятся не всегда по меридианам, а часто по политическим и географическим рубежам.

Вращение Земли вокруг своей оси дает объективную основу для построения градусной сетки. Во вращающейся сфере объективно выделяются две точки, к которым может быть привязана координатная сетка. Эти точки – полюсы, не участвующие во вращении, и поэтому неподвижные.

Ось вращения Земли - это прямая, проходящая через центр ее массы, вокруг которой вращается наша планета. Точки пересечения оси вращения с поверхностью Земли называются географическими полюсами; их два – северный и южный. Северным полюсом называется тот, со стороны которого планета вращается против часовой стрелки, как и вся Галактика.

Линия пересечения большого круга, плоскость которого перпендикулярна оси вращения, с поверхностью земного шара называется географическим или земным экватором. Можно сказать, что экватором называется линия, во всех точках равностоящая от полюсов. Экватор делит Землю на два полушария: северное и южное. Противоположность между северным и южным полушариями не только чисто геометрическая. Экватор – это линия смены времен года и отклонения движущихся тел вправо и влево, а также это видимый путь движения Солнца и всего небосвода.

Малые круги, плоскости которых параллельны экваториальной, пересекаясь с земной поверхностью, образуют географические параллели. Удаленность параллелей, а равно и всех других точек, от экватора выражается географической широтой. С точки зрения вращательного движения Земли географическая широта – это угол между плоскостью земного экватора и отвесной линией в данной точке. При этом Земля принимается за однородный шар радиусом 6 371 км. В этом случае географическую широту можно понимать как удаленность искомой точки от экватора в градусах. В отличие от географической широты, геодезическая широта определяется не только на шаре, но и на сфероиде как угол между плоскостью экватора и нормалью к сфероиду в данной точке.

Линия пересечения большого круга, проходящая через географические полюсы и через искомую точку, с поверхностью земного шара называется меридианом данной точки. Плоскость меридиана перпендикулярна к плоскости горизонта. Линия пересечения этих двух плоскостей и называется полуденной линией. Для определения начального меридиана объективного критерия нет. По международному соглашению в качестве начального принят меридиан обсерватории в Гринвиче (окрестности Лондона).

От начального меридиана ведется счет долгот. Географической долготой называется двугранный угол между плоскостями меридианов: начального и искомой точки, или расстояние в градусах от начального меридиана до определенного места. Счет долгот можно вести в одну сторону, в направлении движения Земли, т. е. с запада на восток, а можно и в две стороны. Это правило, однако, допускает исключения: например, мыс Дежнева, крайнюю точку Азии, можно считать как на 170° з.д., так и на 190° в.д.

Условность счета долгот позволяет делить Землю не по начальному меридиану, а по принципу полного охвата материков.

Для географической оболочки и природы Земли в целом осевое вращение Земли имеет огромное значение, в частности:

1. Осевое вращение Земли создает основную единицу времени – сутки, делящие Землю на две части – освещенную и неосвещенную. С этой единицей времени в процессе эволюции органического мира оказалась согласованной физиологическая деятельность животных и растений. Смена напряжения (работа) и ослабления (отдых) есть внутренняя потребность всех живых организмов. Очевидно, главным синхронизатором биологических ритмов выступает чередование света и темноты. С этим чередованием

связана ритмика фотосинтеза, клеточного деления и роста, дыхания, свечения водорослей и многие другие явления в географической оболочке.

От суток зависит важнейшая черта теплового режима земной поверхности – смена дневного нагревания и ночного охлаждения. При этом важна не только эта смена сама по себе, но и продолжительность периодов нагревания и охлаждения.

Суточная ритмика проявляется и в неживой природе: в нагревании и охлаждении горных пород и выветривании, температурном режиме, температуре воздуха, наземных осадках и т.д.

2. Важнейшее значение вращения географического пространства состоит в разделении его на правое и левое. Это приводит к отклонению путей движущихся тел вправо в северном полушарии и влево в южном полушарии.

Еще в 1835 г. математик *Гюстав Кориолис* сформулировал теорию относительного движения тел во вращающейся системе отсчета. Вращающееся географическое пространство и является такой неподвижной системой. Отклонение движения вправо или влево, получило название кориолисовой силы или кориолисова ускорения. Сущность данного явления состоит в следующем. Направление движения тел, естественно, прямолинейно относительно оси Мира. Но на Земле оно происходит на вращающейся сфере. Под движущимся телом плоскость горизонта поворачивается влево в северном полушарии и вправо в южном полушарии. Поскольку наблюдатель находится на твердой поверхности вращающейся сферы, то ему кажется, что движущееся тело отклоняется вправо, тогда как на самом деле плоскость горизонта уходит влево. Действию кориолисовой силы подвергаются все перемещающиеся на Земле массы: вода в океанических и морских течениях, воздушные массы в процессе циркуляции атмосферы, вещество в ядре и мантии.

3. Вращение Земли (вместе с шарообразной формой) в поле солнечной радиации (свет и тепло) определяет западно-восточное протяжение природных зон и географических поясов.

4. Благодаря вращению Земли, неупорядоченные в разных местах восходящие и нисходящие токи воздуха приобретают преимущественную спиральность. Этой закономерности подчиняются воздушные массы, океанические воды, а также, вероятно, вещество ядра.

2. Годовое вращение Земли вокруг Солнца и его географическое значение

Полный оборот вокруг Солнца Земля совершает за 365 дней 6 часов 9 минут и 9 секунд. По истечении звездного года наблюдатель с Земли увидит Солнце около той же звезды, где оно было год тому назад. Тропический год, т. е. промежуток времени между двумя последовательными прохождениями Солнца через точки весеннего

равноденствия, продолжается 365 дней 5 часов 48 минут и 46 секунд. Тропический год примерно на 20 минут короче звездного года.

Путь годовичного движения Земли, или орбита, имеет форму эллипса, в одном из фокусов которого находится Солнце. Отсюда следует, что расстояние от Земли до Солнца меняется в течение года. Ближе всего к Солнцу, или в перигелии, Земля бывает 3 января. В этот день расстояние от Земли до Солнца равно 147 000 000 км. 5 июля, в афелии, Земля удаляется от Солнца на 152 000 000 км. Длина земной орбиты составляет около 940 000 000 км. Этот путь Земля побегает со средней скоростью 107 тыс. км/час, или 29,8 км/сек. В афелии скорость уменьшается до 29,3 км/сек, а в перигелии возрастает до 30,3 км/сек.

Оборот Земли вокруг Солнца дает вторую основную единицу времени – год. В отличие от суточного вращения, год обусловлен не самим обращением Земли вокруг Солнца и даже не изменением расстояния до него, а тем, что ось вращения Земли наклонена к плоскости орбиты. Угол наклона – $66^{\circ} 33' 15''$.

В процессе годовичного движения земная ось остается в неизменном положении, т. е. всегда параллельной самой себе. Это при различном положении Земли по отношению к Солнцу обуславливает изменение освещения и нагревания северного и южного полушарий по сезонам года. Рассмотрим более подробно эти важнейшие геофизические явления.

21 марта и 23 сентября наклон земной оси нейтрален по отношению к Солнцу. В эти дни солнечные лучи отвесно падают на экватор, северное и южное полушария вплоть до полюсов освещаются равномерно; на всех широтах день и ночь продолжаются по 12 часов. Поэтому эти числа называются днями равноденствия.

21 июня Земля занимает такое положение, при котором ее ось северным концом наклонена к Солнцу. Поэтому отвесные лучи падают уже не на экватор, а севернее его на угловое расстояние, равное наклону плоскости экватора к плоскости орбиты или эклиптики, т. е. на $23^{\circ} 33'$ ($90^{\circ} - 66^{\circ} 33' = 23^{\circ} 27'$).

При суточном обороте Земли отвесно падающие лучи опишут на ней линию, севернее которой Солнце никогда не бывает в зените. Эта линия называется северным тропиком или северным поворотным кругом. Северный поворотный круг называется также тропиком Рака по имени созвездия, в котором находится в это время Солнце. Южный поворотный круг иначе называется тропиком Козерога. Числа, в которые Солнце бывает на тропиках в зените, называется днями солнцестояний.

В высоких северных широтах в день летнего солнцестояния круглые сутки освещается не только полюс, но и пространство за ним до широты $66^{\circ} 33'$ или Северного полярного круга.

В южном полушарии в этот день солнечный луч образует касательную к поверхности шара тоже на широте $66^{\circ} 33'$, но так, что все пространство за этой линией, или южным полярным кругом 22 июня не освещается. Уже на следующий день, 23 июня, Солнце смещается от тропика в сторону экватора.

На Северном полярном круге наступает короткая ночь, а на южном Солнце днем поднимается над горизонтом.

Продолжительность дня в северном полушарии последовательно уменьшается, а в южном полушарии увеличивается до осеннего равноденствия – 23 сентября.

22 декабря, в день зимнего солнцестояния, отвесные лучи падают на южный тропик, а северные полярные страны, начиная от Северного полярного круга, не освещаются. На Южном полярном круге и далее к полюсу Солнце круглые сутки находится выше линии горизонта. Так продолжается до дня весеннего равноденствия - 21 марта.

Таким образом, тропиками, или поворотными кругами (греч. tropikos – круг поворота), называются параллели $23^{\circ}27'$ южной и северной широты, на которых один раз в году в дни солнцестояний в полдень Солнце бывает в зените. Полярными кругами называются параллели $66^{\circ}33'$ северной и южной широты, на которых один раз в году в дни летнего солнцестояния Солнце не заходит, а в дни зимнего солнцестояния не восходит.

Год – это не только единица измерения времени, но и продолжительность сезонных циклов многих явлений в живой и неживой природе: сезонная смена погод, установление и сход снежного покрова в умеренных широтах, годовой режим рек и озер, сезонная ритмика в жизни растений и животных. В природе практически нет тел и явлений, которые не испытывали бы на себе влияние сезонной ритмики.

3. Пояса освещения

Сезоны года (весна, лето, осень, зима) проявляются не однозначно для полушарий, а по определенным поясам, которые получили в географической литературе название поясов освещения. Всего насчитывается 13 поясов освещения. Рассмотрим эти пояса более подробно.

Экваториальный пояс располагается по обе стороны от экватора и ограничен параллелями 10° с.ш. и 10° ю.ш. Полуденная высота Солнца в этом поясе колеблется от 90 до $56,5^{\circ}$; день и ночь здесь почти всегда равны, сумерки очень короткие, смены времен года нет.

Тропические пояса:

Северный тропический пояс ограничен параллелями 10° с.ш. и $23,5^{\circ}$ с.ш.,
Южный тропический пояс – 10° ю.ш. и 23° ю.ш.

Полуденная высота Солнца в пределах тропических поясов колеблется от 90 до 47° , продолжительность дня и ночи изменяется от 10,5 до 13,5 часов; сумерки короткие, есть два сезона года, мало отличающиеся по температуре.

Субтропические пояса:

Северный субтропический пояс: $23,5^{\circ}$ с.ш. – 40° с.ш.,
Южный субтропический пояс: $23,5^{\circ}$ ю.ш. – 40° ю.ш.

В зените Солнце в пределах субтропических поясов не бывает. Высота Солнца близ тропика в летнее полугодие приближается к 90° , а на противоположной границе зимой уменьшается до $26,5^{\circ}$. Продолжительность дня и ночи для крайних широт колеблется от 9 часов 09 минут до 14 часов 51 минуты. Сумерки непродолжительные, часто выражены зима и лето, слабее выражены весна и осень.

Умеренные пояса:

Северный умеренный пояс: 40° с.ш. – 58° с.ш.,

Южный умеренный пояс: 40° ю.ш. – 58° ю.ш.

Полуденная высота Солнца на полярной границе изменяется от $8,5^{\circ}$ зимой до $55,5^{\circ}$ летом. Продолжительность дня и ночи колеблется от 18 до 6 часов. Сумерки продолжительные. Четко выражены все четыре времени года (весна, лето, осень, зима). Зима и лето приблизительно равны.

Пояса летних ночей и коротких зимних дней:

Северный пояс летних ночей и коротких зимних дней: 58° с.ш. – $66,5^{\circ}$ с.ш.,

Южный пояс летних ночей и коротких зимних дней: 58° ю.ш. – $66,5^{\circ}$ ю.ш.

Высота Солнца в полдень на полярных границах изменяется от $53,5^{\circ}$ летом до 0° зимой. Около дня летнего солнцестояния бывают белые ночи, зимой – сумеречные дни, выражены все четыре времени года, зима длиннее лета.

Субполярные пояса:

Северный субполярный пояс: $66,5^{\circ}$ с.ш. – $74,5^{\circ}$ с.ш.

Южный субполярный пояс: $66,5^{\circ}$ ю.ш. – $74,7^{\circ}$ ю.ш.

Полярные границы субполярных поясов определяются опусканием Солнца в дни зимних солнцестояний для соответствующих полушарий ниже горизонта на 8° . Поэтому полярная ночь в этом поясе носит характер сумерек, или является «белой»; она продолжается от 1 суток у полярных кругов до 103 суток на полярных границах. Летняя высота Солнца колеблется от 47° до 39° .

Полярные пояса:

Северный полярный пояс: $74,5^{\circ}$ с.ш. – 90° с.ш.,

Южный полярный пояс: $74,5^{\circ}$ с.ш. – 90° ю.ш.

Солнце не восходит в Северном полушарии от 103 до 179 суток; наибольшая высота Солнца на полюсах - $23,5^{\circ}$; времена года совпадают с днем и ночью.

4. Движение двойной планеты Земля-Луна и приливное трение

Всемирное тяготение уравновешивается всемирным отталкиванием. Суть тяготения (гравитации) заключается в том, что все тела притягиваются друг к другу пропорционально их массам и обратно пропорционально квадрату расстояния между ними. Отталкивание – это центробежная сила,

возникающая при вращении и обращении небесных тел. Земля и Луна взаимно притягиваются, но Луна не может упасть на Землю, т. к. она вращается вокруг Земли и тем самым стремится от нее уйти.

Соответствие притяжения и отталкивания относительное, не полное. Расстояние между Землей и Луной таково, что силы их взаимного притяжения точно равны центробежной силе, возникающей при движении этих планет вокруг общего центра тяжести. Луна в 81,5 раза меньше Земли; поэтому общий центр тяжести системы Земля-Луна расположен не между ними, а внутри Земли, в удалении от центра Земли на 0,73 земного радиуса.

Равновесие притяжения и отталкивания справедливо для центров планет. Однако оно не распространяется на отдельные точки поверхности Земли. Поэтому происходит возмущение поля силы тяжести, вызывающее приливы и отливы.

Притяжение Луны действует на каждую точку поверхности Земли и всюду направлено в сторону Луны. Однако из-за больших размеров земного шара величина его, обратно пропорциональная квадрату расстояния, всюду различна. Сторона Земли, в данный момент обращенная к Луне, притягивается сильнее всего. На противоположной стороне притяжение слабее. Разница в притяжении составляет около 10 %.

Взаимодействующая двух сил – силы притяжения и центробежной силы – и есть приливообразующая сила.

Лучше всего приливы выражены в Мировом океане. Однако на приливообразующую силу реагирует и мантия, а следовательно, и земная кора, и, вероятно, ядро.

Установлено, что в Москве, например, приливообразующая сила достигает 50 см. Это значит, что дважды в сутки земная поверхность плавно поднимается на полметра, а затем также плавно опускается.

Приливной волне сопротивляются силы сцепления. Частицы взаимно перемещаются, преодолевая внутреннее трение. Это и есть приливное трение. На него расходуется энергия вращения Земли.

Вращение Земли в геологическом времени постепенно замедляется. В архее сутки продолжались, вероятно, 20 часов. В зависимости от уменьшения скорости вращения перестраивается фигура Земли и изменяется рельеф литосферы.

5. АТМОСФЕРА И КЛИМАТЫ ЗЕМЛИ

1. Газовый состав атмосферы.
2. Строение атмосферы.
3. Понятие о солнечной радиации.
4. Термобарическое поле Земли.

1. Газовый состав атмосферы

Атмосфера – газовая оболочка Земли. В настоящее время атмосфера состоит из следующих компонентов:

Азот – 78, 08%,
Кислород – 20, 94%,
Аргон - 0, 93%,
Углекислый газ – 0, 03%,
Прочие газы – 0, 02%.

Всего: 100 %

Газовый состав атмосферы формировался параллельно с развитием Земли в специфических условиях: гравитационное поле, магнитное поле, вращение планеты, обеспечивающее благоприятный тепловой режим.

Из теллурических процессов формирования атмосферы необходимо отметить выделение газов из коры и мантии, улетучивание их в космическое пространство, реагирование с водой гидросферы и минералами литосферы, расщепление молекул газа солнечной радиацией и, главное на современном этапе, биохимические реакции поглощения и выделения газов организмами.

В начале геологической истории Земля создала вторичную углекислую атмосферу. Образование углекислой атмосферы произошло во многом благодаря магнитосфере. Углекислый газ (CO₂) выделялся из недр Земли при интенсивном тогда вулканизме и орогенезе. В древней атмосфере и зародилась жизнь.

С прогрессивным развитием живого вещества развивалась и атмосфера. Когда атмосфера достигла стадии зеленых растений и они, начиная с девона, вышли на сушу, начался один из наиболее важных природных процессов – фотосинтез и сформировалась современная кислородная атмосфера.

Процесс фотосинтеза схематически можно выразить в следующем виде:



В фотосинтезе участвуют CO_2 и вода. Из четырех частей воды возвращаются в окружающую среду три части, или 75%, а одна часть (25%), разлагается растениями и изымается из влагооборота. При этом всегда выделяется свободный кислород. Главным источником свободного кислорода в географической оболочке служит вода.

Роль свободного кислорода в природе исключительно велика. Кислород необходим для второго (после фотосинтеза), жизненного процесса – дыхания. За счет кислорода живые организмы получают энергию, необходимую для выполнения многих биологических функций. Кислород входит в состав белков, жиров и углеводов, из которых состоят организмы.

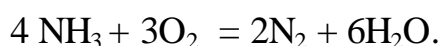
Атмосфера содержит около 10^{15} т кислорода. Столько же кислорода проходит через живое вещество. Животные поглощают кислород и выделяют углекислый газ, а растения вновь разлагают CO_2 , возмещая убыль кислорода. Два этих процесса – фотосинтез и дыхание – поддерживают газовый режим атмосферы. Нарушение газового режима атмосферы чревато многими экологическими опасностями.

Кислород в атмосфере представлен также озоном (O_3), который образуется при расщеплении молекулы кислорода O_2 ультрафиолетовыми лучами и электрическими зарядами:



Озон – неустойчивый газ и сильный окислитель. У земной поверхности его количество ничтожно. Однако оно увеличивается после грозы. Главная же масса озона сосредоточена на высотах от 10 до 60 км с максимальной концентрацией в пределах 22-25 км, где он создает озоновый экран. Но и там количество озона невелико: при плотности воздуха, свойственной приземной атмосфере, озон образовал бы слой всего в 2,5-5,2 мм (в зависимости от географической широты и времени года). Роль же озона в географической оболочке чрезвычайно велика. Поглощая крайнюю ультрафиолетовую радиацию, он предохраняет живые организмы от ее губительного воздействия.

Азот (N) – один из самых распространенных элементов в земной атмосфере. Причем, в отличие от кислорода, главная его масса находится в свободном состоянии - 4×10^{15} т. Первичным источником кислорода на Земле мог бы быть аммиак:



Азот принадлежит к числу важнейших биогенных элементов. Он входит в состав белков и нуклеиновых кислот. Круговорот азота в географической оболочке осуществляется главным образом микроорганизмами – азотфиксирующими, нитрофицирующими и денитрофицирующими бактериями.

Азот в атмосфере играет также роль разбавителя кислорода, регулируя темп окисления и, следовательно, скорость и напряженность биологических процессов.

Углекислый газ (CO_2) поступает в атмосферу из вулканов, в результате горения, а также как продукт дыхания животных и разложения органических соединений. Фотосинтез растений и дыхание животных поддерживают относительное равновесие в атмосфере кислорода и углекислого газа. Однако в крупных промышленных центрах содержание CO_2 существенно увеличивается.

Углекислый газ играет в географической оболочке очень важную роль. Он идет на образование живого вещества. Углекислота атмосферы палеозоя законсервирована в каменноугольных отложениях карбона. Вместе с водяным паром CO_2 создает так называемый «оранжерейный эффект»: пропускает к земной поверхности световую радиацию и задерживает, подобно стеклам оранжереи, длинноволновое тепловое излучение. Увеличение количества углекислого газа может привести к потеплению климата, к таянию материковых и горных ледников и повышению уровня Мирового океана.

Обязательной составной частью воздуха нижней атмосферы является вода. Вода в атмосфере находится в газовой фазе (в виде пара), в жидкой фазе (в виде капель облаков и дождя) и в твердой фазе (в виде кристаллов снега и града).

Почти вся атмосферная влага (около 90%) сосредоточена в нижнем 5-километровом слое тропосферы.

Нижние, более всего загрязненные, слои воздуха содержат минеральную пыль, продукты горения, вулканическую пыль, семена, споры и пыльцу растений, а также мельчайшие частицы морской соли, попадающие в воздух при разбрызгивании морской воды прибоем. Соль и некоторые другие взвешенные частицы, например продукты горения, играют роль ядер конденсации водяного пара в воздухе.

В верхнюю атмосферу проникает космическая пыль, в т. ч. и образующаяся при сгорании метеоритов. Подсчитано, что за год на Землю падает около 1 000 т космической пыли.

Частицы, взвешенные в воздухе, называются атмосферными аэрозолями. В связи с хозяйственной деятельностью человека количество аэрозолей постоянно возрастает и, следовательно, увеличивается мутность атмосферы.

Постоянный газовый состав удерживается в атмосфере до высоты 90-100 км. Эта часть атмосферы называется гомосферой (от греч. *гомо* – одинаковый). Выше 90-100 км происходит диссоциация (расщепление) молекул газа на атомы ультрафиолетовой и корпускулярной радиацией Солнца. Слой атмосферы, расположенный выше 100 км, называется гетеросферой (от греч. *гетеро* – разный).

2.Строение атмосферы

Воздушная оболочка Земли (атмосфера) находится под совместным и противоречивым воздействием с одной стороны Земли, а с другой, – Солнца. Этим обстоятельством, а также свойствами газов, слагающих атмосферу, объясняется ее современное строение.

Атмосфера состоит из следующих концентрических слоев: тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера и экзосфера. В географическую оболочку входят только тропосфера и нижняя часть стратосферы.

Нижней границей атмосферы условно считается поверхность суши и океанов, хотя и почвенный и растворенный в воде воздух взаимодействует с атмосферой.

Так как газ сжимаем, то в направлении вверх плотность воздуха постепенно уменьшается, и верхняя весьма разреженная атмосфера без четкой границы переходит в межпланетное пространство.

Тропосфера во всех отношениях – это произведение земной поверхности, нагреваемой Солнцем. Высота тропосферы определяется интенсивностью вертикальной конвекции – восходящих и нисходящих токов воздуха (отсюда и название тропосферы – от греч. *τροπος* – поворот), вызванных нагреванием Земли. В экваториальных широтах конвекционные токи поднимаются до высоты 17 км, в умеренных – до 11 км, а в полярных – до 8 км. На этих высотах находится верхняя граница тропосферы. Средняя мощность тропосферы составляет примерно 11 км.

Мощность тропосферы изменяется не только с широтой, но и в зависимости от температуры воздуха при смене погод, с чем, собственно, связана интенсивность конвекции.

В тропосфере сконцентрировано примерно 80% всей массы воздуха, причем половина его сосредоточена в нижнем 5-километровом слое. Если у земной поверхности давление воздуха 1 013 мб, то близ верхней границы тропосферы оно составляет около 280 мб, т. е. уменьшается в четыре раза. Такую малую плотность воздуха могут переносить только микроорганизмы.

Географически чрезвычайно важным является тепловой режим тропосферы. Солнечные лучи проходят через нее, не нагревая воздуха. Источником тепла служит земная поверхность, нагретая Солнцем. Это, с одной стороны, создает конвекционные токи, а с другой – вызывает падение температуры с высотой за счет адиабатического охлаждения поднимающегося воздуха. Уменьшаясь в среднем на 6⁰С на каждый километр, температура вверху тропосферы снижается над экватором до – 70⁰С, а над северным полюсом до – 45⁰ и ниже.

Влияние земной поверхности простирается до 20 км, а далее нагревание воздуха происходит непосредственно Солнцем и действует особая термодинамическая система, независимая от земной поверхности. Таким образом, принадлежность 20-километрового слоя к географической оболочке определяется как распространением живых организмов, так и тепловым воздействием земной поверхности. На этой высоте исчезают широтные

различия в температуре воздуха и, следовательно, географическая зональность размывается.

Над тропосферой располагается тропопауза, представляющая собой тонкий переходный слой мощностью около одного километра. Над тропопаузой находится стратосфера (от греч. *стратос* – слой).

Стратосфера начинается на тех высотах (8 км над полюсами и 16-18 км над экватором), за которые не распространяются конвекционные токи, хотя обмен воздухом между тропосферой и стратосферой происходит. В стратосфере содержится менее 20% воздуха атмосферы.

Падение температур в стратосфере прекращается. В нижней стратосфере (примерно до 20 км) температура остается постоянной (около -60°C - -70°C). Выше, до 55 км, температура повышается до нескольких градусов выше нуля. Воздух на этой высоте нагревается непосредственно солнечными лучами. Озон поглощает солнечную радиацию, причем на ультрафиолетовом, наиболее энергичном участке спектра.

В пределах стратосферы, как ранее упоминалось, находится озоновый слой. Озоновый экран, который устанавливает предел распространению живых организмов и тепловому влиянию земной поверхности, является *верхней границей биосферы* и географической оболочки в целом. Стратосферу иногда справедливо называют озоносферой. В стратосфере происходит интенсивная вертикальная и горизонтальная циркуляция воздуха, вызванная неоднородным распределением в ней тепла.

Над нагретым слоем верхней атмосферы, после стратопаузы, т. е. выше 55 км, лежит мезосфера, простирающаяся до высоты 80 км. В ней температура вновь падает до -90°C .

На высотах от 80 до 90 км находится мезопауза с постоянной температурой – около 180°C .

Над мезопаузой расположена термосфера, простирающаяся до 800 - 1 000 км. Температура в термосфере устойчиво повышается: на высоте 150 км до 220°C , а на уровне 600 км до $1\ 500^{\circ}\text{C}$.

В термосфере под действием интенсивной ультрафиолетовой радиации постоянно нарушается строение молекул и атомов газов. От электронных оболочек отрываются некоторые электроны. В пространстве находятся и целые атомы и атомы, потерявшие электроны, и отдельные электроны. Такое состояние вещества называется сверхгазовым, или плазмой. Процесс расщепления атомов и образования заряженных электронов называется ионизацией. Поэтому термосферу называют еще и ионосферой. Максимум ионизации приурочен к высотам 300-400 км.

По отношению в биосфере термосфера (ионосфера) выполняет защитную роль. Поглощая рентгеновское излучение, термосфера защищает жизнь от вредного воздействия солнечной короны.

Выше 1 000 км начинается внешняя атмосфера, или экзосфера, простирающаяся до 2 000 – 3 000 км. В экзосфере скорость движения газов приближается к критической – 11,2 км/час. В этих условиях газы рассеиваются в межпланетное пространство. Особенно интенсивно в

межпланетное пространство ускользают атомы водорода. Этот газ, очевидно, и господствует в экзосфере.

Водород, преодолевая земное притяжение, образует около Земли корону, простирающуюся до высоты примерно 20 000 км.

Тропосферу и нижнюю стратосферу называют нижней атмосферой, а все более высокие слои – верхней атмосферой. На высотах 20-30 км иногда можно видеть перламутровые облака, образованные, вероятно, слоем космической пыли. В верхней мезосфере и в мезопаузе (на высоте около 80 км) изредка в сумерки видны серебристые облака. Природа их еще не изучена, но полагают, что они состоят из редко расположенных ледяных кристаллов. В слое ионизации образуется полярное сияние. Этот же слой, отражая радиоволны, обеспечивает дальнюю радиосвязь на Земле.

3. Понятие о солнечной радиации

Солнечная радиация (солнечное излучение) – это вся совокупность солнечной материи и энергии, поступающей на Землю. Солнечная радиация состоит из следующих двух основных частей: во-первых, тепловой и световой радиации, представляющей собой совокупность электромагнитных волн; во-вторых, корпускулярной радиации.

На Солнце тепловая энергия ядерных реакций переходит в лучистую энергию. При падении солнечных лучей на земную поверхность лучистая энергия снова превращается в тепловую энергию. Солнечная радиация, таким образом, несет свет и тепло.

Интенсивность солнечной радиации. Солнечная постоянная. Солнечная радиация – это важнейший источник тепла для географической оболочки. Вторым источником тепла для географической оболочки является тепло, идущее от внутренних сфер и слоев нашей планеты.

В связи с тем, что в географической оболочке один вид энергии (лучистая энергия) эквивалентно переходит в другой вид (тепловая энергия), то лучистую энергию солнечной радиации можно выражать в единицах тепловой энергии – джоулях (Дж).

Интенсивность солнечной радиации необходимо измерять в первую очередь за пределами атмосферы, т. к. при прохождении через воздушную сферу она преобразуется и ослабевает. Интенсивность солнечной радиации выражается солнечной постоянной.

Солнечная постоянная – это поток солнечной энергии за 1 минуту на площадь сечением в 1 см^2 , перпендикулярную солнечным лучам и расположенную вне атмосферы. Солнечная постоянная может быть также определена как количество тепла, которое получает в 1 минуту на верхней границе атмосферы 1 см^2 черной поверхности, перпендикулярной солнечным лучам.

Солнечная постоянная равна $1,98 \text{ кал} / (\text{см}^2 \times \text{мин})$, или $1,352 \text{ кВт} / \text{м}^2 \times \text{мин}$.

Поскольку верхняя атмосфера поглощает значительную часть радиации, то важно знать величину ее на верхней границе географической оболочки, т. е. в нижней стратосфере. Солнечная радиация на верхней границе географической оболочки выражается условной солнечной постоянной. Величина условной солнечной постоянной равна $1,90 - 1,92$ кал / (см² x мин), или $1,32 - 1,34$ кВт / (м² x мин).

Солнечная постоянная, вопреки своему названию, не остается постоянной. Она изменяется в связи с изменением расстояния от Солнца до Земли в процессе движения Земли по орбите. Как бы ни были малы эти колебания, они всегда сказываются на погоде и климате.

В среднем каждый квадратный километр тропосферы получает в год $10,8 \times 10^{15}$ Дж. ($2,6 \times 10^{15}$ кал). Такое количество тепла может быть получено при сжигании 400 000 т каменного угля. Вся Земля за год получает такое количество тепла, которое определяется величиной $5,74 \times 10^{24}$ Дж. ($1,37 \times 10^{24}$ кал).

Распределение солнечной радиации «на верхней границе атмосферы» или при абсолютно прозрачной атмосфере. Знание распределения солнечной радиации до ее вступления в атмосферу, или так называемого солярного (солнечного) климата, важно для определения роли и доли участия самой воздушной оболочки Земли (атмосферы) в распределении тепла по земной поверхности и в формировании ее теплового режима.

Количество солнечного тепла и света, поступающее на единицу площади, определяется, во-первых, углом падения лучей, зависящим от высоты Солнца над горизонтом, во-вторых, продолжительностью дня.

Распределение радиации у верхней границы географической оболочки, обусловленное только астрономическими факторами, более равномерно, чем ее реальное распределение у земной поверхности.

При условии отсутствия атмосферы годовая сумма радиации в экваториальных широтах составляла бы $13\,480$ МДж/см² (322 ккал/см²), а на полюсах $5\,560$ МДж/м² (133 ккал/см²). В полярные широты Солнце посылает тепла немного меньше половины (около 42 %) того количества, которое поступает на экватор.

Казалось бы, солнечное облучение Земли симметрично относительно плоскости экватора. Но это происходит только два раза в год, в дни весеннего и осеннего равноденствия. Наклон оси вращения и годовое движение Земли обуславливают ассиметричное ее облучение Солнцем. В январскую часть года больше тепла получает южное полушарие, в июльскую – северное. Именно в этом заключается главная причина сезонной ритмики в географической оболочке.

Разница между экватором и полюсом летнего полушария невелика: на экватор поступает $6\,740$ МДж/м² (161 ккал/см²), а на полюс около $5\,560$ МДж/м² (133 ккал/см² в полугодие). Зато полярные страны зимнего полушария в это же время вовсе лишены солнечного тепла и света.

В день солнцестояния полюс получает тепла даже больше, чем экватор - $46,0$ МДж/м² ($1,1$ ккал/см²) и $33,9$ МДж/м² ($0,81$ ккал/см²).

В целом солнечный климат на полюсах в годовом выводе в 2,4 раза холоднее, чем на экваторе. Однако надо иметь в виду, что зимой полюсы вообще не нагреваются Солнцем.

Реальный климат всех широт во многом обязан земным факторам. Важнейшими из этих факторов являются: во-первых, ослабление радиации в атмосфере, во-вторых, разная интенсивность усвоения солнечной радиации земной поверхностью в различных географических условиях.

Изменение солнечной радиации при прохождении через атмосферу.

Прямые солнечные лучи, пронизывающие атмосферу при безоблачном небе, называются прямой солнечной радиацией. Максимальная ее величина при высокой прозрачности атмосферы на перпендикулярной лучам поверхности в тропическом поясе равна около $1,05 - 1,19$ кВт/м² ($1,5 - 1,7$ ккал/см² x мин). В средних широтах напряжение полуденной радиации обычно составляет около $0,70 - 0,98$ кВт/м² x мин ($1,0 - 1,4$ ккал/см² x мин). В горах эта величина существенно увеличивается.

Часть солнечных лучей от соприкосновения с молекулами газов и аэрозолями рассеивается и переходит в рассеянную радиацию. На земную поверхность рассеянная радиация поступает уже не от солнечного диска, а от всего небосвода и создает повсеместную дневную освещенность. От нее в солнечные дни светло и там, куда не проникают прямые лучи, например под пологом леса. Наряду с прямой радиацией рассеянная радиация также служит источником тепла и света.

Абсолютная величина рассеянной радиации тем больше, чем интенсивнее прямая. Относительное значение рассеянной радиации возрастает с уменьшением роли прямой: в средних широтах летом она составляет 41%, а зимой 73% общего прихода радиации. Удельный вес рассеянной радиации в общей величине суммарной радиации зависит и от высоты Солнца. В высоких широтах на рассеянную радиацию приходится около 30%, а в полярных - примерно 70% от всей радиации.

В целом же на рассеянную радиацию приходится около 25% всего потока солнечных лучей, приходящих на нашу планету.

На земную поверхность, таким образом, поступает прямая и рассеянная радиация. В совокупности прямая и рассеянная радиация образуют суммарную радиацию, которая определяет тепловой режим тропосферы.

Поглощая и рассеивая радиацию, атмосфера значительно ее ослабляет. Величина ослабления зависит от коэффициента прозрачности, показывающего, какая доля радиации доходит до земной поверхности. Если бы тропосфера состояла только из газов, то коэффициент прозрачности был бы равен 0,9, т. е. она пропускала бы около 90% идущей к Земле радиации. Однако в воздухе всегда присутствуют аэрозоли, снижающие коэффициент прозрачности до 0,7 - 0,8. Прозрачность атмосферы изменяется вместе с изменением погоды.

Так как плотность воздуха падает с высотой, то слой газа, пронизываемого лучами, не следует выражать в км толщины атмосферы. В

качестве единицы измерения принята оптическая масса, равная мощности слоя воздуха при вертикальном падении лучей.

Ослабление радиации в тропосфере легко наблюдать в течение суток. Когда Солнце находится около горизонта, то его лучи пронизывают несколько оптических масс. Их интенсивность при этом так ослабевает, что на Солнце можно смотреть незащищенным глазом. С поднятием Солнца уменьшается число оптических масс, которые проходят его лучи, что приводит к увеличению радиации.

Степень ослабления солнечной радиации в атмосфере выражается формулой Ламберта:

$$I_i = I_0 p^m, \text{ где}$$

I_i – радиация, достигшая земной поверхности,

I_0 – солнечная постоянная,

p – коэффициент прозрачности,

m – число оптических масс.

Солнечная радиация у земной поверхности. Количество лучистой энергии, приходящее на единицу земной поверхности, зависит, прежде всего, от угла падения солнечных лучей. На одинаковые площади на экваторе, в средних и высоких широтах приходится различное количество радиации.

Солнечная инсоляция (освещение) сильно ослабляется облачностью. Большая облачность экваториальных и умеренных широт и малая облачность тропических широт вносят значительные коррективы в зональное распределение лучистой энергии Солнца.

Распределение солнечного тепла по земной поверхности изображается на картах суммарной солнечной радиации. Как показывают эти карты, наибольшее количество солнечного тепла – от 7 530 до 9 200 МДж/м² (180-220 ккал/см²) получают тропические широты. Экваториальные широты из-за большой облачности получают тепла несколько меньше: 4 185 – 5 860 МДж/м² (100-140 ккал/см²).

От тропических широт к умеренным радиация уменьшается. На островах Арктики она составляет не более 2 510 МДж/м² (60 ккал/см²) в год. Распределение радиации по земной поверхности имеет зонально-региональный характер. Каждая зона распадается на отдельные районы (регионы), несколько отличающиеся друг от друга.

Сезонные колебания суммарной радиации.

В экваториальных и тропических широтах высота Солнца и угол падения солнечных лучей по месяцам изменяются незначительно. Суммарная радиация во все месяцы характеризуется большими величинами, сезонная смена тепловых условий или отсутствует, или весьма незначительна. В экваториальном поясе слабо намечаются два максимума, соответствующие зенитальному положению Солнца.

В умеренном поясе в годовом ходе радиации резко выражен летний максимум, в котором месячная величина суммарной радиации не меньше тропической. Число теплых месяцев уменьшается с широтой.

В полярных поясах радиационный режим резко изменяется. Здесь в зависимости от широты от нескольких суток до нескольких месяцев прекращается не только нагревание, но и освещение. Летом же освещение здесь непрерывно, что существенно повышает сумму месячной радиации.

Усвоение радиации земной поверхностью. Альbedo. Суммарная радиация, достигшая земной поверхности, частично поглощается почвой и водоемами и переходит в тепло. На океанах и морях суммарная радиация расходуется на испарение. Часть суммарной радиации отражается в атмосферу (отраженная радиация).

Соотношение усвоенной и отраженной радиации зависит, во-первых, от характера суши, во-вторых, от угла падения солнечных лучей на земную поверхность. В связи с тем, что поглощенную энергию измерить практически невозможно, то определяют величину отраженной радиации.

Отражательная способность наземных и водных поверхностей называется их альbedo. Альbedo исчисляется в процентах отраженной радиации от упавшей на данную поверхность. Альbedo, наряду с углом падения лучей и количеством оптических масс атмосферы, ими проходимых, является одним из важнейших планетарных факторов образования климатов.

На суше альbedo определяется цветом природных поверхностей. Всю радиацию способно усвоить абсолютно черное тело. Зеркальная поверхность отражает 100% лучей и поэтому не способна нагреваться. Из реальных поверхностей наибольшим альbedo обладает чистый снег.

Климатообразующее значение отражательной способности различных поверхностей исключительно велико. В ледовых зонах высоких широт солнечная радиация, уже ослабленная при прохождении большого числа оптических масс атмосферы и упавшая на поверхность под острым углом, отражается вечными снегами.

Альbedo водной поверхности для прямой радиации зависит от угла падения солнечных лучей. Вертикальные лучи проникают в воду глубоко, и она усваивает их тепло. Наклонные лучи от воды отражаются, как от зеркала, и ее не нагревают. Альbedo водной поверхности при высоте Солнца 90° равно 2%, при высоте Солнца 20° – 78%. Для рассеянной радиации альbedo несколько меньше. В связи с тем, что 2/3 площади земного шара занято океаном, то усвоение солнечной энергии водной поверхностью выступает как важнейший климатообразующий фактор.

Океаны в субтропических широтах усваивают лишь малую долю того тепла Солнца, которое до них доходит. Тропические моря, наоборот, поглощают почти всю солнечную энергию. Альbedo водной поверхности, равно как и снежный покров полярных стран, существенно углубляют зональную дифференциацию климатов.

В умеренном поясе отражательная способность земной поверхности усиливает разницу между сезонами года. В сентябре-марте Солнце стоит на одинаковой высоте над горизонтом. Однако март холоднее сентября, т. к. солнечные лучи почти полностью отражаются от снежного покрова. Появление осенью сначала желтых листьев, а затем инея и временного снега увеличивает альbedo и снижает температуру воздуха. Устойчивый снежный покров, вызванный низкой температурой, ускоряет выхолаживание и дальнейшее снижение зимних температур.

Теплоизлучение земной поверхности и атмосферы. Все участки географической оболочки – поверхности морей и океанов, почва, лесные массивы, снежники и ледники, нагретые солнечной радиацией выше абсолютного нуля, обладают собственным излучением. Теплоизлучение земной поверхности представляет собой длинноволновую радиацию. При температуре выше 15°C (средняя температура воздуха в северном полушарии на высоте 2 м от земной поверхности составляет $15,2^{\circ}\text{C}$) теплоизлучение равно $0,42 \text{ кВт/м}^2 \times \text{мин}$ ($0,6 \text{ кал/см}^2 \times \text{мин}$). Холодные тела излучают тепла меньше, а теплые тела излучают больше.

Земное излучение нагревает воздух. Нагретая атмосфера сама отдает тепло, одна часть которого идет вверх и теряется в межпланетном пространстве, вторая часть устремляется вниз к Земле, навстречу земному излучению и называется встречным излучением. При средней величине собственного излучения земной поверхности $0,42 \text{ кВт/м}^2 \times \text{мин}$ ($0,6 \text{ кал/см}^2 \times \text{мин}$) встречное излучение в среднем равно $0,2 \text{ кал/см}^2 \times \text{мин}$.

Разница между собственным излучением тепла и встречным излучением атмосферы называется эффективным излучением. Его значение и выражает действительный поток тепла от Земли или воды к атмосфере. В отдельных случаях может наблюдаться поток тепла и от атмосферы к Земле; например, при поступлении морского теплого воздуха на холодную поверхность зимой. В целом встречное излучение показывает роль атмосферы в тепловом режиме географической оболочки.

Молекулы газов воздуха практически свободно пропускают коротковолновые солнечные лучи. На земной поверхности лучистая энергия превращается в длинноволновую тепловую. Водяной пар, углекислый газ, капельки воды и другие взвеси поглощают длинноволновые тепловые лучи, усиливая встречное излучение. В ясные ночи встречное излучение составляет 70% от прямого, а в пасмурные достигает 100%. Свойство атмосферы пропускать солнечные лучи к Земле и задерживать тепловое излучение называется оранжерейным, или тепловым эффектом.

Величина эффективного излучения зависит от следующих факторов:

1. Температура почвы или воды. Чем температура почвы или воды выше, тем больше тепла они теряют излучением. В жаркий летний день и земля, и вода много отдают своего тепла воздуху, что приводит к повышению его температуры. Теплый воздух дает большой встречный поток. Возрастает и общий уровень эффективного излучения. Ночью, например, когда нагревание почвы и воды прекращается, уменьшается и их излучение. Перед рассветом излучение становится незначительным. Соответственно понижается и температура воздуха.

2. Влажность воздуха. Водяной пар улавливает длинноволновое излучение и удерживает тепло. Влажная атмосфера посылает к Земле значительный встречный поток, эффективное излучение уменьшается. По этой причине во влажных климатах и при влажной погоде ночи не бывают так холодны, как в сухую погоду, и в странах с сухим климатом.

3. Туманы и облака. Капли воды туманов и облаков действуют, как и водяной пар, но в еще большей степени. Ночи при туманной и облачной погоде бывают обычно теплыми.

4. Близость или удаленность крупных водоемов. Водная масса, будучи теплоемкой, дольше, чем суша, удерживает тепло. Увеличением влажности, образованием облаков и туманов водоемы снижают эффективное излучение. Поэтому наибольшая потеря тепла зимой и ночью и, следовательно, резкие колебания ночной и дневной температур, свойственны сухим внутриматериковым странам – Центральной и Средней Азии, Восточной Сибири и Антарктиде.

5. Абсолютная высота местности. В горах, например, с уменьшением плотности воздуха уменьшается встречное и увеличивается эффективное излучение.

6. Растительность. Мощный растительный покров, особенно леса, снижают эффективное излучение. В пустынях встречное излучение резко увеличивается.

7. Характер почво-грунтов. Мощные и рыхлые почвы дольше удерживают и более интенсивно излучают тепло; каменистые почвы (и особенно пески пустынь!) скорее его теряют и быстро остывают.

Радиационный бюджет земной поверхности. Сложный и противоречивый процесс прихода и расхода солнечного радиационного тепла поверхностью земного шара выражается *радиационным бюджетом (балансом)* – результатом двух противоположных по направленности процессов: прихода и расхода тепла.

В приходную часть бюджета входят прямая радиация (Q), рассеянная радиация (B) и встречное излучение (A). Расход (E) состоит из отраженной радиации (C) и излучения земной поверхности (I):

$$R = Q + D + E - C - I.$$

Если включить в эту схему эффективное излучение (I), то формула примет следующий вид:

$$R = Q + D - I - C.$$

Есть и другие формулы выражения радиационного баланса:

$$R = Q (1-a) - I, \text{ где}$$

Q – суммарная радиация, a – альбедо.

Радиационный баланс может быть положительным, когда приход тепла больше расхода, нулевым, когда они уравниваются, и отрицательным, когда потеря тепла (расход) больше прихода.

Суточный ход радиационного баланса. С восходом Солнца начинается приход радиационного тепла, и земная поверхность постепенно нагревается и повышается расход тепла. Максимальный приход радиации бывает в полдень, а максимальный расход на 1-2 часа позднее, поскольку до этого времени почва еще не нагрелась. После 13-14 часов приход и расход тепла снижаются вслед за движением Солнца к закату. Ночью прихода тепла нет, но расход его продолжается. Нагретая за день земная поверхность отдает тепло сначала в большом количестве, а затем все в меньшем и меньшем количестве.

Описанному радиационному режиму соответствует и ход температуры. Самая низкая температура наблюдается перед восходом Солнца, а самая высокая через 1-2 часа после полудня.

Годовой ход радиационного режима и температуры воздуха в принципе соответствует суточному ходу радиационного баланса и температуры. Самая незначительная радиация поступает в декабре, а самая низкая температура наблюдается в январе (годовое утро). Максимум радиации приходится на июль, а максимум температуры – на июль (годовой полдень).

Распределение радиационного баланса по поверхности земного шара.

Распределение радиационного баланса по поверхности земного шара или отдельно взятой территории показывается на *картах радиационного баланса*. Эти карты составляются для года и для каждого месяца.

Анализ мировой карты радиационного баланса позволяет сделать следующие выводы:

1. Для всей Земли, кроме полярных ледовых зон, баланс тепла положительный. Однако это вовсе не означает, что радиационное тепло накапливается и климат из года в год становится теплее. Избыток тепла расходуется на нагревание и движение воздуха, на испарение воды, на различные биологические процессы. Для Земли в целом характерно лучистое и тепловое равновесие: приход тепла от Солнца уравнивается его излучением в космос. Но между этими крайними звеньями – приходом тепла из Космоса и расходом в Космос – солнечное тепло производит в географической оболочке большую работу. Благодаря этому временно

«задержанному теплу», осуществляется многие географические и биологические процессы на Земле.

2. Для ледовых зон Арктики и Антарктики характерны: во-первых, ничтожные значения всех компонентов радиационного баланса, во-вторых, отрицательный или близкий к нулю радиационный баланс.

3. Наибольший приход тепла (около 120 ккал/см^2 в год) присущ тропическим морям, особенно Аравийскому морю (около 140 ккал/см^2 в год). В тропических пустынях, где высокое альbedo песков, остаток радиационного баланса вдвое меньше. В экваториальной зоне материков в связи со значительной облачностью радиационный баланс составляет около 70 ккал/см^2 .

4. В целом радиационный баланс по земному шару распределяется зонально-регионально. Отчетливо выступают экваториальный, тропические, умеренные и полярные пояса. Каждый из этих поясов распадается на регионы, и в первую очередь на океанские и материковые, а эти последние распадаются на более дробные единицы. На океанах прослеживается влияние теплых и холодных течений, на материках – горных стран.

Сезонные колебания радиационного баланса. Сезонные колебания радиационного режима Земли в целом соответствуют изменениям облучения северного и южного полушарий при годовом обращении Земли вокруг Солнца.

В экваториальном поясе сезонных колебаний солнечного тепла нет: и в декабре, и в июле радиационный баланс равен $6-8 \text{ ккал/см}^2$ на суше и $10-12 \text{ ккал/см}^2$ на море в месяц.

В тропических поясах уже достаточно отчетливо выражены сезонные колебания. В Северном полушарии – в Северной Африке, Южной Азии и Центральной Америке – в декабре радиационный баланс равен $2-4 \text{ ккал/см}^2$, а в июне $6-8 \text{ ккал/см}^2$ в месяц. Такая же картина наблюдается и в Южном полушарии: радиационный баланс выше в декабре (лето), ниже в июне (зима).

Во всем умеренном поясе в декабре к северу от субтропиков (нулевая линия баланса проходит через Францию, Среднюю Азию и остров Хоккайдо) баланс отрицательный. В июне даже близ полярного круга радиационный баланс равен 8 ккал/см^2 в месяц. Наибольшая амплитуда радиационного баланса свойственна материковому Северному полушарию.

4. Термобарическое поле Земли

Понятие о термобарическом поле Земли. Тепловой режим тропосферы определяется как поступлением солнечного тепла, так и динамикой воздушных масс, осуществляющей адвекцию тепла и холода. С другой стороны, само движение воздуха вызывается температурным градиентом (падением температуры на единицу расстояния) между экваториальными и полярными широтами и между океанами и материками.

В результате этих сложных динамических процессов сформировалось термобарическое поле Земли. Оба его элемента – температура и давление – настолько взаимосвязаны, что в географии принято говорить о едином термобарическом поле Земли.

Тепловой баланс земной поверхности и системы Земля-тропосфера.

Тепло, получаемое земной поверхностью, преобразуется и перераспределяется атмосферой и гидросферой. Тепло расходуется главным образом на испарение, турбулентный теплообмен и на перераспределение тепла между сушей и океаном.

Наибольшее количество тепла расходуется на испарение воды с океанов и материков. В тропических широтах океанов на испарение затрачивается примерно $100-120 \text{ ккал/см}^2$ в год, а в акваториях с теплыми течениями до 140 ккал/см^2 в год, что соответствует испарению слоя воды мощностью в 2 м. В экваториальном поясе на испарение затрачивается значительно меньше энергии, т. е. примерно 60 ккал/см^2 в год; это равносильно испарению однометрового слоя воды.

На материках максимальные затраты тепла на испарение приходятся на экваториальную зону с ее влажным климатом. В тропических широтах суши расположены пустыни с ничтожным испарением. В умеренных широтах затраты тепла на испарение в океанах в 2,5 раза больше, чем на суше. Поверхность океана поглощает от 55 до 97% всей радиации, падающей на него. На всей планете на испарение расходуется 80%, а на турбулентный теплообмен около 20% солнечной радиации.

Тепло, затраченное на испарение воды, передается атмосфере при конденсации пара в виде скрытой теплоты парообразования. Этот процесс выполняет главную роль в нагревании воздуха и движении воздушных масс.

Максимальное для всей тропосферы количество тепла от конденсации водяного пара получают экваториальные широты - примерно $100-140 \text{ ккал/см}^2$ в год. Это объясняется поступлением сюда огромного количества влаги, приносимой пассатами из тропических акваторий, а также поднятием воздуха над экватором. В сухих тропических широтах количество скрытой теплоты парообразования, естественно, ничтожно: менее 10 ккал/см^2 в год в материковых пустынях и около 20 ккал/см^2 в год над океанами. Решающую роль в тепловом и динамическом режиме атмосферы играет вода.

Радиационное тепло поступает в атмосферу также через турбулентный теплообмен воздуха. Воздух – плохой проводник тепла, поэтому молекулярная теплопроводность может обеспечить нагрев только незначительного (единицы метров) нижнего слоя атмосферы. Тропосфера нагревается путем турбулентного, струйного, вихревого перемешивания. Воздух нижнего, прилегающего к земле слоя, нагревается, струями поднимается вверх, а на его место опускается верхний (холодный) воздух, который тоже нагревается. Таким образом тепло быстро передается от почвы воздуху, от одного слоя к другому.

Турбулентный поток тепла больше над материками и меньше над океанами. Максимального значения он достигает в тропических пустынях, до

60 ккал/см² в год, в экваториальной и субтропических зонах снижается до 30-20 ккал/см², а в умеренных – 20-10 ккал/см² в год. На большей площади океанов вода отдает атмосфере около 5 ккал/см² в год. И только в субполярных широтах воздух от Гольфстрима и Куросиво получает тепла до 20-30 ккал/см² в год.

В отличие от скрытой теплоты парообразования, турбулентный поток атмосферой удерживается слабо. Над пустынями он передается вверх и рассеивается. Поэтому пустынные зоны выступают как области охлаждения атмосферы.

Тепловой режим континентов в связи с их географическим положением различен. Затраты тепла на испарение на северных материках определяется их положением в умеренном поясе, а в Африке и Австралии – аридностью их значительных площадей. На всех океанах огромная доля тепла затрачивается на испарение. Часть этого тепла переносится на материки и утепляет климат высоких широт.

Анализ теплообмена между поверхностью материков и океанов позволяет сделать следующие выводы:

1. В экваториальных широтах обоих полушарий атмосфера получает от нагретых океанов тепла до 40 ккал/см² в год.

2. От материковых тропических пустынь тепла в атмосферу практически не поступает.

3. Линия нулевого баланса проходит по субтропикам, близ 40⁰ широты.

4. В умеренных широтах расход тепла излучением больше поглощенной радиации; это значит, что климатическая температура воздуха умеренных широт определяется не солнечным, а адвективным (принесенным из низких широт) теплом.

5. Радиационный баланс Земля-атмосфера диссимметричен относительно плоскости экватора: в полярных широтах северного полушария он достигает 60, а в соответствующих южных – только 20 ккал/см² в год; тепло переносится в северное полушарие интенсивнее, чем в южное, приблизительно в 3 раза. Балансом системы Земля-атмосфера определяется температура воздуха.

Нагревание и охлаждение атмосферы в процессе взаимодействия системы «океан-атмосфера-материки». Поглощение солнечных лучей воздухом дает не более 0,1⁰С тепла нижнему километровому слою тропосферы. Непосредственно от Солнца атмосфера получает не более 1/3 тепла, а 2/3 она усваивает от земной поверхности и, прежде всего, от гидросферы, которая передает ей тепло через водяной пар, испарившийся с поверхности водной оболочки.

Солнечные лучи, прошедшие через газовую оболочку планеты, в большинстве мест земной поверхности встречаются воду: на океанах, в водоемах и болотах суши, во влажной почве и в листве растений. Тепловая энергия солнечной радиации расходуется прежде всего на испарение. Количество тепла, затрачиваемое на единицу испаряющейся воды,

называется скрытой теплотой парообразования. При конденсации пара теплота парообразования поступает в воздух и нагревает его.

Усвоение солнечного тепла водоемами отличается от нагревания суши. Теплоемкость воды примерно в 2 раза больше, чем почвы. При одинаковом количестве тепла вода нагревается вдвое слабее, чем почвы. При охлаждении соотношение обратное. Если на теплую океанскую поверхность проникает холодная воздушная масса, то тепло проникает в слой до 5 км. Прогревание тропосферы обязано скрытой теплоте парообразования.

Турбулентное перемешивание воздуха (беспорядочное, неравномерное, хаотическое) создает конвекционные токи, интенсивность и направление которых зависят от характера местности и общепланетарной циркуляции воздушных масс.

Понятие об адиабатическом процессе. Важнейшая роль в тепловом режиме атмосферы принадлежит адиабатическому процессу. Адиабатическое нагревание и охлаждение воздуха происходит в одной массе, без обмена теплом с другими средами.

При опускании из верхних или средних слоев тропосферы или же по склонам гор воздух из разреженных слоев поступает в более плотные слои, молекулы газа сближаются, их соударения усиливаются и кинетическая энергия движения молекул переходит в тепловую. Воздух нагревается, не получая тепло ни от других воздушных масс, ни от земной поверхности. Адиабатическое нагревание происходит, например, в тропическом поясе, над пустынями и над океанами в этих же широтах. Адиабатическое нагревание воздуха сопровождается его иссушением, что является главной причиной образования обширных пустынь в тропическом поясе.

В восходящих токах воздух адиабатически охлаждается. Из плотной нижней атмосферы он поднимается в разреженную среднюю и верхнюю тропосферу. При этом плотность его уменьшается, молекулы одна от другой удаляются, сталкиваются реже, тепловая энергия, полученная воздухом от нагретой поверхности, переходит в кинетическую, тратится на механическую работу и на расширение газа. Таков механизм адиабатического охлаждения воздуха при поднятии.

Сухой воздух адиабатически охлаждается на 1°C на 100 м подъема. Это – сухой адиабатический процесс. Однако природный воздух содержит водяной пар, при конденсации которого выделяется тепло. Поэтому фактически температура падает на $0,6^{\circ}\text{C}$ на 100 м (или на 6°C на 1 км высоты). Это – влажный адиабатический процесс.

При опускании и сухой и влажный воздух нагреваются одинаково, поскольку при этом конденсации влаги не происходит и скрытая теплота парообразования не выделяется.

Наиболее отчетливо типичные черты теплового режима суши проявляются в пустынях: большая доля солнечной радиации отражается от светлой их поверхности, тепло не расходуется на испарение, а идет на нагревание сухих горных пород. От них днем воздух нагревается до весьма высоких температур. В сухом воздухе тепло не задерживается и

беспрепятственно излучается в верхнюю атмосферу и межпланетное пространство. Пустыни для атмосферы в планетарном масштабе служат огромными окнами охлаждения.

Инверсия температуры. В самом общем смысле *инверсия* – это нарушение привычного хода вещей или порядка. *Инверсия температуры* – это повышение температуры воздуха с высотой в некотором слое атмосферы вместо обычного понижения.

Плавное убывание температур с высотой следует считать только общим свойством тропосферы. Очень часто наблюдается такая стратификация воздуха, при которой в направлении вверх температура или не понижается, или даже повышается. Возрастание температуры с высотой над земной поверхностью называется его инверсией.

В зависимости от мощности слоя воздуха, в котором наблюдается повышение температуры, различают *а) инверсии приземные*, захватывающие несколько метров, и *б) инверсии свободной атмосферы*, простирающиеся до трех километров.

Приращение температуры (или величина инверсии) может достигать 10⁰С и более. При этом атмосфера оказывается как бы расслоенной: одна масса воздуха от другой массы отделяется слоем инверсии.

По происхождению приземные инверсии разделяются на *1) радиационные, 2) адвективные, 3) орографические и 4) снежные.*

Радиационные инверсии возникают летом при тихой и безоблачной погоде. После захода Солнца поверхность, а от нее и нижние слои воздуха охлаждаются, а лежащие выше еще сохраняют дневной запас тепла. Мощность таких инверсий колеблется от 10 до 300 м в зависимости от погоды. Радиационные инверсии бывают над ледяными поверхностями в любое время года при потере ими тепла лучеиспусканием.

Орографические инверсии формируются в пересеченной местности при безветренной погоде, когда холодный воздух стекает вниз, а на холмах и склонах гор удерживается более теплый воздух.

Адвективные инверсии бывают при движении теплого воздуха в холодную местность. Причем нижние слои воздуха охлаждаются от соприкосновения с холодной поверхностью, а верхние на время остаются теплыми.

Снежные (весенние) инверсии наблюдаются ранней весной над снежными поверхностями. Они вызываются затратой воздухом большого количества тепла на таяние снега.

В свободной атмосфере наиболее распространены *антициклональные инверсии сжатия* и *циклонические фронтальные инверсии.*

Антициклональные инверсии сжатия образуются в антициклонах зимой и наблюдаются на высоте 1-2 км. Температура опускающегося воздуха в средней тропосфере повышается, но близ земной поверхности, где начинается горизонтальное растекание воздуха, она повышается. Это явление наблюдается на огромных территориях Арктики, Антарктики, Восточной Сибири и т.д.

Циклонические фронтальные инверсии образуются в циклонах вследствие натекания теплого воздуха на холодный.

Показатели теплового режима воздуха. Основными показателями температуры воздуха являются:

1. *Средняя температура суток.*
2. *Среднесуточная температура по месяцам.*
3. *Средняя температура каждого месяца.*
4. *Средняя многолетняя температура месяца.*

Все средние многолетние данные выводятся за длительный период (не менее 35 лет). Чаще всего пользуются данными января и июля. Самые высокие многолетние месячные температуры наблюдаются в Сахаре (до $+36,5^{\circ}\text{C}$) и в Долине Смерти (до $+39^{\circ}\text{C}$). Самые низкие температуры фиксируются на станции Восток в Антарктиде (до -70°C).

5. *Средняя температура каждого года.*
6. *Средняя многолетняя температура года.*

Самая высокая среднегодовая температура зафиксирована на метеостанции Даллол в Эфиопии и составила $+34,4^{\circ}\text{C}$. На юге Сахары многие пункты имеют среднегодовую температуру $+29-30^{\circ}\text{C}$. Самая низкая среднегодовая температура зарегистрирована на плато Стейшн и составила $-56,6^{\circ}\text{C}$.

7. *Абсолютные минимумы и максимумы* температуры за любой срок наблюдений – сутки, месяц, год, ряд лет.

Абсолютный минимум для всей земной поверхности был отмечен на станции Восток в Антарктиде в августе 1960 г. и составил $-88,3^{\circ}\text{C}$, для северного полушария – в Оймяконе в феврале 1933 г. ($-67,7^{\circ}\text{C}$).

Абсолютный максимум для всей Земли зафиксирован в сентябре 1922 г. в Эль-Азии в Ливии ($+57,8^{\circ}\text{C}$). Второй рекорд жары $+56,7^{\circ}\text{C}$ был зарегистрирован в Долине Смерти. На третьем месте по данному показателю находится пустыня Тар ($+53^{\circ}\text{C}$).

В море самая высокая температура воды $+35,6^{\circ}\text{C}$ отмечена в Персидском заливе. Озерная вода больше всего нагревается в Каспийском море (до $+37,2^{\circ}\text{C}$).

Распределение тепла по земной поверхности. Если бы тепловой режим географической оболочки определялся только распределением солнечной радиации без переноса ее атмосферой и гидросферой, то на экваторе температура воздуха была бы $+39^{\circ}\text{C}$, а на полюсе -44°C . Уже на широте 50° с.ш. и ю.ш. начиналась бы зона вечного мороза. Однако действительная температура на экваторе составляет около $+26^{\circ}\text{C}$, а на северном полюсе только -20°C .

До широт 30° солярные температуры выше фактических, т.е. в этой части земного шара образуется избыток солнечного тепла. В средних, а тем более в полярных широтах, фактические температуры выше солярных, т.е. эти пояса Земли получают дополнительное тепло. Оно поступает из низких широт с океаническими (водными) и тропосферными воздушными массами в процессе их планетарной циркуляции.

Таким образом, распределение солнечного тепла, как и его усвоение, происходит не в одной системе – атмосфере, а в системе более высокого структурного уровня – атмосфере и гидросфере.

Анализ распределения тепла в гидросфере и атмосфере позволяет сделать следующие обобщающие выводы:

1. Южное полушарие холоднее северного, т. к. туда меньше поступает адвективного тепла из жаркого пояса.

2. Солнечное тепло расходуется главным образом над океанами на испарение. Вместе с паром оно перераспределяется как между зонами, так и внутри каждой зоны, между материками и океанами.

3. Из тропических широт тепло с пассатной циркуляцией и тропическими течениями поступает в экваториальные. Тропики теряют до 60 ккал/см^2 в год, а на экваторе приход тепла от конденсации составляет 100 и более ккал/см^2 в год.

4. Северный умеренный пояс от теплых океанских течений, идущих из экваториальных широт (Гольфстрим, Куровиво), получает на океанах до 20 и более ккал/см^2 в год.

5. Западным переносом с океанов тепло переносится на материки, где умеренный климат формируется не до широты 50° , а намного севернее полярного круга.

6. В южном полушарии тропическое тепло получают только Аргентина и Чили; в Южном океане циркулируют холодные воды Антарктического течения.

В январе огромная область положительных температурных аномалий формируется в Северной Атлантике. Эта область простирается от тропика до 85° с.ш. и от Гренландии до линии Ямал-Черное море. Максимального превышения фактические температуры над среднеширотными достигают в Норвежском море (до 26°C). Благодаря тропическому теплу, Британские острова и Норвегия теплее на 16°C , Франция и Балтийское море – на 12°C .

В Восточной Сибири в январе образуется столь же большая и ярко выраженная область отрицательных температурных аномалий с центром в Северо-Восточной Сибири. Здесь аномалия достигает -24°C .

В северной части Тихого океана также находится область положительных аномалий (до 13°C), а в Канаде – отрицательных (до -15°C).

Распределение тепла по земной поверхности на географических картах изображается при помощи *изотерм*. Существуют карты изотерм года и каждого месяца. Эти карты достаточно объективно иллюстрируют тепловой режим той или иной местности.

Тепло на земной поверхности распределено зонально-регионально:

1. Средняя многолетняя самая высокая температура ($+27^\circ\text{C}$) наблюдается не на экваторе, а на 10° с.ш. Эта наиболее теплая параллель называется *термическим экватором*.

2. В июле термический экватор смещается на северный тропик. Средняя температура на этой параллели равна $+28,2^\circ\text{C}$, а в самых жарких районах (Сахара, Калифорния, Гар) она достигает $+36^\circ\text{C}$.

3. В январе термический экватор сдвигается в южное полушарие, но не так значительно, как в июле в северное. Самой теплой параллелью ($+26,7^{\circ}\text{C}$) в среднем оказывается 5° ю.ш. Однако самые жаркие районы находятся еще южнее, т.е. на материках Африки и Австралии ($+30^{\circ}\text{C}$ и $+32^{\circ}\text{C}$).

4. Температурный градиент направлен к полюсам, т.е. температура к полюсам понижается; причем в южном полушарии более существенно, чем в Северном. Разница между экватором и Северным полюсом составляет летом 27°C , зимой 67°C , а между экватором и Южным полюсом летом 40°C , зимой 74°C .

5. Падение температуры от экватора к полюсам неравномерное. В тропических широтах оно происходит очень медленно: на 1° широты летом $0,06 - 0,09^{\circ}\text{C}$, зимой - $0,2 - 0,3^{\circ}\text{C}$. Вся тропическая зона в температурном отношении оказывается весьма однородной.

6. В северном умеренном поясе ход январских изотерм очень сложен. Анализ изотерм выявляет следующие закономерности:

- в Атлантическом и Тихом океанах значительна адвекция тепла, связанная с циркуляцией атмосферы и гидросферы;

- примыкающая к океанам суша – Западная Европа и Северо-Западная Америка – имеют высокую температуру (на побережье Норвегии 0°C);

- огромный массив суши Азии сильно выхоложен, на нем замкнутые изотермы очерчивают очень холодную область в Восточной Сибири, до -48°C .

- изотермы в Евразии идут не с Запада на Восток, а с северо-запада на юго-восток, показывая, что температуры падают в направлении от океана вглубь материка; через Новосибирск проходит та же изотерма, что и по Новой Земле (-18°C). На Аральском море также холодно, как и на Шпицбергене (-14°C). Подобная картина, но несколько в ослабленном виде, наблюдается и в Северной Америке;

7. Июльские изотермы идут достаточно прямолинейно, т.к. температура на суше определяется солнечной инсоляцией, а перенос тепла по океану (*Гольфстрим*) летом на температуру суши заметно не влияет, ибо она нагрета Солнцем. В тропических широтах заметно влияние холодных океанских течений, идущих вдоль западных берегов материков (*Калифорнийское, Перуанское, Канарское* и др.), которые охлаждают прилегающую к ним сушу и вызывают отклонение изотерм в сторону экватора.

8. В распределении тепла по земному шару отчетливо выражены следующие две закономерности: 1) зональность, обусловленная фигурой Земли; 2) секторность, обусловленная особенностями усвоения солнечного тепла океанами и материками.

9. Средняя температура воздуха на уровне 2 м для всей Земли составляет около $+14^{\circ}\text{C}$, январская $+12^{\circ}\text{C}$, июльская $+16^{\circ}\text{C}$. Южное полушарие в годовом выводе холоднее северного. Средняя температура воздуха в северном полушарии составляет $+15,2^{\circ}\text{C}$, в южном – $+13,3^{\circ}\text{C}$. Средняя температура

воздуха для всей Земли примерно совпадает с температурой, наблюдающейся около 40° с.ш. (+14°C).

Тепловые пояса. Основная закономерность в распределении тепла по земной поверхности – зональность – позволяет выделить тепловые (температурные) пояса. Тепловые пояса не совпадают с поясами освещения, образующимися по астрономическим законам, т.к. тепловой режим зависит не только от освещения, но и от ряда других факторов.

По обе стороны от экватора, приблизительно до 30° с.ш. и ю.ш., находится жаркий пояс, ограниченный годовой изотермой +20°C.

В средних широтах находятся умеренные температурные пояса. Они ограничены изотермами +10°C самого теплого месяца. С этими изотермами совпадает граница распространения древесных растений (наименьшие средние температуры, при которых вызревают семена деревьев составляют +10°C; при меньшей месячной сумме температур леса не возобновляются).

В субполярных широтах простираются холодные пояса, полярными границами которых являются изотермы 0°C самого теплого месяца. Они в общих чертах совпадают с зонами тундр.

Вокруг полюсов находятся пояса вечного мороза, в которых температура любого месяца ниже 0°C. Здесь лежат вечные снега и льды.

Жаркий пояс, несмотря на свою большую площадь, в тепловом отношении довольно однороден. Средняя температура года изменяется от +26°C на экваторе до +20°C на тропических пределах. Годовые и суточные амплитуды незначительны. Сравнительно однородны в термическом отношении холодные пояса и пояса вечного мороза в силу небольших пределов. Умеренные пояса, охватывающие широты от субтропических до субполярных, термически весьма неоднородны. Здесь годовая температура на одних широтах достигает +20°C, а на других даже температура самого теплого месяца не превышает +10°C. Выявляется хорошо выраженная дифференциация умеренных поясов. Северный умеренный пояс в связи с его континентальностью (материковостью) дифференцируется и в долготном направлении: в годовом ходе температур здесь ясно сказываются приморское и внутриматериковое положение.

В умеренных поясах в самом первом приближении выделяются 1) субтропические широты, термический режим которых обеспечивает произрастание субтропической растительности, 2) умеренно-теплые широты, где тепло обеспечивает существование широколиственных лесов и степей, 3) бореальные широты с суммой тепла, достаточной только для распространения хвойных лесов и мелколиственных деревьев.

При общем сходстве температурных поясов обоих полушарий ясно выступает тепловая диссиметрия Земли относительно экватора. Термический экватор смещен к северу относительно географического экватора. Северное полушарие теплее южного. В южном полушарии ход температуры океанический, в северном – материковый. Арктика теплее Антарктики.

Морской и континентальный ход температуры. Секторные различия теплового режима нижней тропосферы проявляются в степени океаничности

или континентальности климата. Наиболее ярко эта черта климата проявляется в годовой амплитуде температур, т. е. в разнице между наиболее теплым и холодным месяцами.

Величина годовой амплитуды определяется следующими тремя факторами:

- 1) широтными различиями в интенсивности солнечной радиации в зимнюю и летнюю части года;
- 2) соотношением площадей материка и океана в данном широтном поясе;
- 3) затратами тепла на испарение, зависящими от влажности климата.

Наибольшие годовые амплитуды от 23°C до 32°C свойственны среднему поясу наибольшей площади континентов, в котором различное нагревание и охлаждение материков и океанов, образование положительных и отрицательных температурных аномалий обуславливает различный ход температуры на океане и в глубине континентов.

Рассмотрим ход годовой амплитуды температур в условиях морского, переходного и континентального климатов умеренного пояса.

В качестве границы между морским и континентальным климатами средних широт можно принять годовую амплитуду 25°C . Если годовая амплитуда меньше 25°C , то климат морской, если больше, то материковый. Между морским и материковым типами климата находится широкая меридиональная полоса переходного климата с разницей температур крайних месяцев около 23°C . Она проходит через Карелию, Беларусь, Западную Украину.

Годовая амплитуда температур в континентальных климатах нарастает за счет зимних холодов: в приморских странах зима теплая, в материковых морозная. Летние месяцы внутри материков жаркие, а на берегах океанов теплые. Однако летом эта разница не так значительна, как зимой.

Отличительной чертой морского климата является смещение самого теплого времени года с июля на август, а самого холодного - с января на февраль.

Различие между морским и материковым климатами заключается и в продолжительности переходных периодов: весна и осень в морских странах продолжительные – до двух месяцев, а в континентальных – до двух недель.

Показателями континентальности или океаничности климата служит и суточная амплитуда температур. Внутри материков днем жарко, ночью холодно, на берегах морей днем тепло, ночью умеренно прохладно.

Годовая амплитуда температур на всей Земле равна в среднем 10°C : в северном полушарии она составляет $13,8^{\circ}\text{C}$, а в южном – $6,2^{\circ}\text{C}$.

Наибольшая на Земле годовая амплитуда зафиксирована в Восточной Сибири. Абсолютный максимум и минимум в Верхоянске, например, составляют $+34^{\circ}\text{C}$ и -68°C ; в Оймяконе $+31^{\circ}$ и -71°C . Следовательно, амплитуда абсолютных температур составляет 102°C , что является мировым рекордом.

Численные показатели континентальности климата. Современные данные о роли испарения и скрытой теплоты парообразования в нагревании

атмосферы дают основания по-новому подойти к характеристике морского и континентального климата. Физическая сущность континентальности заключается в том, что территория с таким климатом получает мало тепла от фазового перехода пара в воду, а с морским – много. Соответственно, в сухом воздухе велико летнее и дневное нагревание турбулентным теплообменом, а зимой и ночью весьма значительно излучение.

Основной показатель континентальности климата может быть выведен из формулы теплового баланса. Есть основания утверждать, что индекс континентальности обратно пропорционален затрате тепла на испарение.

На океанах на испарение затрачивается в среднем 100 ккал/см^2 в год. Это можно принять за 100% океаничности или за 0% континентальности климата. В Восточной Сибири, Центральной Австралии и Сахаре на испарение расходуется только 10 ккал/см^2 в год. Континентальность такого климата можно выразить так: 100 ккал на океанах минус 10 ккал на данной территории равно 90 ($100 \text{ ккал} - 10 \text{ ккал} = 90 \text{ ккал}$). Это число принимается за 90% континентальности. Климата с континентальностью 100% на Земле нет. Такой показатель означал бы, что территория находится вне влияния океана и выпала из планетарного влагооборота.

В Амазонии на испарение расходуется 80 ккал/см^2 в год, или континентальность этого региона составляет примерно 20%. У побережья Западной Европы соответственно 60 ккал/см^2 в год (континентальность 40%). В Западной Европе, Северной Америке, на Дальнем Востоке, в Индокитае, в Центральной Америке и Центральной Африке – 40 ккал/см^2 в год (континентальность 60%).

В тропическом поясе континентальность выражается также в отрицательном водном балансе, в большой суточной амплитуде температур и сопутствующих этому явлениях.

6. БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ И ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОЗДУХА В ТРОПОСФЕРЕ

1. Понятие об атмосферном давлении и барическом поле.
2. Географические типы воздушных масс. Атмосферные фронты
3. Зонально-региональное распределение атмосферного давления на уровне моря. Формирование климатических поясов земного шара.
4. Общая циркуляция атмосферы.

1. Понятие об атмосферном давлении и барическом поле

Понятие об атмосферном давлении. Движение молекул воздуха и его собственная масса создают атмосферное давление. При спокойном состоянии воздуха величина атмосферного давления на единицу площади соответствует массе находящегося над ней воздушного столба.

Известно, что сила тяжести изменяется с широтой, а величина воздушного столба зависит от высоты над уровнем моря и от температуры. В этой связи за нормальное принято атмосферное давление над уровнем моря под широтой 45° при температуре воздуха 0°C . В данном случае масса воздуха уравнивается ртутным столбом высотой в 760 мм. Установлено, что атмосфера на 1 см^2 земной поверхности давит с силой 1 кг 33 г.

Давление в 1 000 000 дин (система СГС) называется баром. Тысячная доля бара называется миллибаром.

1 мб равен 0, 75 мм. рт. ст.

1 мм рт. ст. равен 1, 33 мб.

На метеорологических станциях атмосферное давление измеряют барометрами со шкалой в миллибарах. В этих же единицах строятся метеорологические климатические карты.

Известно, что чем выше над земной поверхностью лежит данная точка, тем меньше находящийся над ней столб воздуха, а, следовательно, и атмосферное давление. Так как воздух сжимаем, то давление с высотой падает не линейно, а в геометрической прогрессии, т. е. в нижних слоях быстрее, чем в верхних. Изменение давления с высотой выражается барической ступенью.

Барическая ступень – это расстояние по вертикали в метрах, на которое атмосферное давление уменьшается вверх или увеличивается вниз на 1 мм, или на 1 мб.

На одной и той же высоте размер барической ступени зависит от температуры: она больше в теплом воздухе и меньше в холодном.

Наблюдения за изменением атмосферного давления ведут метеостанции. Так как они лежат на разной абсолютной высоте в различных точках земного шара, то сравнение полученных на них величин возможно только после приведения показателей барометров к одному уровню – уровню моря, реже – к уровню земной поверхности.

Барическое поле. Давление атмосферы на земную поверхность и его распределение в пространстве и изменение во времени называется барическим полем. Оно непрерывно изменяется во времени и неравномерно распределяется по географическим зонам и регионам. На земном шаре имеются области преобладания высокого давления и есть регионы, характеризующиеся постоянно низким давлением.

Области высокого и низкого давления, на которые расчленено барическое поле, называются барическими системами. Для характеристики барического поля используются карты изобар и барической топографии.

Распределение давления у земной поверхности показывается изобарами – линиями равных давлений. Чаще всего карты изобар строятся на избранный час. В климатологии пользуются обычно средними многолетними

показателями для июля и января. Значительно реже прибегают к картам изобар других месяцев.

Области низкого давления обрисовываются системой замкнутых овальных изобар с наименьшими отметками в центре. Они называются барическими минимумами или реже, депрессиями. На карте изобар января видны обширные барические минимумы: один в северной части Атлантического океана с центром в Исландии – *Исландский минимум*, второй в северной части Тихого океана около Алеутских островов – *Алеутский минимум*. В течение всего года в Южном океане располагается *Антарктический пояс низкого давления*.

Полоса низкого давления, уходящая в сторону от барического минимума, называется ложбиной. Исландский минимум образует ложбину в сторону Шпицбергена.

Подвижные барические минимумы называются циклонами. Степень падения атмосферного давления в центре циклона и минимума вообще обозначается термином «глубина циклона», или «глубина депрессии». Обычно давление в циклонах падает до 980-970 мб, в наиболее глубоких циклонах – до 925 мб, а в тропических тайфунах – даже до 900 мб.

Области высокого давления называются барическими максимумами или антициклонами. Они изображаются также замкнутыми изобарами, в центре которых давление максимальное. В центре антициклонов давление может достигать 1 087,8 мб (*Среднесибирское плоскогорье, озеро Агата, 1968 г.*). Полоса высокого, или повышенного, давления, отходящая от барического максимума, называется отрогом, а очень узкая и длинная полоса – осью высокого давления.

На картах изобар и июля, и января отчетливо обрисовываются два ряда тропических барических максимумов: у северного тропика располагаются *Азорский максимум* (в Атлантическом океане) и *Гавайский максимум* (в Тихом океане). У Южного тропика находятся *Южно-Атлантический, Южно-Тихоокеанский и Южно-Индийский максимумы*.

Азорский максимум во все сезоны года дает отрог в сторону Средиземного моря, а зимой соединяется с Сибирским максимумом, или антициклоном.

Распределение давления в одной плоскости – на уровне моря – еще не вскрывает условий динамики воздушных масс, поскольку они захватывают и верхние слои атмосферы. Необходима также характеристика давления воздуха на всех высотных уровнях, во всей толще тропосферы и нижней стратосферы. Для этого используют изобарические поверхности.

Изобарические поверхности – это поверхности равного давления, которые показывают распределение потенциальной энергии воздушной массы (геопотенциала), зависящей от ее положения в поле силы тяжести. Изобарические поверхности вскрывают зависимость динамики атмосферы от теплоты (температуры) воздуха.

Воздух, как известно, нагретый от Земли, поднимается вверх. Но одно только это обстоятельство не приведет к понижению давления, поскольку

общая масса воздушного столба при восходящих токах не уменьшается. Для того чтобы давление над какой-либо площадью уменьшилось, должен произойти отток части воздуха. Это происходит при изменении положения изобарических поверхностей.

Допустим, что сначала две поверхности – водная и материковая – имели одинаковую температуру и, следовательно, равное давление, например 1 013 мб. С восходом Солнца поверхность суши нагрелась сильнее, чем воды; над ней возникли восходящие токи воздуха и поднялись изобарические поверхности. Вверху над сушей плотность воздуха (давление) увеличилось. Воздух стал стекать поверху в сторону моря. С этого момента давление на суше начинает падать, а на море в связи с притоком воздуха увеличиваться. Отсюда понизу воздух потечет на сушу, стремясь выровнять нарушенное теплом равновесие.

Распределение атмосферного давления в трехмерной атмосфере показывается на картах барической топографии. Они так называются потому, что на них изображается рельеф (термин условный) поля давления, или барический рельеф. На картах абсолютной барической топографии (АТ) изображается высота избранной барической поверхности, например, 900, 700, 500, 300 и 200 мб над уровнем моря. Высоты измеряются в геопотенциальных метрах (ГМП). Такой метр показывает потенциальную энергию единицы массы в поле силы тяжести или работу, которую нужно затратить на подъем единицы массы воздуха на высоту 1 метр. Практически, 1 ГМП соответствует одному обычному метру. На картах барической топографии высоты показываются в десятках метров или в декаметрах.

Горизонтальный барический градиент. Ветер. Разность атмосферного давления между двумя областями как у земной поверхности, так и выше ее вызывает горизонтальное перемещение воздушных масс – ветер. С другой стороны, сила тяжести и трение о земную поверхность удерживают массы воздуха на месте. Следовательно, ветер возникает только при таком перепаде давления, который достаточно велик, чтобы преодолеть сопротивление воздуха и вызвать его горизонтальное движение. Очевидно, что разность давлений должна быть отнесена к единице расстояния. В качестве единицы расстояния раньше принимали 1⁰ меридиана, т. е. 111 км. В настоящее время для простоты расчетов условились брать 100 км.

Горизонтальным барическим градиентом называется падение давления в 1 мб на расстояние в 100 км по нормали к изобаре в сторону убывающего давления.

Скорость ветра всегда пропорциональна градиенту. Чем больше избыток воздуха на одном участке в сравнении с другим, тем сильнее его отток. На картах величина градиента выражается расстояниями между изобарами: чем ближе одна к другой, тем градиент больше и ветер сильнее.

Кроме барического градиента, на ветер действуют вращение Земли, или сила Кориолиса, центробежная сила и трение.

Вращение Земли (сила Кориолиса) отклоняет ветер в северном полушарии вправо (в южном полушарии влево) от направления градиента.

Теоретически рассчитанный ветер, на который действуют только силы градиента и Кориолиса, называется геострофическим. Он всегда дует по касательной к изобарам.

Чем сильнее ветер, тем больше его отклонение под действием вращения Земли. Отклонение нарастает с увеличением широты. Над сушей угол между направлением градиента и ветром достигает $45-50^{\circ}$, а над морем – $70-80^{\circ}$; средняя величина его равна 60° .

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. Скорость ветра обратно пропорциональна величине трения. При одном и том же барическом градиенте над морем, степными и пустынными равнинами ветер сильнее, чем над пересеченной холмистой и лесной местностью, а тем более - горной. Трение сказывается в нижнем, примерно 1000 – метровом, слое, называемом слоем трения. Выше слоя трения господствуют геострофические ветры.

Направление ветра определяется стороной горизонта, откуда он дует. Для обозначения его обычно принимается 16-лучевая роза ветров: С, ССЗ, СЗ, ЗСЗ, З, ЗЮЗ, ЮЗ, ЮЮЗ, Ю, ЮЮВ, ЮВ, ВЮВ, В, ВСВ, СВ, ССВ.

Иногда вычисляется угол (румб) между направлением ветра и меридианом, причем север (С) принимается за 0° или 360° , восток (В) – за 90° , юг (Ю) – 180° , запад (З) – 270° .

Причины и значение неоднородности барического поля Земли. Для географической оболочки важны не сами по себе барические максимумы и минимумы, а направления тех вертикальных токов воздуха, которые их создают.

Размер атмосферного давления показывает направление вертикальных движений воздуха – восходящих или нисходящих, а они, в свою очередь, либо создают условия для конденсации влаги и выпадения осадков, либо исключают эти процессы. Между влажностью воздуха и его динамикой существуют два основных типа связи: циклональный с восходящими токами и антициклональный с нисходящими.

В восходящих токах воздух адиабатически охлаждается, относительная влажность его повышается, водяной пар конденсируется, образуются облака и выпадают осадки. Следовательно, барическим минимумам свойственна дождливая погода и влажный климат. Конденсация идет постепенно и на всех высотах. При этом выделяется скрытая теплота парообразования, которая вызывает дальнейший подъем воздуха, его охлаждение и конденсацию новых порций влаги, что влечет за собой выделение новых порций скрытой теплоты. Таким образом, в восходящих токах воздуха одновременно идут четыре взаимосвязанных процесса: 1) подъем воздуха, 2) охлаждение воздуха, 3) конденсация пара и 4) выделение скрытой теплоты парообразования. Первопричиной всех этих процессов является солнечное тепло, затраченное на испарение воды.

В нисходящих токах происходит адиабатическое нагревание и понижение влажности воздуха. Облака и осадки в этих условиях образовываться не могут. Следовательно, барическим максимумам, или антициклонам, свойственна безоблачная, ясная и сухая погода и сухой климат. С поверхности океанов в областях высокого давления происходит интенсивное испарение, которому благоприятствует безоблачное небо. Влага отсюда уносится в другие места, поскольку опустившийся воздух неизбежно должен растекаться в разные стороны. Из тропических максимумов он в виде пассата идет к экватору.

Процессы усвоения атмосферой солнечного тепла, динамикой воздушных масс и влагооборота взаимно связаны и обусловлены.

Циркуляция атмосферы и неоднородность барического поля вызывается двумя неравнозначными причинами.

Первая, и основная, причина циркуляции атмосферы и неоднородности барического поля состоит в неоднородности термического поля Земли, в тепловом различии экваториальных и полярных широт. Действительно, на экваторе находится «нагреватель», а на полюсах — «холодильники». Они создают тепловую машину первого порядка.

По термической причине на не вращающейся планете установилась бы довольно простая циркуляция воздуха. На экваторе нагретый воздух поднимается, восходящие токи у земной поверхности формируют пояс низкого давления, называемый экваториальным барическим минимумом. В верхней тропосфере изобарические поверхности поднимаются и воздух оттекает в стороны полюсов. В полярных широтах холодный воздух опускается, у земной поверхности образуются области повышенного давления и воздух возвращается к экватору. Однако эта относительно простая схема в реальности очень сильно осложняется под действием вращения планеты Земля.

Термическая разница между широтами вызывает перенос воздушных масс вдоль меридианов или, как принято говорить в климатологии, *меридиональную слагающую атмосферной циркуляции*.

Сущность «тепловой машины», вызывающей циркуляцию атмосферы, заключается в том, что часть энергии солнечной радиации превращается в энергию атмосферных движений. Она пропорциональна разнице температур между экватором и полюсами.

Вторая причина циркуляции атмосферы — динамическая; она заключается во вращении планеты. Циркуляция воздуха непосредственно между экваториальными и полярными широтами невозможна, поскольку вся сфера, в которой движется воздух, вращается. Горизонтальные потоки воздуха и в верхней тропосфере, и у земной поверхности под действием вращения Земли непременно отклоняются вправо в северном полушарии и влево в южном полушарии. Так возникает зональная слагающая циркуляции атмосферы, направленная с Запада на Восток и формирующая западно-восточный (западный) перенос воздушных масс. На вращающейся планете

западно-восточный перенос выступает в качестве основного типа циркуляции атмосферы.

Сезонные возмущения термического поля Земли, обусловленные различиями в нагревании океанов и материков, вызывают колебания над ними атмосферного давления. Зимой над Евразией и Северной Америкой холоднее, чем над океанами в этих же широтах. Изобарические поверхности над поверхностью океанов выше, чем над сушей. Воздух наверху перетекает с океанов на материки. Общая масса воздушного столба над континентами увеличивается. Здесь образуются обширные зимние барические максимумы – *Сибирский максимум* с давлением до 1 040 мб и несколько меньший *Североамериканский максимум* с давлением до 1 022 мб. Над океанами масса воздушного столба уменьшается, образуются депрессии. Так создается тепловая машина второго порядка.

Летом тепловые контрасты между сушей и морем уменьшаются, минимумы и максимумы как бы рассасываются, давление выравнивается или меняется на противоположное. В Сибири, например, оно падает до 1 006 мб.

Сезонные колебания атмосферного давления над сушей и морем создают так называемый муссонный фактор.

На южных материках в январскую (летнюю для них) часть года образуются барические минимумы, оконтуренные замкнутыми изобарами.

Поочередное полугодовое нагревание северного и южного полушарий вызывает смещение всего барического поля Земли в сторону летнего полушария – в январскую часть года северного, а в июльскую – южного.

Экваториальный минимум в январскую часть года лежит южнее экватора, в июльскую он смещен к северу, достигая в Южной Азии северного тропика. Над *Ираном* и пустыней *Тар* создается Ирано-Тарский (Южноазиатский) минимум. Давление в нем падает до 994 мб.

2. Географические типы воздушных масс. Атмосферные фронты

Атмосфера неоднородна; она состоит из отдельных воздушных масс, размеры которых соизмеримы с большими частями материков и океанов. Воздушные массы в результате пребывания в определенных условиях радиации и подстилающей поверхности приобретают определенные устойчивые физические свойства – температуру, влажность, прозрачность и др.

Различают следующие основные географические типы воздушных масс и их морские и континентальные разновидности:

1. Арктический воздух (АВ). В нем выделяют:

а) континентальный воздух (КАВ), формирующийся над ледяной поверхностью Арктики, а зимой также над Таймыром, бассейном Калымы, Чукоткой и Северной Канадой. Он характеризуется низкими температурами, малым содержанием влаги и большой прозрачностью. Вторжение КАВ в умеренные широты вызывает резкие и значительные похолодания: зимой

устанавливаются сильные морозы, весной и осенью – заморозки; во всех случаях стоит ясная погода при безветренном небе и большой прозрачности воздуха; кАВ - устойчивая масса, держится долго. В южном полушарии его аналогом является антарктический воздух;

б) морской арктический воздух (мАВ) формируется в европейской Арктике, над океаном, свободным ото льда. От кАВ он отличается большим влагосодержанием и несколько более высокой температурой. Вторжение мАВ зимой на материк может вызывать кратковременное потепление.

2. Воздух умеренных широт (УВ). Выделяют следующие разновидности воздуха умеренных широт:

а) континентальный воздух умеренных широт (кУВ), который формируется над обширными поверхностями континентов в умеренных широтах. Зимой он сильно охлажден и устойчив. Зимой этот воздух приносит ясную погоду с сильными морозами; летом сильно прогревается, в нем возникают восходящие токи;

б) морской воздух умеренных широт (мУВ) формируется над океанами в средних широтах; западными ветрами и циклонами он переносится на материки; характеризуется большой влажностью и умеренной температурой, зимой несет оттепели, летом – прохладную и всегда пасмурную погоду.

3. Тропический воздух (ТВ). Выделяют следующие разновидности тропического воздуха:

а) континентальный тропический воздух (кТВ), формирующийся над материками тропических широт и в тропических барических максимумах – над Сахарой, Аравией, пустыней Гат, а летом и в субполярных и даже на юге умеренных широт – на юге Европы, в Средней Азии и Казахстане, в Монголии и Северном Китае; характеризуется высокой температурой, сухостью, запыленностью;

б) морской тропический воздух (мТВ) образуется над тропическими экваториями – в Азорском и Гавайском максимумах; характеризуется высокой температурой и высоким влагосодержанием, но низкой относительной влажностью.

Тропический воздух проникает как в умеренные широты, так и к экватору (в пассатах).

4. Экваториальный воздух (ЭВ) образуется в экваториальной зоне. Характеризуется высокой температурой и большой влажностью. Эти свойства он сохраняет и над сушей, и над морем, поэтому на морскую и континентальную разновидности не делится.

Атмосферные фронты. Одни воздушные массы от других отделяются атмосферными фронтами. **Атмосферные фронты** – это пограничные слои (поверхности), разделяющие соседние массы воздуха с различными физическими свойствами. Ширина переходного слоя достигает несколько десятков километров. Пересечение его с земной поверхностью образует так называемую **фронтальную зону**, длина которой измеряется тысячами километров. В метеорологии при расчетах часто пренебрегают шириной переходного слоя и рассматривают его как фронтальную поверхность.

Пересечение фронтальной поверхности с земной поверхностью образует линию фронта. Все перечисленные понятия объединяются выражением «атмосферный фронт (АФ)».

Так как фронт (Ф) разделяет две воздушные массы с разной температурой и, следовательно, с разными направлениями движения, то он всегда наклонен к плоскости горизонта в сторону холодного воздуха. Тяжелая холодная воздушная масса прижимается к Земле и растекается, подрезая теплую, а теплая масса поднимается по склону холодного. Наклон фронтальной поверхности в среднем составляет около 1:100, т. е. примерно 100 м на 1 км. На фронтах, таким образом, воздушные массы располагаются не только рядом, но и одна над другой и при этом движутся. Перемещение теплого воздуха над клином холодного одновременно в сторону и вверх получило название восходящего скольжения. В том месте у земли, где начинается подъем воздуха, образуется барический минимум. Вверх фронт простирается до 15 км, захватывая всю тропосферу.

В восходящих токах влажного воздуха происходит адиабатическое охлаждение, конденсация пара, образование облаков и выпадение осадков. Полоса фронтальной облачной системы может достигать 800 км. Причем формы облаков всегда располагаются последовательно: перистые облака, перисто-слоистые облака, высокостроистые облака и слоисто-дождевые облака.

Планетарные фронтальные зоны разделяют основные типы воздушных масс тропосферы и опоясывают все северное и южное полушария.

Между арктическим (антарктическим) воздухом и умеренным воздухом проходит арктический (антарктический) фронт, располагающийся в среднем около 65° с.ш. (65° ю.ш.).

В средних широтах между умеренными и тропическими воздушными массами проходят умеренные фронты северного и южного полушарий. Летом они смещаются к 50°, зимой к 30° с.ш.

Между умеренным и тропическим воздухом находится тропический фронт.

В экваториальных широтах при соприкосновении экваториальных воздушных масс с тропическими образуется не фронт, поскольку эти воздушные массы одинаковы, а полоса конвергенции или сходимости.

Так как фронтальная зона умеренных широт разделяет две воздушные массы с разными физическими свойствами, в т. ч. и тепловыми, то она распадается на две части, из которых одна называется теплым фронтом, а другая - холодным фронтом.

Теплым называется тот фронт, к которому подходит теплый воздух, а холодной, соответственно, отступает. Характер погоды здесь определяется восходящим скольжением теплого воздуха.

Холодным называется тот фронт, на который по земной поверхности, не поднимаясь, поступает холодная воздушная масса, а теплая, оттесняемая вверх клином холодного воздуха, поднимается отдельными порывами.

Борьбой холодного воздуха с теплым определяется характер погоды этого фронта.

Фронт не просто разделяет воздушные массы, а представляет собой плоскость их борьбы: холодный воздух наступает на теплый и подрезает его снизу; теплый же вынужден подниматься: на теплом фронте равномерно, на холодном шквалами.

Взаимодействие воздушных масс, различных по температуре, влажности, плотности и кинетической энергии воздушных течений, неизбежно вызывает изгибы фронта. Все разнообразные движения упорядочиваются кинетической энергией вращения Земли и приобретают вид циклонов и антициклонов. В силу этого фронты фактически превращаются в совокупность фронтов циклонов. Борьба воздушных масс вызывает почти непрерывное перемещение фронтов.

3. Зонально-региональное распределение атмосферного давления на уровне моря. Формирование климатических поясов земного шара

Зонально-региональное распределение атмосферного давления. У земной поверхности единое барическое поле дифференцируется на пояса и регионы.

В экваториальном поясе (около 10° с.ш. – 10° ю.ш.) в течение всего года существует низкое давление – экваториальная депрессия (1 000 – 1 008 мб). Движущей силой ее формирования является скрытая теплота парообразования. Однако экваториальный минимум – это далеко не однообразная сплошная лента низкого давления. На фоне общей депрессии непрерывно возникают и исчезают области повышенного давления, хотя, конечно, по интенсивности они не сравнимы с антициклонами умеренных широт. С переменной давления связаны изменения погоды, грозы, шквалы ветров. Ветры в этой полосе случайны и кратковременны, господствует безветрие. Вся эта полоса называется *штилевой*.

При восходящей конвекции происходит конденсация пара. Влага, как принесенная на экватор из тропических поясов, так и испарившаяся на месте, выпадает обильными экваториальными дождями, которые называются зенитальными (по положению Солнца в зените).

В тропических широтах (между 35° и 20° обоих полушарий) на океанах располагаются тропические, или субтропические, барические максимумы с нисходящими воздушными токами: *Азорский* и *Гавайский* в северном полушарии, *Южно-Атлантический*, *Южно-Тихоокеанский* и *Южно-Индийский* в южном. Давление воздуха в них составляет около 1 022 – 1 026 мб. Эти области высокого давления держатся весь год.

Механизм образования тропических максимумов может быть описан в виде следующей схемы. На материках (в соответствии с их термическим режимом) барическая система меняется от зимы к лету. В летнюю часть года каждого полушария на суше давление нормальное или пониженное (в

Австралии, в Южной Африке и т.д.). В тропиках Южной Азии, например, стоит глубокий Ирано-Тарский минимум (994 мб).

В январскую часть года Азорский и Гавайский минимумы сливаются с *Сибирским* (1040 мб) и *Северо-Американским* (1022 мб), образуя над субтропическими и умеренными широтами всего северного полушария непрерывную полосу высокого давления.

В зиму южного полушария (июнь-июль-август) над материком Австралии формируется незначительный *Австралийский максимум* (1 020 мб).

В центре тропических максимумов, или антициклонов, стоит безветрие, а на периферии дуют ровные ветры во все стороны от центра. Ветры, переносящие воздух в экваториальный минимум, называются *пассатами*. Пассаты четко выражены на океанах и не всегда четко на материках. Под влиянием силы Кориолиса пассаты отклоняются вправо в северном полушарии и влево в южном полушарии, приобретают направление с востока на запад, образуя *восточный перенос*.

В умеренных широтах северного и южного полушарий находятся вторые (после экватора) минимумы атмосферного давления. Однако барическое поле всегда диссимметрично. В южном полушарии в соответствии с его океаничностью *Антарктический пояс низкого давления* (до 984 мб) описывает Землю сплошным кольцом и удерживается весь год. В северном полушарии в связи с чередованием материковых и океанских секторов барические минимумы выражены только на океанах (Исландский и Алеутский минимумы с давлением в январе около 998 мб). На материках давление сезонно меняется по термической причине.

Не трудно видеть, что, несмотря на сезонные колебания барического поля северного умеренного пояса, генеральная закономерность – образование полосы низкого давления – отчетлива: летом она опоясывает все полушарие, зимой прерывиста, на океанах выражена достаточно глубоко.

Из тропических барических максимумов воздух стекает не только в экваториальную депрессию, но и в пояса низкого давления умеренных широт, хотя и в меньшем количестве (около 25% общей их массы). Этот воздух отклоняется вправо в северном полушарии и влево в южном полушарии, он включается в западный перенос и образует характерные для умеренных широт *западные ветры*. Действию западных ветров подвержены Европа (севернее Средиземного моря), Северная Америка (к северу от Калифорнии), Южная Америка (южнее города Сантьяго).

В Арктике и Антарктике по термическим причинам атмосферное давление высокое. Холодный воздух полярных максимумов стекает в минимумы умеренных широт. Отклоняясь под действием вращения Земли, эти ветры образуют арктические *норд-осты* и антарктические *зюйд-осты*.

На арктическом и антарктическом фронтах холодные арктические (антарктические) массы воздуха встречаются со сравнительно теплыми умеренными воздушными массами. Столкновение и борьба арктических

(антарктических) и умеренных воздушных масс разрешается образованием циклонов и антициклонов.

Таким образом, атмосферное давление на Земле распределено зонально-регионально. На Земле существуют следующие барические пояса:

- 1) экваториальный минимум;
- 2) тропические максимумы;
- 3) минимумы умеренных широт;
- 4) полярные максимумы.

Каждый из поясов распадается на регионы – участки, в которых давление в отдельные сезоны года отступает от типичного для данного пояса.

Отчетливо также выражены следующие пояса ветров:

1. Экваториальный штилевой.
2. Субэкваториальный пассатный.
3. Тропический затишья.
4. Умеренный западных ветров и циклонических переменных.
5. Субарктических норд-остов и субантарктических зюйд-остов.
6. Приполюсных антициклонических ветров.

Пояса переменной циркуляции атмосферы. Наклон оси вращения Земли при ее годовом обращении обуславливает перемещение термического экватора относительно географического и, следовательно, всех циркуляционных поясов по сезонам года в соответствии с наибольшим нагреванием то северного, то южного полушарий.

В июльское полугодие экваториальный минимум смещен в северное полушарие вплоть до тропиков (до полуострова Индостан). Соответственно смещается и вся барическая система. В январское полугодие экваториальный минимум и все другие барические пояса смещаются в сторону южного полушария. В итоге в каждом полушарии сформировалось по три пояса переменной циркуляции: 1) субэкваториальные, 2) субтропические, 3) субполярные.

Поясами, или зонами, переменной циркуляции называются такие, которые, располагаясь на стыке основных поясов, одну половину года заняты воздушными массами одного пояса, в другую – другого, соседнего. В них, следовательно, два климата – полгода климат одного пояса, а полгода – другого.

Субэкваториальные пояса расположены примерно между 10 и 20⁰ обоих полушарий, на полуострове Индостан – до 30⁰ с.ш. Летом каждого полушария в субэкваториальный пояс переходит экваториальный барический минимум с его восходящими токами воздуха и обильными дождями. Это время – сезон зенитальных дождей.

В зимний период субэкваториальный пояс занят воздухом тропических барических максимумов, поэтому устанавливается сухой сезон. Субэкваториальным поясам соответствует природная зона саванн.

Субтропические пояса находятся между 30 и 40⁰ с.ш. и ю.ш. Летом они заняты тропическим воздухом, поэтому лето здесь сухое и теплое. Зимой, когда тропические максимумы смещаются в сторону экватора, в

субтропические пояса приходит воздух умеренных широт – умеренный фронт, западный перенос, циклоны. Поэтому зима здесь дождливая и прохладная.

Субарктический и субантарктический пояса, расположенные за полярными кругами (в зоне тундр), заняты зимой арктическим и антарктическим воздухом, а летом умеренным.

Центры действия атмосферы. Основными очагами формирования воздушных масс являются области высокого и низкого давления, которые играют роль центров действия атмосферы. Так они называются потому, что оказывают существенное воздействие на климат больших областей Земли. Основными центрами действия атмосферы являются: *Экваториальная депрессия, Азорский, Гавайский, Южно-Атлантический, Южно-Тихоокеанский, Южно-Индийский максимумы; Исландский, Алеутский минимумы, Азиатский зимний максимум, Северо-Американский зимний максимум, Арктическая область повышенного давления, Антарктический максимум.*

При проникновении воздушных масс из очагов своего формирования в области с иными географическими условиями они трансформируются, т. е. изменяют свои свойства, прежде всего температуру и влажность.

Тропический воздух пассатов, подходя к экватору, трансформируется в экваториальный воздух. Проникая в умеренные широты, он трансформируется в умеренный воздух.

Морской умеренный воздух, оказавшись в глубине континентов, зимой охлаждается, а летом нагревается и иссушается, превращаясь в континентальный умеренный воздух.

4. Общая циркуляция атмосферы

Общая циркуляция атмосферы – это совокупность основных движений воздуха планетарных размеров, посредством которых осуществляется обмен воздушных масс в горизонтальном и вертикальном направлениях в тропосфере и нижней стратосфере до высоты примерно 20 км (верхняя граница географической оболочки).

Большее количество момента движения в общей циркуляции атмосферы приходится на горизонтальный перенос и значительно меньше - на вертикальный. Даже в экваториальном поясе, где дуют постоянные пассаты, на вертикальную циркуляцию приходится только 14%, а 86% - на горизонтальную составляющую.

Однако роль вертикального переноса выражается не только количественными показателями. В выпадении осадков или в иссушении воздуха решающее значение имеют восходящие и нисходящие токи. С восходящими движениями воздуха связано выделение скрытой теплоты парообразования, играющей решающую роль во всем режиме тропосферы.

Общая схема циркуляции атмосферы может быть представлена в следующем виде. В каждом полушарии имеется три кольца движения воздуха:

Первое кольцо охватывает тропические широты и включает восходящие токи воздуха над экватором (барический минимум), перенос его к тропикам ветрами западно-северо-западного направления в северном полушарии и западно-юго-западного направления в южном полушарии, опускание на широтах около 30° (барические максимумы) и возвращение воздуха пассатами к экватору.

Второе кольцо находится в умеренных широтах и состоит из западных ветров, дующих из тропических барических максимумов, подъема воздуха на умеренном и арктическом фронтах и переноса его вверху, с одной стороны, в тропические широты, а с другой – к полюсам.

Третье (полярное) кольцо включает опускание воздуха близ полюсов, перенос его к Арктическому и Антарктическим максимумам и восходящие движения на фронтах.

Главная движущая сила циркуляции атмосферы заключается в подъеме теплого экваториального воздуха.

Движущие силы циркуляции атмосферы. Основной движущей силой циркуляции воздуха служит скрытая теплота испарения. Именно скрытая теплота испарения (а не турбулентный теплообмен!) вызывает восходящие токи воздуха в барических минимумах.

Самое большое количество солнечной энергии (тепла) усваивают тропические пояса океанов. Небо здесь безоблачное, напряжение солнечной радиации большое. Альbedo воды при высоком положении Солнца составляет всего 2-8%. В этих условиях с поверхности океанов испаряется огромное количество воды.

В тропических поясах океанов образуется первый импульс циркуляции атмосферы. Из тропиков около $\frac{3}{4}$ водяного пара переносится пассатами к экватору, а $\frac{1}{4}$ в умеренные широты.

Воздушные массы пассатов северного и южного полушарий сходятся на экваторе в зоне конвергенции – сходимости, где воздух нагревается теплотой фазового перехода пара в воду при конденсации. Этот процесс протекает по принципу «цепной реакции»: по мере поднятия воздух охлаждается, пар конденсируется, выделяется теплота, которая дает толчок к подъему на следующую высоту. Затем опять происходит некоторое охлаждение (около $0,6^{\circ}\text{C}$ на 100 м высоты) и т.д. вплоть до верхней тропосферы.

Испарение, как известно, происходит повсеместно. Однако оно особенно интенсивно в низких экваториальных и тропических широтах. В умеренные пояса поступает около 25% воздушных масс тропического пояса, а с ними – и солнечной энергии, усвоенной океанами в тропиках. *Гольфстрим и Куросиво* – это не только теплые течения в океанах, но и пути переноса теплого воздуха, насыщенного влагой. На огромной площади океанов и влажной суши умеренных поясов происходит испарение, дающее атмосфере теплоту фазового перехода при конденсации пара.

В умеренных широтах теплые воздушные массы встречаются с холодными, идущими от Арктики и Антарктики. При их встрече образуются фронты, возникает циклоническая циркуляция воздуха, решающим фактором которой является скрытая теплота парообразования. Следовательно, движущая сила циркуляции атмосферы – скрытая теплота парообразования – работает в трех влажных зонах земли – экваториальной и двух умеренных. Одновременное приложение силы в трех поясах способно привести в движение всю систему «атмосфера-гидросфера».

Западный перенос. Благодаря зональному распределению тепла, барический градиент в большей части тропосферы направлен по меридианам от экватора к полюсам. На вращающейся планете основная масса тропосферного воздуха переносится с запада на восток. Это – западный перенос воздушных масс. Он включает в умеренных широтах всю тропосферу, начиная от земной поверхности; в полярных широтах – верхнюю тропосферу, начиная от нижнего слоя норд-остов и зюйд-остов.

Пассатная циркуляция. В низких широтах циркуляция воздуха обусловлена существованием экваториального минимума и тропических барических максимумов. Межширотные градиенты температур в жарком поясе невелики, поэтому и атмосферная циркуляция не так интенсивна, как в средних широтах.

Пассаты – это ветры довольно устойчивого направления с ССЗ на ЮЮВ в северном полушарии и с ЮЮЗ на ССВ в южном полушарии, дующие из тропических барических максимумов в экваториальный минимум.

Пассатная полоса не является сплошной. Во времени пассаты не столь постоянны, как считалось раньше. Пассаты отчетливо выражены над океанами, но над сушей они прослеживаются не всегда достаточно отчетливо. Определенные перерывы вызываются ослаблением субтропических антициклонов.

Полярная циркуляция. В Арктике и Антарктике по термическим причинам образуются крупные барические максимумы. Разница между ними обусловлена характером подстилающих поверхностей – океана в Арктике и материка в Антарктике. В Арктику (особенно в западную!) с атлантическими водами проникает дополнительное тепло. Поэтому здесь часто возникают циклоны. В Антарктике адвекции тепла не наблюдается; антициклон устойчив.

Норд-осты Арктики не постоянны. Более того, на берегах Евразии и Америки выражена муссонная тенденция, указывающая на то, что над Северным Ледовитым океаном зимой давление ниже, чем над материками.

Зюйд-осты Антарктики, осуществляющие сток холодного воздуха с материка, устойчивы и очень сильны. Здесь находится «*полюс ветров*».

Выше слоя восточных ветров атмосфера подвержена западному переносу.

Таким образом, на Земле, кроме основного (западного) переноса, есть и восточный перенос – движение воздуха с Востока на Запад. Он представлен

пассатами тропических широт и ветрами полярных областей в нижней тропосфере.

Цикло-антициклоническая циркуляция. В средних широтах наряду с западным переносом осуществляется циклоническая и антициклоническая циркуляция атмосферы. Она порождается действием не локальных центров, а всего термобарического поля Земли. Для внетропических широт решающим в данном случае оказывается наличие зон резких контрастов температур, приуроченных к Арктическому и Антарктическому фронтам. В них температура падает на 10-15⁰С и больше на 1 000 км. Резкий температурный градиент вызван сближением холодного арктического воздуха и относительно теплого умеренного воздуха. Он поддерживается также теплыми (*Гольфстрим и Курокиво*) и холодными (*Лабрадорское и Ойясио*) океанскими течениями.

Взаимодействие холодного и теплого воздуха приводит к образованию огромных атмосферных вихрей – циклонов и антициклонов.

Циклон – это мощный, диаметром до 3 000 м и более, атмосферный вихрь с пониженным давлением (минимум в центре), с движением его вокруг центра против хода (в южном полушарии по ходу) часовой стрелки с ветреной, сырой, облачной и дождливой погодой.

Антициклон – это область повышенного атмосферного давления (максимум в центре) диаметром в несколько тысяч километров с нисходящими воздушными токами, слабыми ветрами на периферии, с сухой ясной погодой, летом жаркой, а зимой холодной.

Большинство циклонов зарождается в следующих трех областях земного шара:

- 1) на арктическом фронте Северной Атлантики близ восточных берегов Северной Америки и у Исландии;
- 2) на арктическом фронте в северной части Тихого океана близ восточных берегов Азии и у Алеутских островов;
- 3) на Антарктическом фронте в Южном океане.

Реже, преимущественно зимой, циклоны возникают на умеренном фронте над океанами и еще реже над материками.

В высоту циклоны простираются до тропопаузы, а иногда и выше, до 20 км. Циклонические вихри довольно плоские; их высота в 100-150 раз меньше диаметра. Это вполне согласуется с наклоном, шириной и протяженностью атмосферных фронтов. Скорость восходящих движений в среднем составляет 1-3 м/мин, тогда как скорость ветров достигает величины 500-1000 м/мин. Распределение тепла, влаги, давления и ветра в циклоне диссимметрично.

Циклоны, зародившиеся на севере Атлантического океана, движутся в Западную Европу. Наиболее часто они проходят через Великобританию, Балтийское море, Санкт-Петербург и далее на Урал.

Северо-Тихоокеанские циклоны идут в Северо-Западную Америку, а также в Северо-Восточную Азию.

В южном полушарии полоса циклонов совпадает с направлением общего переноса воздуха в средней и верхней тропосфере – с западным переносом. В Восточной Азии на пути циклонов встречаются муссоны.

Скорость движения циклонов в среднем составляет 30-40 км/час или 700-900 км/сутки. Цикл развития циклона продолжается от 4 до 7 дней. За это время циклон проходит следующие три стадии:

1) *зарождение*, когда циклоническим движением захватывается воздух только нижней тропосферы;

2) *наибольшее углубление*, когда благодаря выделению скрытой теплоты парообразования и адвекции холодных масс, циклон захватывает всю тропосферу на значительной площади;

3) *окклюзия*, когда прекращается приток теплого воздуха и циклон затухает.

Циклоны – это не эпизодическое явление, а преобладающая в умеренных широтах синоптическая циркуляция. В Северной Атлантике, например, в течение года бывает до 1 000 циклонов. В целом же на Земле бывает до 15 000 циклонов и 7 000 антициклонов в год.

Тропические циклоны-тайфуны. Тропические циклоны возникают во внетропической зоне конвергенции. Диаметр их составляет десятки, реже несколько сотен километров. Однако в них чрезвычайно велики барометрические градиенты, поэтому ветры достигают 300 и даже 400 км/час и производят катастрофические разрушения. В Восточной Азии они называются *тайфунами*, в Центральной Америке *хурраганес*. В службе погоды мира каждый такой разрушительный циклон получает женское собственное имя: например, «Нэнси», «Жанет» и т.д. Тропические циклоны зарождаются в местах резкого перепада температур, вызванного выделением скрытой теплоты парообразования.

Муссонная циркуляция и муссонная тенденция. Муссонами называются достаточно устойчивые атмосферные течения в нижних слоях тропосферы над большими площадями земного шара, преобладающие направления которых меняются по сезонам года на противоположное или близкое к противоположному.

Муссоны не следует отождествлять с обычными ветрами. Муссоны – это всегда перенос больших масс воздуха в крупных географических областях. Ветры при этом могут быть либо переменными, либо весьма слабыми.

Муссоны весьма разнообразны. В географии различают следующие типы муссонов:

- а) муссоны тропические, или субэкваториальные;
- б) муссоны внетропические, или умеренных широт;
- в) муссонная тенденция, свойственная субполярным широтам.

Тропические муссоны свойственны пассатному поясу, но выражены в разных местах по-разному. Наиболее ярко и устойчива муссонная циркуляция в тропических и субэкваториальных широтах материкового азиатско-африканского сектора – над Индостаном, Индокитаем, субэкваториальной Африкой и частично Северной Австралией. Слабо

выражены муссоны в Америке и почти не проявляются над центральными акваториями Тихого и Атлантического океанов.

Начальной причиной образования тропических муссонов является сезонное перемещение тропических барических максимумов и экваториального минимума, т. е. поочередное нагревание северного и южного полушарий. Покажем это на примере муссонов Индостана.

В январскую часть года над Южной Азией располагается барический максимум, из которого воздух перемещается в экваториальную депрессию в направлении с востока на запад. Зимний муссон, следовательно, по направлению и генезису совпадает с пассатом северного полушария и является звеном восточного переноса воздушных масс. Из барического максимума поступает сухой и теплый воздух, который всегда несет сухую и ясную погоду.

Летом муссон дует с запада на восток. В Индостан он приходит с океана. В июльскую часть года над Южной Азией образуется Ирано-Тарский минимум. Ученые предполагают, что летний муссон не что иное, как пассат южного направления, перешедший географический экватор и втягиваемый в Ирано-Тарский минимум, куда летом смещается экваториальная депрессия. Летний муссон несет влажный и жаркий экваториальный воздух, а также экваториальные дожди большой плотности.

Однако муссонную циркуляцию нельзя считать только пассатной, механически наложенной на субэкваториальные широты.

Муссонная циркуляция во внетропических широтах – результат взаимодействия между материками и океанами (следствие работы «тепловой машины второго рода»). Материковый ряд северного полушария вызывает сезонные возмущения термического и барического поля, резко нарушая его структуру. Как летом, так и зимой изобары оконтуривают северные материки: в январе максимум, в июле минимум. Однако сезонная смена термобарических условий над сушей – это только еще возможность проявления муссонной циркуляции. В реальности она далеко не везде претворяется в действительность. Внетропические муссоны никогда не переходят в тропические.

В субполярных широтах Евразии, в зоне тундр сезонная смена ветров напоминает муссонную: зимой они дуют с материка в Северный Ледовитый океан, а летом с океана на материк. Однако эти ветры не являются типичными муссонами, т. к. не дают соответствующего муссонам климатического эффекта. Такая циркуляция называется муссонной тенденцией.

Струйные течения. Планетарные фронтальные зоны в верхней тропосфере и в стратосфере переходят в высотные. Они в обоих полушариях окаймляют земной шар и характеризуются градиентами, гораздо большими, чем у земной поверхности.

Ветры, свойственные фронтам, с высотой усиливаются (поскольку уменьшается трение). Они достигают максимума на высотах 9-12 км и имеют форму струй, откуда и приходит их название – струйные течения.

Струйными течениями называются сильные, ураганных скоростей, узкие и длинные потоки воздуха близ границы тропосферы и стратосферы. Форма струйных течений напоминает сплюснутую трубу: длина их измеряется тысячами, ширина сотнями, а высота единицами километров. Скорости ветра обычно составляют около 200, а иногда и до 700 км/час. Направлены они в основном с запада на восток. Особенно часты и сильны они над теми географическими районами, в которых значителен термический градиент: *Западной Европой, Восточной Азией, восточной частью Северной Америки.*

Струйные течения, хотя и находятся в верхней тропосфере, заметно влияют на приземную циркуляцию: усиливают антициклоны, разрушают циклоны в любой стадии их развития, поставляют воздух тропических максимумов и тем усиливают муссоны.

Трансформация циркуляционных течений воздуха под действием рельефа. Атмосферная циркуляция реагирует не только на распределение суши и моря, но и на рельеф материков, особенно на горные сооружения. В одних случаях (в зависимости от высоты гор и мощности воздушной массы) ветры обтекают горные массивы с боков. В других – переваливаются через них. Обращенный в сторону ветра склон называется наветренным, а противоположный – подветренным. На подветренных склонах или образуются области относительного затишья – ветровая тень, или, наоборот, происходит резкое возрастание скорости падающих по склону воздушных масс. Наиболее распространенными ветрами, возникающими при трансформации атмосферной циркуляции в горах, являются фены и бора.

Фён – это теплый, иногда горячий, сухой ветер, дующий с гор со значительной силой. Обычно он продолжается меньше суток, реже до недели. Наиболее типичный фен возникает в случае, когда воздушное течение общей циркуляции атмосферы переваливает через горный хребет. При поднятии воздуха по наветренному склону он охлаждается меньше чем на 1°C на 100 м высоты, т. к. при этом выделяется скрытая теплота парообразования. При опускании по другому склону нагревание происходит уже на 1°C на 100 м падения.

Допустим, что воздушная масса с начальной температурой 10°C переваливает через хребет высотой 2 км. При поднятии воздух охлаждается на $0,5^{\circ}\text{C}$ на 100 м. У перевала его температура будет равно 0°C . При этом из него выпадает большая часть влаги. Опускающийся воздух нагревается на 1°C на каждые 100 м. У подножия его температура достигнет 20°C , а влажность при этом сильно понизится.

Иногда в природе встречается особая разновидность фена – антициклональный фен. Он образуется в том случае, если над горной страной стоит антициклон. Опускание, начавшееся в свободной атмосфере, захватывает не один, как в первом случае, а оба склона хребта. Опускание воздуха в свободной атмосфере, т. е. во всяком антициклоне, производит эффект фена.

Фен представляет собой, таким образом, не случайный и редкий местный ветер, а одну из важных черт горного климата. В горах *феновая погода* наблюдается весьма часто: например, в Кутаиси – 114 дней в году, в Инсбруке – 80 дней. Часты фены в горах Средней Азии, в Скалистых горах и др. В каждой стране этот ветер имеет свое собственное название. Ранней весной фен может вызвать быстрое таяние снега в горах и катастрофический разлив рек. Летние фены иногда приводят к гибели садов и виноградников.

Бора – штормовой и очень холодный ветер, дующий через низкие горные перевалы преимущественно в холодную часть года. В Новороссийске он называется *норд-остом*, на Апшеронском полуострове – *нордом*, на Байкале – *сармой*, в долине Роны – *мистралью*. Дует бора от одних суток до недели.

Бора образуется при больших термодинамических контрастах по обе стороны от невысоких горных хребтов. Например, *новороссийская и бакинская бора* образуются следующим образом. На Русскую равнину вплоть до Предкавказья распространяется арктический воздух. Он обтекает Кавказский хребет с востока и запада, перетекает через низкие перевалы. При приближении холодных воздушных масс к Черному морю возникает большой барический градиент, обуславливающий очень сильные ветры со скоростями 40 и даже 60 м/сек.

Новоземельская бора еще более сильная, чем новороссийская, образуется при антициклоне на Карском море и циклоне на Баренцевом море. Бора причиняет большие разрушения городам и портам.

7.ВЛАГООБОРОТ. ПОНЯТИЕ О КЛИМАТЕ

- 1.Понятие о влагообороте. Формула водного баланса.
- 2.Испарение и испаряемость.
- 3.Облака. Классификация облаков.
- 4.Погода и климат.

1. Понятие о влагообороте. Формула водного баланса

Начальным источником атмосферной влаги служит Мировой океан, с поверхности которого вода испаряется. Часть ее конденсируется в облаках и выпадает в виде осадков тут же на океане, завершая малый влагооборот. Другая часть испарившейся влаги в виде водяного пара переносится на сушу, где также конденсируется в облаках и выпадает в виде жидких или твердых осадков, просачивается в грунт, стекает в реках в океан или расходуется растениями и животными. Это звено влагооборота не замкнуто, поскольку большую часть водяного пара растения в процессе фотосинтеза разлагают на водород и кислород, а меньшую связывают, безвозвратно исключая ее из водообмена. Количественно влагооборот характеризуется водным балансом.

Водный баланс – это алгебраическая сумма всех форм прихода и расхода влаги в атмосфере, на избранной территории или на море, на материке или океане и на земной поверхности в целом.

Осадки (P), выпавшие на территорию, частично испаряются (E) в атмосфере, частично стекают (R) в океан:

$$P = E + R,$$

Другими словами, осадки равны сумме испарения и стока. Это и есть водный баланс. Приведенное уравнение было предложено А. И. Воейковым в 1884 г.

В 1932 г. Н. Высоцкий предложил уравнение, в котором испарение и сток разделены на их составные части. Суммарное испарение E состоит из непосредственного испарения E_n и транспирации T :

$$E = E_n + T.$$

Полный сток R расчленяется на поверхностный S и подземный U :

$$R = S + U.$$

В водном балансе территории участвует также запас или недостаток подземных вод в прошлые годы $\pm W$.

В настоящее время формула водного баланса имеет следующий вид:

$$P = E_n + T + S + U \pm W.$$

Полное уравнение водного баланса ограниченной территории включает (кроме уже перечисленных составляющих) конденсацию влаги на поверхности, поверхностный приток, подземный приток, изменение запасов воды в снежном покрове, в болотах, водозабор, переброску в другие системы и возвращение воды из различных хозяйственных систем. При помощи немногих компонентов полное уравнение водного баланса отражает

многообразную взаимосвязь между водой, воздухом атмосферы, почвой и растительностью.

2.Испарение и испаряемость

Испарение заключается в переходе воды из жидкой или твердой фазы в газообразную и в поступлении водяного пара в атмосферу. Испарение – это процесс энергетический. Он зависит от количества тепловой энергии, которая может быть затрачена на данной поверхности в единицу времени. Следовательно, испарение определяется уравнением теплового баланса на земной поверхности. На океанах на испарение затрачивается до 90% энергии солнечной радиации. Вторым метеорологическим условием, определяющим величину испарения, является влагоемкость воздуха, степень его сухости или влажности. Количественно величина испарения характеризуется дефицитом влажности, который зависит от температуры воздуха и силы ветра. Разумеется, испарение может происходить только при наличии воды. На суше это условие имеется далеко не везде и не всегда: аридным зонам свойствен дефицит влаги, в гумидных зонах влаги может не хватать в отдельные периоды. В связи с этим в метеорологии выработано понятие об испаряемости (Ец.) Испаряемость – это максимально возможное испарение при данных метеорологических условиях, не лимитированное запасами влаги. Термин «испаряемость» является синонимом термина «потенциально возможное испарение».

Испарение принадлежит к числу важнейших процессов географической оболочки. На него расходуется большая часть солнечного тепла. Скрытая теплота парообразования, выделяющаяся при конденсации влаги, нагревает атмосферу, и этот источник тепла для атмосферы является основным. Испарившаяся влага поступает на материка и обеспечивает их осадками. При фазовых переходах воды происходит поглощение или выделение тепла, а при циркуляции атмосферы оно перераспределяется. Один из видов испарения – транспирация - участвует в биологических процессах и образовании биологической массы.

Климатическое и, особенно, биофизическое значение испаряемости заключается в том, что она показывает иссушающую способность воздуха. Чем больше может испариться при ограниченных запасах влаги в почве, тем ярче выражена засушливость. В одних местах это приводит к появлению пустынь, в других - вызывает временные засухи, в-третьих, где испаряемость ничтожна, создаются условия переувлажнения.

В Северной Европе испарение близко к своему верхнему пределу – испаряемости - около 100 мм в год. В зоне сухих степей Юго-Востока Европы, а также в аридных областях средиземноморских субтропиков

испаряемость достигает 1200 - 1300 мм, а действительное испарение вследствие недостатка влаги составляет всего 300 мм. Дефицит влаги, т.е. разница между осадками и испаряемостью, в аридных зонах составляет примерно 600—800 мм.

Максимальная испаряемость, естественно, в пустынях, особенно в Сахаре. В центральных ее частях она превышает 4500 мм. Испарение, ограниченное ничтожным количеством осадков, не превышает 100 мм в год. Здесь на испарение расходуются не только осадки, но и подземная вода, стекающая с Атласских гор и из бассейна Центральной Африки. Разница между потенциальным (4500 мм) и фактическим (около 100 мм) испарением выражает степень сухости Сахары.

Наибольшее испарение (около 1 200 мм) происходит на заболоченных низинах Центральной Африки - в бассейне озера Чад и Верхнего Нила. Растения, обеспеченные здесь теплом и влагой, дают наибольший на Земле прирост растительной массы. В Экваториальной Африке испаряется за год слой воды в 1000 мм.

Испаряемость и испарение отражают как режим осадков, так и режим тепла. Соотношение прихода и расхода атмосферной влаги называется атмосферным увлажнением.

Влажность воздуха. Количественное содержание водяного пара, или влажность воздуха, зависит от температуры воздушной массы. В 1 кг воздуха может содержаться при температуре 27⁰С 23 г пара, при 0⁰ - 4 г, при - 33⁰С - 0,2 г. В то время как при понижении температуры воздушной массы основные газы - кислород и азот только уплотняются, молекулы их сближаются и замедляют движение, водяной пар выпадает, количество его уменьшается. Влажность воздуха характеризуется несколькими показателями.

Абсолютная влажность - это количество водяного пара в граммах, содержащегося в 1 м³ воздуха.

Абсолютная влажность повышается с ростом температуры воздуха, поскольку, чем теплее воздушная масса, тем больше она может содержать пара.

Относительная влажность – это отношение в процентах фактического насыщения к максимально возможному при данной температуре. С охлаждением воздуха абсолютная влажность падает, поскольку уменьшается его влагоемкость. Температура, при которой воздух становится насыщенным, называется точкой росы. Дальнейшее охлаждение воздуха приводит к конденсации влаги. Относительная влажность зависит, конечно, и от абсолютной влажности.

В среднем влажность воздуха, приходящего с океана, равна 80%. Если внутри материков она падает до 40%, осадки уже не образуются. Однако при подъеме воздушных масс по склонам гор температура их понижается, влажность повышается, достигает 100% и начинается конденсация.

Половина всей влаги тропосферы сосредоточена в нижнем полутропосферном слое. Большая часть второй половины не

поднимается выше 5 км. В тропосфере одновременно содержится около 15 000 км³ воды. Продолжительность пребывания воды в тропосфере составляет около 25 дней.

Конденсация и сублимация. *Конденсация* – это переход пара в капельно-жидкое состояние. *Сублимация* – переход влаги в твердое (снег, лед) состояние.

Для конденсации необходимы следующие два условия:

- 1) понижение температуры воздуха до точки росы;
- 2) наличие ядер конденсации, т.е. микроскопических тел, на которых возможно оседание пара.

Конденсация и сублимация бывают и на поверхности Земли и местных предметов и в свободной атмосфере. В первом случае образуются *роса* или *иней*. На льду, снегу или в песках пустынь оседает слой влаги, участвующий в их водном балансе. При адвекции теплого воздуха на охлажденную территорию на предметах (стенах, стволах и др.) оседает жидкий налет, а если температура ниже 0°C, твердый.

В свободной атмосфере все осадки образуются при адиабатическом охлаждении воздуха. Этот процесс определяет важнейшие свойства погоды и климата - температуру, влажность, осадки.

Адиабатическое охлаждение происходит:

во-первых, в вертикальных восходящих токах нагретого от земли воздуха (облака и осадки, образующиеся в этом случае, называются внутримассовыми);

во-вторых, при подъеме воздуха на фронтах (облачность и осадки называются *фронтальными*);

в-третьих, при движении воздуха вверх по склонам (облачность и осадки, возникающие при этом, называются *орографическими*).

Ядрами конденсации служат аэрозоли, т.е. твердые или жидкие частицы, взвешенные в воздухе. Около 30% аэрозолей образуется из морской воды (с океана в атмосферу ежегодно поднимается около 10¹⁰ т солей). Второй источник ядер конденсации – поверхность материков, которая поставляет аэрозоли как естественного, так и антропогенного происхождения.

Уровень конденсации. Адиабатически воздух охлаждается на каждые 100 м высоты примерно на 0,6°C. Влажному и холодному воздуху достаточно подняться на 100 - 300 м, чтобы температура его достигла точки росы. Сухой и теплый воздух пустыни должен подняться на 5-6 км, чтобы охладиться до такой степени, при которой начнется конденсация немногочисленной в нем влаги.

Высота, на которой в процессе подъема воздуха происходит конденсация или сублимация влаги, называется уровнем конденсации. Положение уровня конденсации зависит от температуры и влажности воздуха, от географических условий и времени года. При фронтальном подъеме больших воздушных масс уровень конденсации всегда ниже, чем во внутримассовых конвекционных токах.

Система «океан - атмосфера – материки». Все природные воды - океанские, атмосферные и внутриматериковые (реки, озера, ледники, подземные воды) - образуют единую систему, объединенную влагооборотом. Именно поэтому каждое звено влагооборота необходимо изучать только как часть целостной системы.

Океан служит важнейшим начальным источником атмосферной влаги и играет решающую роль в увлажнении материков. В системе «океан-атмосфера-материки» прослеживаются следующие взаимодействия»:

1. С поверхности полярных океанов - Северного Ледовитого и Южного - испарение незначительное, летом прибрежная суша теплее воды, условия для конденсации неблагоприятны, а зимой ледовый покров вовсе не дает влаги. Суша, прилегающая к этим океанам, получает мало осадков.

2. В умеренных поясах с западным переносом воздушных масс испарившаяся на океанах влага подхватывается западными ветрами и переносится далеко в глубь материков (Евразия) или сосредоточивается на западных склонах прибрежных горных систем (Северная Америка, Чили). Особенно благоприятны условия для конденсации влаги над территориями, омываемыми теплыми течениями (Северо-Западная Европа, Северо-Западная Америка).

3. Восточные берега материков умеренных широт (Лабрадор и Камчатка) омываются холодными течениями, испарение с поверхности которых и конденсация над которыми менее интенсивны, чем на западных берегах в тех же широтах.

4. В тропических широтах западные берега материков омываются холодными *Канарским и Калифорнийским течениями* (в северном полушарии), *Перуанским, Бенгальским и Западноавстралийским* (в южном полушарии). Над ними образуется температурная инверсия, препятствующая конденсации влаги. Кроме того, пассатами атмосферная влага уносится от берегов в океан и к экватору, а те незначительные воздушные массы, которые все-таки проникают на континент, оказываются над нагретой поверхностью и удаляются от точки росы.

5. Восточные берега в тропических широтах омываются теплыми течениями (ветви *Пассатного течения*): *Гвианским и Бразильским* у берегов Южной Америки, *Сомалийским и Мозамбикским* у берегов Африки, *Восточноавстралийским* у берегов Австралии. С поверхности теплой воды испаряется много влаги. Падение температуры с высотой благоприятно для конденсации. Пассаты несут влагу на материк.

Сравнением западных и восточных секторов материков в умеренных и жарком тепловых поясах выявляется замечательная закономерность влагооборота в системе «океан - атмосфера – материки»: западно-восточная диссимметрия.

6. Наветренные склоны гор (благодаря орографическому поднятию и адиабатическому охлаждению воздуха) оказываются влажными даже в аридных областях Средней и Центральной Азии. Именно к наветренным склонам

гор приурочено и максимальное количество осадков (*Гавайские острова, вулкан Камерун* и др.).

Туманы. Если водяной пар конденсируется в приземном слое воздуха, то образуются туманы. Охлаждение при этом происходит не в результате адиабатического процесса, а вследствие теплоизлучения или адвекции теплых или холодных воздушных масс.

Туманом называется скопление в приземном слое атмосферы мелких капель воды или кристаллов льда. Туманы всегда уменьшают прозрачность воздуха и видимость. Если видимость меньше 1 км, то это туман, если в пределах от 1 до 10 км - дымка. Замутнение, создаваемое скоплением в сухом воздухе твердых частиц (пыль, дым и др.), называется *мглой*.

По физическим причинам и географическим условиям формирования туманы разделяются на *туманы охлаждения* и *туманы испарения*.

В туманах охлаждения различаются радиационные, адвективные и склоновые туманы:

Радиационные туманы образуются в теплое время года вечером и ночью при тихой и ясной погоде над реками, озерами и низинами. После захода Солнца вода еще долгое время остается теплой и испаряется; пар поступает в уже охлажденный воздух и конденсируется.

Адвективные туманы возникают в теплой воздушной массе при продвижении ее в холодные места: например с теплого моря на относительно холодную сушу. Особенно часты адвективные туманы в прибрежных странах, например в Западной Европе.

Склоновые туманы образуются на склонах гор в результате адиабатического охлаждения воздуха при его подъеме.

В туманах испарения также выделяют несколько видов:

Морские туманы, которые бывают над льдинами (незамерзающие участками моря) в зимнее время, когда с водной поверхности пар поступает в морозный воздух.

Осенние туманы возникают над реками, озерами, низинами, когда на относительно теплую воду натекает холодный воздух с суши.

Туманы смешения образуются при горизонтальном смешении различных по температуре и влажности воздушных масс. Туманы смешения часты в местах встреч теплых и холодных течений (например, у Ньюфаундленда). К туманам смешения относятся гаруа, возникающие на побережьях тропических пустынь, омываемых холодными течениями. Эти туманы в виде мелкой, все пронизывающей водяной пыли увлажняют песчаную почву и обеспечивают влагой растения пустынь.

Городские туманы могут быть вызваны любой из указанных причин. Однако они всегда усиливаются за счет обилия ядер конденсации антропогенного происхождения. В промышленных странах и регионах, особенно Западной Европы и США, частым стал смог, т.е. удушливая смесь тумана, гари дымовых труб и выхлопных газов автомобилей.

Туманы подчиняются некоторым географическим закономерностям. В полярных широтах они бывают часто и держатся устойчиво. В Арктике

отмечается 100 дней с туманами в год. В умеренном поясе особенно часты туманы на берегах морей. На *Аляске* число туманных дней достигает 24 - 28 в месяц, на Дальнем Востоке - около 80 в год. В материковом климате туманов значительно меньше. В тропическом поясе туманы редки. Однако, как уже указывалось, их много на западных берегах, омываемых холодными течениями.

Туманы – это часто повторяющееся метеорологическое явление, неблагоприятное для авиации, транспорта и других видов деятельности людей. В настоящее время в метеорологии и экологии интенсивно разрабатывается методика их прогнозирования.

3.Облака. Классификация облаков

Конденсация и сублимация влаги в свободной атмосфере дает облака. На ядрах конденсации возникают первичные очень мелкие облачные капли. Обычно они сразу же замерзают и становятся ядрами дальнейшего роста капель. Рост капель в дальнейшем происходит как путем *конденсации*, так и *коагуляции*, т.е. их взаимного слияния. Это происходит при температуре на 10 - 15° ниже 0°С.

В современной метеорологии выделяют следующие типы облаков:

1.Перистые облака находятся на высоте выше 6 км и состоят из ледяных кристаллов и игл: белые, тонкие облака волокнистого строения, прозрачные, без собственных теней. Основные виды: нитевидные и плотные. Перистые облака имеют много разновидностей. Осадков не дают.

2.Перисто-кучевые облака располагаются на высоте выше 6 км и состоят из ледяных кристаллов и игл: белые тонкие слои или гряды в виде мелких волн и хлопьев, без собственных теней. Перисто-кучевые облака делятся на два вида: 1) волнистые и 2) кучевообразные. Осадков не дают.

3.Перисто-слоистые облака находятся на высоте выше 6 км и состоят из ледяных кристаллов. Имеют вид белой однородной тонкой пелены, иногда слегка волнистой; не размывают солнечного или лунного диска. Осадки земли не достигают.

4.Высококучевые облака располагаются на высоте 2-6 км и состоят из мельчайших капелек, часто переохлажденных: белые, иногда сероватые или синеватые в виде волн, куч, гряд, хлопьев, между которыми видны просветы голубого неба. Иногда могут сливаться. Виды высококучевых облаков: 1) волнистые и 2) кучевообразные. Осадки не выпадают.

5.Высокослоистые облака концентрируются на высоте 2-6 км и состоят из смеси снежинок и мельчайших капелек: серая или синеватая однородная пелена слегка волнистая. Солнце и Луна просвечивают как сквозь матовое стекло. Обычно закрывают все небо. Летом осадки земли не достигают, зимой дают снегопад. Виды высокослоистых облаков: 1) туманообразные и 2) волнистые.

6. Слоисто-кучевые облака располагаются на высоте 2-6 км и состоят из капелек однородных размеров: серые крупные гряды, волны, кучи или пластины; могут быть разделены просветами или сливаться в сплошной покров. От высококучевых они отличаются несколько меньшей высотой, большими размерами куч и большей плотностью. Редко выпадают слабые непродолжительные дожди. Обычно осадков не дают. Виды слоисто-кучевых облаков: 1) волнистые и 2) кучевообразные.

7. Слоистые облака располагаются ниже 2 км, внизу они могут сливаться с туманами: однообразный серый слой, сходный с туманом, иногда внизу разорван в клочья. Обычно закрывают все небо, могут быть также в виде разорванных масс. Виды слоистых облаков: 1) туманообразные, 2) волнистые, 3) разорванно-слоистые. Из слоистых облаков могут выпадать морось или редкий снег.

8. Слоисто-дождевые облака находятся на высоте ниже 2 км, внизу могут сливаться с туманом. Они состоят из крупных капель внизу и мелких вверху: темно-серый облачный слой как бы слабо освещенный изнутри. Выпадают обложные дожди или снег, иногда с перерывами.

9. Кучевые облака представляют собой облака вертикального развития и находятся в пределах нижнего и среднего ярусов до 2-3 км; состоят из капелек, система устойчивая, без осадков. Плотные высокие облака с белыми кучевыми и куполообразными вершинами и плоскими основаниями серого или синего цвета. Могут быть в виде отдельных облаков или больших скоплений. Осадки обычно не выпадают. Виды кучевых облаков: 1) плоские, 2) средние, 3) мощные. Много разновидностей - разорвано-кучевые, башеннообразные, орографические и др.

10. Кучево-дождевые (грозовые) облака располагаются на высоте до 2 км и состоят из капель внизу и кристаллов вверху: белые плотные облака с темным основанием, имеют вид огромных наковален, гор и др. Виды кучево-дождевых (грозовых) облаков: 1) лысые, 2) волосатые. Выпадают ливневые дожди, град, сопровождаемые грозами

Каждое облако представляет собой быстро изменяющееся образование. В одних его частях капельки испаряются и облако как бы «тает», в других - образуются новые облачные массы. Они могут состоять из капель воды, кристаллов льда и быть смешанными. Поэтому облака подразделяются также на 1) *водяные*, 2) *ледяные* и 3) *смешанные*. Даже наиболее мощные облачные массы содержат воды относительно немного, до 5 г/м^3 .

В зависимости от характера вертикальных движений воздуха, высоты его подъема, времени года, объема испарения и других причин облака могут быть весьма разнообразными.

По международной классификации облачность делится на ярусы:

- *нижний ярус: 2 км и ниже;*
- *средний ярус: от 2 до 6 км;*
- *верхний ярус – выше 6 км.*

Средняя годовая облачность для всей Земли оценивается в 5,4 балла, над сушей - 4,8 балла, над океанами - 5,8 балла. Самые облачные места на Земле -

северные части Атлантического и Тихого океанов, где облачность превышает 8 баллов, самые безоблачные – тропические пустыни, не более 1 - 2 баллов.

Значение облаков для географической оболочки. Из облаков выпадают осадки. Облака задерживают часть солнечной радиации и тем самым влияют на световой и тепловой режимы земной поверхности, препятствуют тепловому излучению Земли, создавая «тепличный эффект».

Образование атмосферных осадков. Атмосферными осадками называется вода во всех видах твердой и жидкой фазы, которую получает земная поверхность из атмосферы. Атмосферные осадки подразделяются на следующие две группы:

а) наземные осадки, образующиеся непосредственно на земных предметах (*иней, изморозь*);

б) осадки, выпадающие из облаков (*дождь, снег, град, крупа, ледяной дождь*).

Основную массу осадков доставляют дождь и снег. В начале облачные капли очень малы, их диаметр колеблется от 7 до 10 мкм. В 1 см³ облака содержится несколько сотен капель воды. Капли таких малых размеров упасть на землю не могут, т. к. они поддерживаются теми восходящими токами, которые обеспечили образование самого облака. Вследствие взаимного слияния - коагуляции - капли быстро растут. Если сила восходящих токов невелика (например, при спокойном скольжении по фронтальной плоскости, особенно в холодную осеннюю погоду), то даже небольшие капли преодолевают сопротивление воздуха и выпадают в виде мелких морозящих дождей.

При мощных восходящих токах в экваториальном поясе в летние дни на земную поверхность могут упасть только крупные капли. Экваториальные дожди состоят из больших капель, особенно в начале, когда надо пробить мощный восходящий поток теплого воздуха.

Осадки выпадают только из тех облаков, вертикальная мощность которых не менее 3 км, а водность не менее 1 г/м³. В этом случае идут только морозящие дожди. Интенсивные осадки выпадают из смешанных облаков, которые коллоидально неустойчивы и в которых на ледяных кристаллах быстро осаждается влага. Водность таких облаков достигает 4 г/м³. При высокой температуре воздуха и мощных восходящих токах на высотах в 4-6 км, где температура составляет - 10 - -15°C, образуются снежинки.

По интенсивности и продолжительности выделяются следующие виды осадков:

1) *ливневые осадки*, выпадающие из кучево-дождевых (грозовых) облаков;

2) *обложные осадки*, выпадающие из фронтальных слоисто-дождевых и высококучевых облаков;

3) *морозящие осадки*, идущие из слоистых и перисто-слоистых облаков.

Океанско-атмосферно-материковый влагооборот. Испарение на океане и на материках, перенос пара над океанами и в глубь материков воздушными течениями, выпадение осадков, потребление влаги организмами

и сток с материков образуют влагообмен между компонентами географической оболочки. Его объем достоверно еще не определен.

Влагооборот - единый и один из важнейших географических процессов. Посредством влагооборота осуществляется обмен веществом (влажностью и солями) и энергией (теплом) между всеми компонентами природы.

Единовременно в атмосфере находится около 13 - 15 тыс. км³ воды. Атмосфера - наиболее активное звено влагооборота. Вода в атмосфере полностью сменяется каждые 9-10 дней.

На материках различают *осадки внешние (ОВ)*, принесенные непосредственно с океана, и *осадки внутренние*, или местные (*ОМ*), образующиеся от испарения с материка.

Водяной пар, поступивший на сушу с океана, частично расходуется на осадки внешние (*ОВ*), частично переносится дальше в глубь материка. Этот перенос называется *атмосферным стоком (АС)*.

Чтобы оценить роль внешних и внутренних осадков на материках, необходимо выяснить соотношение испарения и осадков. В этом плане существенны следующие закономерности:

1. Испарение весьма интенсивно при антициклональной циркуляции (ясное небо, сухой воздух), но в этом случае влага не поднимается, не конденсируется, а просто переносится в другие области атмосферы.

2. При циклонической погоде условия для конденсации благоприятны, но испарение незначительно из-за большой облачности и влажности воздуха. Следовательно, на тех акваториях и территориях, где испарение большое, осадков мало, а там, где осадков много, испарение невелико. Испарение и осадки, как процессы противоположные, редко совмещаются в пространстве.

Распределение осадков по земной поверхности. Распределение осадков на материках и на океанах есть результат сложного взаимодействия звеньев системы «океан – атмосфера – материк». Решающую роль в распределении осадков по земной поверхности играют:

- а) солнечная радиация и тепловые свойства воздушных и водных масс;
- б) циркуляция атмосферы и гидросферы;
- в) широтное положение, величина и конфигурация материков.

Так как величину испарения определяют напряжение солнечной радиации и температура воздуха и воды, то количество осадков больше в жарких климатах и меньше в холодных. Действительно, почти половина всех дождей выпадает в поясе между 20° с.ш. и 20° ю.ш.

На оба полярных пояса приходится только 4% влагооборота.

В экваториальном поясе среднее годовое количество осадков приближается к 2000 мм, а в полярных странах оно меньше 200 мм.

Роль динамики атмосферы в распределении осадков двоякая. Вертикальная ее составляющая (тепловая конвекция, фронтальное скольжение и орографическое поднятие) обеспечивает конденсацию пара, а нисходящие токи в антициклонах или при опускании воздуха по склонам ее исключают. Горизонтальное перемещение воздушных масс перераспределяет

влагу. Теплые и холодные океанские течения оказывают влияние и на испарение влаги, и на ее перенос.

В результате сочетания перечисленных процессов и географических факторов, участвующих в формировании атмосферных осадков, осадки поверхности земного шара распределяются зонально-регионально.

Зональность проявляется в существовании чередующихся зон максимумов и минимумов выпадения осадков: экваториальный максимум сменяется минимумами тропических поясов обоих полушарий, за которыми идут максимумы умеренных широт и минимумы полярных стран.

Региональность состоит в том, что каждая зона в направлении с запада на восток распадается на отдельные участки - регионы с разным количеством осадков.

Экваториальная зона максимального количества осадков простирается приблизительно от 17° с.ш. до 20° ю.ш. В эту зону входят Амазония, территории северней и южней ее, Центральная Африка, область джунглей на южных склонах Гималаев, Зондский архипелаг, Новая Гвинея. Образование экваториального максимума дождей вызвано, во-первых, поступлением огромного количества парообразной влаги из тропических поясов, во-вторых, мощным подъемом воздуха, обусловленного выделением скрытой теплоты фазового перехода воды из пара в жидкость, и его адиабатическим охлаждением с высотой.

Наибольшее количество осадков выпадает на склонах гор, где поднимаются влажные воздушные массы пассатов: Кауаи на Гавайских островах - 11684 мм, Черрапунджа на склоне хребта Хассия в Гималаях - 11 633 мм, Дебунджа на склоне вулкана Камерун - 10 287 мм, Кибдо в Андах Колумбии - 8 992 мм.

Тропические пояса, от 20 до 32° обоих полушарий, характеризуются господством сухого воздуха. Здесь располагаются два пояса пустынь. Сухость воздуха объясняется его адиабатическим нагреванием и иссушением в нисходящих токах антициклонов. У западных берегов, омываемых холодными течениями, температурная стратификация неблагоприятна для образования осадков: у водной поверхности воздух холоднее, чем вверху и над сушей. Влага, испарившаяся с океанов в тропических широтах, переносится к экватору.

В пустынях осадков выпадает меньше, чем 200 мм в год. Наименьшее в мире их количество - только 0,8 мм - наблюдается в Арике в пустыне Атакама; в Вади-Хальфе в Судане - 2,5 мм, в Адене - 43,9 мм, в Мулке в Австралии - 102,9 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.

Начиная от 30° с.ш. и ю.ш. в субтропических и умеренных поясах количество осадков увеличивается и в средних широтах (от 40 до 60° с.ш. и ю.ш.) достигает второго максимума, хотя и значительно меньшего: в среднем

560 - 860 мм. В прибрежных горных странах количество осадков может достигать 3000 и даже 5000 мм в год.

Образование максимума осадков *умеренных широт* обусловлено: а) западным переносом воздушных масс с океана в Евразию, Северо-Западную Америку и Южные Анды, б) циклонической деятельностью, в) подъемом воздуха на арктическом и умеренном фронтах и г) муссонной циркуляцией в Восточной Азии.

Умеренному поясу в соответствии с наибольшей площадью материков именно в этих широтах и особенностями атмосферной циркуляции свойственны наибольшие региональные различия в распределении влаги. Взаимодействие звеньев системы «океан - атмосфера - материк» таково, что и на материках и на океанах ярко выражены секторы с большим и малым количеством осадков.

В субтропических и северном умеренном поясах (в южном умеренном поясе площадь суши незначительна) выделяются три сектора: 1) западный с обильными осадками, 2) центральный с их минимумом и 3) восточный, в котором количество осадков снова увеличивается.

Западные регионы - Западная Европа, Северо-Западная Америка, западные склоны Анд - первыми встречают морские воздушные массы мУВ и серии циклонов, что обуславливает выпадение обильных осадков. На западных берегах Европы - в *Пиренеях, Ирландии, Норвегии* выпадает около 1000 мм, а в *Скандинавских горах* - даже 3000 мм осадков. На склонах *Кордильер у Аляски, в Андах Южного Чили* проходят изогиеты (линии равного количества осадков) в 2000 и 3000 мм. Наибольшее для умеренных широт количество осадков зарегистрировано на *западном склоне Кордильер в Канаде: в Гендерсон-Лейке 6655 мм.*

Во внутриматериковых районах Евразии и Северной Америки образуются зоны и регионы недостаточного и скудного увлажнения: 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 год. В умеренных пустынях Азии и Северной Америки осадков выпадает хотя и несколько больше, чем в тропических пустынях, но тоже крайне мало - от 200 до 100 мм (в *Туртуле 82 мм в год*).

За полярными кругами находятся два высокоширотных минимума осадков. Их существование объясняется слабой солнечной радиацией, низкими температурами воздуха и малым возможным влагосодержанием холодного воздуха, ничтожным испарением, а также антициклональной циркуляцией воздуха. Здесь выпадает в среднем около 200 - 250 мм в год. Региональные различия не велики: западные побережья, омываемые теплыми водами, получают осадков больше (*Кола - 400 мм/год*), восточные меньше (*устье Лены* только 90 мм/год). При низких температурах и малом испарении эта разница не существенна.

Снежный покров. В умеренных широтах зимой, а в полярных странах во все месяцы осадки выпадают преимущественно в виде снега и образуют снежный покров. В Арктике и Антарктике снег лежит круглый год, на севере

Сибири - около 8 месяцев, в средней полосе умеренного пояса - меньше полугода, а на широте 45° с.ш. - около месяца. Южнее снежный покров - неустойчивый. На севере Крыма и Средней Азии снег лежит в среднем около 20 дней; на этих же широтах в Западной Европе его не бывает вообще.

Снег выпадает на северных берегах *Средиземного моря* (в Неаполе 1, в Афинах 6 дней в году), исключительно редко в *Атласе, Алжирской Сахаре, Месопотамии, в Южном Китае, на острове Кюсю*. В Северной Америке снег выпадает примерно до линии *Калифорния - Флорида*.

В южном полушарии наиболее северными пунктами, где случается выпадение снега, являются *г.Буэнос-Айрес, мыс Доброй Надежды, город Сидней, Южный остров Новой Зеландии*. Снежный покров в южном полушарии, за исключением Антарктиды, не образуется, т.к. в соответствующих широтах нет суши.

Снежный покров - результат и показатель климатических условий средних и высоких широт, сам оказывает огромное влияние на климат: отражая большую долю солнечных лучей, содействует выхолаживанию земной поверхности.

С другой стороны, он смягчает губительное действие очень низких температур на почву и предохраняет ее от глубокого промерзания, а сельскохозяйственные культуры - от вымерзания.

Большую роль играет снежный покров в гидрологическом режиме умеренных широт. В холодное время осадки накапливаются, а весной талые снеговые воды частично стекают, частично пополняют грунтовые воды.

Годовой режим осадков. В природе отчетливо выступают следующие типы сезонного распределения осадков:

1. Экваториальный тип. Дожди выпадают во все месяцы года, но неравномерно.

Теоретически в экваториальном поясе должно быть два максимума, соответствующих зенитному положению Солнца, и два минимума во время солнцестояний. Действительно, во многих экваториальных странах наблюдается именно такой режим. Он хорошо выражен в Центральной Африке, особенно в бассейне Конго.

Местные вариации системы «океан - атмосфера - материк» обуславливают довольно сложное распределение осадков и по времени, и по территории экваториального пояса. Однако практически всюду здесь отсутствует сухой период (в смысле условий существования растений), что позволяет говорить о равномерном увлажнении территории в течение года.

2. Субэкваториальный муссонный тип присущ саваннам. Большая часть годовых осадков выпадает летом. Дождливый летний сезон продолжительностью в несколько месяцев сменяется сухим периодом. Наиболее ярко этот тип распределения осадков выражен в *Судане*, где за сезон дождей выпадает 90% осадков. На втором месте стоит *Индостан*, в котором на лето приходится около 80% осадков, затем *Северная Австралия, Мадагаскар и Юго-Восточная Африка* - до 70% годовой величины осадков.

В некоторых муссонных странах дождливый сезон приходится на зиму. Это необычное явление объясняется приходом зимнего муссона с моря. Такие области распространены спорадически.

3.Осадки пустынь тропических широт не только незначительны, но и выпадают случайно. В Асуане, например, за пять лет упало всего несколько капель, в Атакаме в Икике в течение 14 лет не было ни одного дождя.

4.В средиземноморских странах отчетливо выражены зимний максимум осадков, связанный с умеренными воздушными массами, и летнее бездождие в период господства тропического воздуха.

5.Восточным окраинам Евразии в субтропических широтах свойственны муссоны. Летний муссон дует с моря и обеспечивает летний максимум дождей. Если субтропикам в целом свойственно сухое лето, то в Юго-Восточной Азии и Китае оно влажное. Зима в муссонных странах сухая. Однако в Китае и в это время выпадают дожди, так как сюда приходит умеренный воздух и формируется умеренный фронт. Приблизительно такая же картина наблюдается на Юго-Востоке США, но типичного муссонного хода осадков там нет.

6.Субтропики в глубине материков, расположенные между средиземноморской и китайской климатическими провинциями (например, юг Средней Азии, Иран), отличаются засушливостью и именуются *сухими субтропиками*. Годовой ход осадков в них напоминает средиземноморский, только это более засушливый вариант.

7.В умеренных широтах выделяется морской тип годового хода осадков. Он присущ странам, находящимся под большим влиянием океана и западного переноса воздушных масс, Западной Европе, Северо-Западной Америке, Южному Чили. Обильные дожди выпадают ежемесячно, максимум приходится на зиму, когда суша холоднее моря. На берегах Магелланова пролива в году 325 дождливых дней, а в Ньюфаундленде 120 дней с туманами.

8.В материковых областях умеренных широт максимум осадков приходится на лето, когда на суше большое испарение и усиливаются внутриматериковые влагообороты. Увлажняющий эффект этих осадков снижается за счет увеличения испарения. Поэтому воздух и почва летом суше, чем в другие сезоны года.

9.В пустынях умеренных широт (в отличие от тропических пустынь) осадки выпадают ежегодно, хотя и в малом количестве. Летом сухо, зимой держится снеговой покров, весной количество дождей и влажность воздуха и почвы увеличиваются. Весеннее увлажнение - характерная черта внутриматериковых пустынь, связанная с умеренным фронтом.

10.На восточных окраинах материков, особенно в Восточной Азии, годовой режим осадков обусловлен сменой муссонов; ясно выступает летний максимум и зимний минимум осадков.

11.В субполярных странах осадки выпадают в каждом месяце. Максимум приходится на лето, когда увеличивается испарение. Зимние суммы осадков невелики, снега выпадает мало.

Атмосферное увлажнение. На земной поверхности постоянно происходят два противоположно направленных процесса – орошение местности осадками и иссушение ее испарением. Оба эти процесса сливаются в единый и противоречивый процесс атмосферного увлажнения, под которым понимается соотношение количества осадков и испаряемости.

Существует более двадцати способов выражения атмосферного увлажнения. Показатели называются *индексами* и *коэффициентами* или *сухости* или *атмосферного увлажнения*. Наиболее известны следующие:

Гидротермический коэффициент Г.Т.Селянинова:

$$ГТК = 10 R / Et, \text{ где}$$

R - месячное количество осадков,

Et - сумма температур за то же время (она близка к показателю испаряемости).

Радиационный индекс сухости М.И.Будыко:

$$R_i = R / LE.$$

Радиационный индекс сухости определяется отношением радиационного баланса к сумме тепла, необходимого для испарения осадков за год.

В диапазоне радиационного индекса сухости от 0,35 до 1,1 располагаются *гумидные зоны* (тундровая зона и лесные зоны разных широт); от 1,1 до 2,2 – *семигумидные зоны* (лесостепная, саванновая, степная); от 2,2 до 3,4 – *полупустыни*; свыше 3,4 – *пустыни*.

Коэффициент увлажнения Г.Н.Высоцкого – Н.Н.Иванова:

$$K = R / E_p,$$

где R - сумма осадков (в мм) за месяц,

E_p – месячная испаряемость.

Лучше всего ее выразить в процентах (%). Например, в тундре осадков выпадает 300 мм, а испаряемость только 200 мм. Следовательно, осадки превосходят испаряемость в 1,5 раза; атмосферное увлажнение равно 150 %, или K = 1,5.

Увлажнение бывает *избыточным*, больше 100%, или K > 1,0, когда осадков выпадает больше, чем может их испариться; *достаточным*, при котором сумма осадков и испаряемость приблизительно равны (около 100%), или K = 1,0; *недостаточным*, меньше 100 %, или K < 1,0, если испаряемость превосходит количество осадков. В последней градации полезно выделить *ничтожное увлажнение*, в котором осадки составляют ничтожную (13% и меньше, или = 0,13) долю испаряемости.

В зоне тундр, лесов умеренных широт и экваториальных лесов увлажнение избыточное (от 100 до 150%).

В лесостепи и саваннах оно нормальное – немного больше или меньше 100 %, обычно от 99 до 60%.

От лесостепи в сторону пустынь умеренных широт и от саванн к тропическим пустыням увлажнение падает; оно всюду недостаточное: в степях 60%, в сухих степях от 60 до 30%, в полупустынях меньше 30% и в пустынях от 13 до 10%.

По степени влажности зоны бывают гумидными (влажными с избыточным увлажнением) и аридными (сухими с недостаточным увлажнением). Степень аридности и гумидности бывает различной и выражается соотношением осадков и испаряемости.

Засухи. В зонах лесостепей и степей недостаток осадков приводит к засухам. Изменчивость месячных сумм осадков здесь колеблется около 50—70%, а местами достигает и 90%.

Засуха - длительный, иногда до 60—70 дней, весенний или летний период без дождей или с осадками ниже нормы и с высокой температурой. В результате иссякают запасы почвенной влаги, урожай снижается или вовсе гибнет.

Различают *атмосферную* и *почвенную засухи*. Первая характеризуется недостатком осадков, низкой влажностью и высокой температурой воздуха. Вторая выражается в иссушении почвы, приводящем к гибели растений. Почвенная засуха может быть короче атмосферной за счет весенних запасов влаги в почве или поступления ее из грунта.

Засухи бывают в годы особенно интенсивной циркуляции атмосферы, когда на *Большой континентальной оси Воейкова* антициклоны устойчивы и обширны, а опускающийся воздух нагревается и иссушается.

4. Погода и климат

Основные атмосферные процессы - нагревание и охлаждение воздуха, циркуляция атмосферы и влагооборот, а также оптические, звуковые и электрические явления в атмосфере образуют погоду.

Погодой называется ход процессов в атмосфере в данное время. Она характеризуется следующими метеорологическими элементами: солнечная радиация (продолжительность солнечного сияния), температура воздуха и поверхности почвы, влажность, давление, ветер, облачность, осадки, снежный покров, горизонтальная видимость и другие атмосферные явления (иней, изморозь, гололедица, гроза, полярное сияние, радуга, круги и венцы около Солнца и Луны).

Погоду можно определить также как состояние атмосферы в данное время. Однако первое определение погоды как хода процессов лучше, ибо в атмосфере происходят непрерывные изменения, приводящие к смене одной погоды другой. Многолетний режим погоды, называемый **климатом**,

характеризуется определенными климатическими показателями. Так как по характеру погоды один год отличается от другого, то надежными оказываются только те климатические показатели, которые выводятся за длительный (не менее 50) ряд лет.

Определение и классификация климатов. Слово климат (от греч. *клима*) буквально означает наклон солнечных лучей к плоскости горизонта. Ученые Древней Греции первыми выделили климатические пояса. По мере расширения географических знаний и метеорологических наблюдений астрономическое определение климата наполнялось собственно географическим содержанием. В научной географической литературе имеются самые различные классификации климатов Земли.

Из классификаций климатов, созданных классической климатологией, наибольшее значение имеют системы В.П. Кеппена, Л. С. Берга и Б.П. Алисова.

В основу классификации *В.П. Кеппена* (1900, 1938 гг.) положены средние годовые температуры, годовое количество осадков и их распределение по сезонам года. Эта классификация согласуется с ботаническими закономерностями и ландшафтным районированием материков. В настоящее время, когда наука уделяет огромное внимание тепловому и водному балансам, классификация Кеппена должна получить новое признание и подтверждение, поскольку она основана на ресурсах тепла и влаги.

В. П. Кеппен выделяет климатические пояса и 11 типов климатов.

Влажный тропический климат. Средняя температура самого холодного месяца не ниже $+18^{\circ}\text{C}$.

1. Жаркий и влажный климат экваториальных лесов.

2. Климат саванн.

Сухие климаты. Средняя температура самого теплого месяца выше $+10^{\circ}\text{C}$.

3. Климат пустынь.

4. Климат степей.

Умеренно теплые и влажные климаты. Средняя температура самого холодного месяца ниже $+18^{\circ}\text{C}$ и выше -3°C . Это значит, что граница этого пояса со стороны экватора проходит по изотерме $+18^{\circ}\text{C}$, а со стороны полюсов -3°C самого холодного месяца.

5. Теплые климаты с сухим летом (средиземноморские).

6. Теплые климаты с сухой зимой (китайский).

7. Теплые климаты с равномерным распределением осадков в году (западноевропейский).

Умеренно холодный климат. Температура самого теплого месяца выше $+10^{\circ}\text{C}$, а самого холодного ниже -3°C .

8. С сухой зимой (восточносибирский).

9. Все месяцы достаточно увлажнены (восточноевропейский и канадский).

Снеговой климат. Температура самого теплого месяца ниже $+10^{\circ}\text{C}$, т.е. по этой изотерме проходит граница с умеренным поясом.

10. Климат тундр. Температура теплого месяца от 0°C до $+10^{\circ}\text{C}$.

11. Климат вечного мороза, или ледяной. Температура самого теплого месяца ниже 0°C .

Л.С.Берг (1925 и 1938 гг.) в основу своей *классификации* положил принцип географической зональности. На низинах им выделены 12 зональных типов климатов:

- 1) климат вечного мороза;
- 2) климат тундры;
- 3) климат тайги;
- 4) климат лесов умеренного пояса;
- 5) муссонный климат умеренных широт;
- 6) климат степей;
- 7) климат внетропических пустынь;
- 8) средиземноморский климат,
- 9) климат субтропических лесов;
- 10) климат тропических пустынь;
- 11) климат саванн;
- 12) климат влажных тропических лесов (экваториальных лесов).

В горах Л.С.Бергом были выделены климаты нагорий и плато, горных стран и отдельных гор.

Генетическая классификация климатов Б.П.Алисова. В основу генетической классификации климатов Б.П.Алисова положены географические типы воздушных масс и их циркуляция. Разделение Земли на климатические пояса связано с условиями формирования климатов, которые определяются циркуляцией воздушных масс.

В каждом полушарии выделяются четыре основных климатических пояса:

- 1) экваториального воздуха,
- 2) тропического воздуха,
- 3) воздуха умеренных широт,
- 4) арктического (антарктического) воздуха.

В каждом поясе под влиянием суши и моря формируются континентальные и морские подтипы воздушных масс и климатов. Полная система Б. П. Алисова включает следующие климаты:

I. Жаркие климаты:

1.1. Экваториальный климат жаркий и равномерно влажный. Он присущ внутренней Амазонии, бассейну Конго (Заира) и побережью Гвинейского залива, полуострову Малакка, Зондским островам и острову Новая Гвинея.

К числу основных климатообразующих процессов относится радиационный баланс (остаточное тепло). На материках он колеблется от 2510 до 4190 МДж/м² ($60 - 100$ ккал/см²) в год, на океанах - от 4190 до 5010 МДж/м² ($100 - 120$ ккал/см²) в год. Это меньше, чем в тропических широтах. Почти отсутствуют сезонные колебания солнечной радиации. Гораздо больше, чем остаточная радиация, воздух нагревает скрытая теплота парообразования - до $4190—5850$ МДж/м² ($100 - 140$ ккал/см²) в год. Этот

источник тепла поддерживает равномерный ход температуры в течение года и суток.

Циркуляция атмосферы в экваториальном поясе состоит из двух звеньев: 1) конвергенции пассатов и 2) восходящих токов (вертикальной конвекции).

Взаимодействие воздушных масс тропических и экваториальной зон определяет характер влагооборота: пар поступает с двух огромных тропических зон и конденсируется в восходящих токах в сравнительно узкой приэкваториальной полосе. Естественно, что здесь выпадает большое, в среднем около 2000 мм, количество осадков. Влажность воздуха в экваториальном климате колеблется от 81 до 85%, а годовая сумма осадков составляет около 2414 мм (*Сингапур*).

1.2. Тропический климат. Типичный тропический климат жаркий и сухой, пустынный. Вариации взаимодействия системы «океан – атмосфера – материк» обуславливают резко выраженную западно-восточную диссимметрию тропической природы зоны.

Выделяются следующие вариации тропического климата:

1) типичные пустынные климаты свойственны центральным материковым регионам;

2) морская разновидность пустынного климата, свойственная западным берегам материков;

3) влажные тропические лесные и саванновые климаты, присущие восточным побережьям материков.

Солнечная радиация в пределах тропического климата весьма значительна: на материках 7530 - 8380 МДж/м² в год, на океанах — 6800 МДж/м² (160 ккал/см²) в год. Радиационный баланс на суше ниже, чем на океанах - 2510 МДж/м² (60 ккал/см²) в год. Это объясняется тем, что 70% и более радиационного тепла расходуется на нагревание песков пустынь и затем из-за высокого альбедо песков и безоблачного неба непроизводительно излучается за пределы Земли. Основной аккумулятор тепловой энергии – вода - здесь отсутствует. Пустыни – это то области охлаждения атмосферы и географической оболочки в целом.

Характерна антициклональная атмосферная циркуляция. Опускающиеся воздушные массы адиабатически нагреваются и иссушаются. Высокое атмосферное давление и радиальное растекание воздуха препятствуют проникновению воздушных масс с океана в западный и центральный секторы. Система «океан – атмосфера – материк» работает не на пользу этих секторов материка. Типичные черты тропического климата - жара, большая амплитуда температуры и сухость. Большие области оконтурены изотермой июля +30°C. Иногда средняя июльская температура здесь поднимается до +36,3°C (*Барбара*) и даже +39°C (*Долина Смерти*). Зимой температура составляет +10 - 20°C. Средняя годовая амплитуда около +20°C. Гораздо больше суточная; она может достигать +40°C в воздухе и +80°C на поверхности песка. На равнинах температура иногда падает до - 5°C, а в горах Тибести до - 18°C. Осадков не только мало, но и выпадают они далеко не каждый год, часто их не бывает по несколько лет подряд.

Климат западных окраин материков (морская разновидность пустынного климата) обусловлен холодными течениями, обратной стратификацией воздуха и пассатной циркуляцией, уносящей водяной пар от материка в океан.

В восточных регионах материков тропических поясов - на берегах Карибского моря, в восточном Индостане, в районе Рио-де-Жанейро, в Юго-Восточной Африке и Восточной Австралии - климат влажный тропический. Сюда поступают морские воздушные массы пассатов, и осадков выпадает значительное количество. В Рио-де-Жанейро годовая сумма осадков составляет примерно 1099 мм и дожди идут в каждом месяце.

Температура воздуха выше в Рио-де-Жанейро в январе составляет +25,8°С, в июле +20,4°С.

1.3. Субэкваториальный (субэкваториальных муссонов, или саванновый) климат.

Субэкваториальный климат как бы составлен из двух самостоятельных климатических режимов. Самая характерная его черта - резкое разделение на два сезона года: *сезон дождей* и *сухой сезон*. Влажность воздуха в субэкваториальном климате составляет 70 и 87%, годовая сумма осадков 1880 мм.

Продолжительность сухого периода в субэкваториальном поясе составляет от одного месяца на границе с экваториальным климатом до 11 месяцев на границе с тропическими пустынями.

II. Субтропические климаты:

Субтропические климаты находятся между 25 и 40° с.ш. и ю.ш., в поясе субтропической переменной циркуляции. Для них характерна смена климатического режима по сезонам: летом господствует тропический воздух с высоким атмосферным давлением и стоит сухая погода, а зимой в эти широты распространяется умеренный воздух с низким давлением и средневропейской погодой.

Южная (в северном полушарии) граница субтропических широт обозначается южным пределом зимнего распространения умеренных воздушных масс или январским положением умеренного фронта. Северная граница субтропиков проходит по июльскому положению умеренного фронта. Субтропики – это широты с характерной только для них сезонной сменой умеренного и тропического воздуха.

Суммарная солнечная радиация в субтропиках составляет 7510—5850 МДж/м² (180—140 ккал/см²) в год, т. е. близка к средней для всей Земли. Здесь нет избытка тепла, как в жарком поясе, но нет и отрицательного зимнего баланса, как в умеренном. Фактические температуры соответствуют солярным.

Циркуляция атмосферы зимой преимущественно циклопическая, часто проникают относительно холодные воздушные массы из умеренных широт.

Влагооборот характеризуется резко выраженной сезонностью: осадки выпадают зимой, лето сухое (кроме муссонных).

В субтропическом поясе северного полушария начинается наибольшее долготное простираие материков. Оно вызывает долготную дифференциацию климатического пояса. Формируются три региона: западный, центральный и восточный.

Западным регионам субтропической зоны присущ средиземноморский климат - Атлас, Южная Европа, Передняя Азия, районы Сан-Франциско, Сантьяго, Кейптауна и Юго-Западной Австралии, Южный берег Крыма, Черноморское побережье в районе города Туансе (Россия).

Для внутриматериковых областей - Восточная Турция, Иран, юг Средней Азии, Гоби, Юг Среднего Запада США, степи Аргентины - характерен климат сухих субтропиков. От средиземноморского он отличается нарастанием аридности и континентальности.

На восточных окраинах материков - в Среднем Китае и на Юго-Востоке США - субтропики влажные. Близок к ним климат Ла-Платы. Во все месяцы выпадают дожди: зимой за счет циклонической циркуляции воздуха на умеренном фронте (в условиях муссона с суши), летом из воздуха морского муссона.

III. Умеренные климаты:

Южная граница умеренного климатического пояса проходит по летнему пределу тропического максимума, т.е. приблизительно около 40° с.ш. и ю.ш. Северная граница совпадает с зимним положением Арктического фронта, т.е. примерно с южной границей тундры, около полярных кругов.

В умеренный пояс входят, Европа, кроме средиземноморских полуостровов, Азия к северу от линии Кара-Богаз-Гол - середина острова Хонсю и до тундровой зоны, Северная Америка от параллели устья Миссури до широты середины Гудзонова залива. В южном полушарии в умеренном климате находятся только юг Южной Америки и Южный остров Новой Зеландии.

Ограничимся характеристикой северного умеренного пояса.

Радиационный баланс в умеренном поясе снижается до 1257 и 837 МДж/м² (30 и 20 ккал/см²) в год. Очень существенна сезонная разница радиационного режима: летом баланс около 251 МДж/м² (6 ккал/см²) в месяц, немногим меньше тропического, а зимой он отрицательный, около 41,9 МДж/м² (1 ккал/см²) в месяц. Зимой умеренный пояс не обходится своим радиационным теплом; большую роль играет адвекция тепла из тропических широт. Тепло переносится атмосферой и гидросферой. Основная масса его поступает на океан и периферийные территории, центральные области выхолаживаются.

В циркуляции атмосферы огромную роль играют западный перенос воздушных масс, циклоническая и антициклоническая деятельность и вторжение в средние широты как арктического, так и тропического воздуха. Все три воздушные массы - умеренные, арктические и тропические - бывают и континентальными и морскими.

С падением радиационного тепла в умеренном поясе уменьшаются испарение и общий объем влагооборота. На большей площади умеренного

пояса выпадает 500 - 400 мм осадков, территориальное их распределение характеризуется последовательным уменьшением в глубь суши. Во внутренних районах, составляющих большую часть пояса, выпадает снег и образуется устойчивый, сохраняющийся до полугода снежный покров.

В северном умеренном поясе выделяются следующие климаты:

1. Морской, или западноевропейский, или широколиственных лесов, или, наконец, климат дуба. Он характерен для Западной Европы, прибрежной полосы Северо-Западной Америки от Аляски до Сан-Франциско и для юга Чили.

2. Материковый, или климат тайги. Формируется в Евразии от Швеции до Енисея, в Америке - в лесных континентальных штатах Канады и США.

3. За Енисеем, в Восточной Сибири образуется единственная на Земле провинция резко континентального умеренного климата. Адвекция тепла и влаги с океана здесь наименьшая в силу огромных размеров Евразии. Материк зимой выхолаживается, образуется отрицательная температурная аномалия до -22°C ; создается мощный термический антициклон. Стоит безоблачная ясная малоснежная зима с морозами до -64°C . Огромная область оконтурена изотермами января в -30 , -36 и даже -40°C . Осадков меньше 200 мм; снежный покров тонкий, грунт глубоко промерзает, вечная мерзлота имеет мощность от 70 до 800 м.

4. Аридный умеренный климат формируется внутри северных материков в Евразии к югу, а в Америке к западу от лесной зоны. Климат здесь постепенно меняется в сторону засушливости, леса сменяются степями, полупустынями и пустынями.

5. Муссонный климат умеренных широт, или дальневосточных лесов, типично выражен на восточной периферии Азии.

IV. Холодные климаты.

Холодным, или субарктическим (субантарктическим), или тундровым, называется климат переменной циркуляции, при которой летом господствует умеренный воздух, а зимой арктический. Холодный климат распадается на две разновидности: 1) материковый и 2) морской.

I

1. Субарктический материковый тундровый климат присущ большим площадям полярных окраин Евразии и Северной Америки. Южная граница этого пояса проходит по 68° с.ш., т. е. по изотерме $+10^{\circ}\text{C}$, а с климатом ледовой зоны - по изотерме 0°C самого теплого месяца. Ландшафтные границы субарктического пояса совпадают с пределами тундры. Остаточная солнечная радиация в тундровой зоне в годовом выводе положительная, от 209 до 419 МДж/м² (от 5 до 10 ккал/см²) в год. Но это только за счет двух-трех летних месяцев; большую часть года баланс отрицательный. Циркуляция атмосферы, кроме уже известных перемещений арктического и умеренного воздуха, заключается еще и в муссонной тенденции: зимой господствуют ветры с суши, летом преобладают ветры северных направлений. Это снижает температуру. Тепловой режим поддерживается адвекцией тепла атмосферой и гидросферой, особенно в западных районах. Лето

короткое и прохладное, безморозный период меньше 90 дней, зима продолжительная и холодная: температура января от -6°C на Мурманском берегу до -40°C в устье Лены. Осадков немного: от 300 мм на западе до 100 мм в Восточной Сибири. Но испарение еще меньше. Атмосферное увлажнение избыточное. Грунт охвачен вечной мерзлотой.

2. *Океанический тундровый климат* присущ островам: *Командорским и Алеутским* в северном полушарии, *Кергелену, Южным Оркнейским, Южной Георгии и Фолклендским* в южном. Океанический тундровый климат на островах распространяется до 50° с. ш. и ю.ш. В значительной мере это обусловлено холодными течениями. Климат ровный: зима теплая, около -3 , -4°C , лето прохладное, ниже $+10^{\circ}\text{C}$. Осадков много, 400 мм; большая, до 80—90%, облачность во все месяцы; часты туманы, воздух сырой, много дней с дождем, почти всегда ветрено.

V. Климаты вечного мороза:

Выделяются *Арктический* и *Антарктический* климаты вечного мороза. Основные климатические процессы в ледовых зонах существенно иные, чем в умеренных. Зимой солнечного освещения вообще нет, а летом оно круглосуточно. Снежная поверхность имеет высокое альbedo и действует па тропосферу охлаждающе.

Летом, в течение 1 - 2 месяцев, при незаходящем Солнце баланс положителен, $20,9 - 41,9 \text{ МДж/м}^2$ ($0 - 1,0 \text{ ккал/см}^2$) в месяц. Остальные 10 - 11 месяцев земля только излучает. Дефицит солнечного тепла до 3350 МДж/м^2 (80 ккал/см^2) в год. При таком радиационном балансе основным источником атмосферного тепла служит циркуляция атмосферы и гидросферы. Она доставляет $3350 - \text{МДж/м}^2$ ($80 - 100 \text{ ккал/см}^2$) в год. Воздух в климатах вечного мороза обычно теплее, чем подстилающая снежная поверхность. В Антарктиде, например, температура воздуха близ снега падает до -90°C .

Условия адвекции тепла в Арктике и Антарктике различны. В Арктике тропосфера получает от воды непосредственно и через морской лед около 167 МДж/м^2 (4 ккал/см^2) в год, Антарктида лишена этого тепла.

Летом средняя температура воздуха в Арктике около 0°C , а на побережьях достигает 5°C , в Антарктиде - около -30°C .

В январе в центральной Арктике -40°C , на побережье материка -30°C , а на приатлантических островах температура поднимается до -16°C (*Шпицберген*). И только над Гренландией устойчивый антициклон понижает температуру июля до -14°C , а января до -49°C .

Климат Антарктиды - самый холодный на всей Земле. В Восточной Антарктиде, на станции Восток температура января (лето) -32°C , августа (зима) -71°C . На побережье несколько мягче: в Мирном в январе -2°C , в августе -18°C .

Описанные зональные климаты свойственны низменностям, возвышенностям и невысоким плато. В горах климатические условия изменяются с высотой, образуя вертикальную поясность.

Изменение и развитие климата. Климат – это свойство тропосферы, которая входит в географическую оболочку. Климат изменяется вместе со всей природой поверхности Земли. Как одна из сторон природного комплекса климат зависит от всех остальных компонентов географической оболочки. В то же время климатические свойства атмосферы теснейшим образом связаны с деятельностью Солнца.

Данные исторической геологии свидетельствуют о том, что климат многих территорий был существенно иным, чем теперь.

Огромное значение для развития атмосферы и климатов Земли имело появление растений, а с ними и фотосинтеза.

В кембрии зародилась зональность климата. Этому способствовали неоднократные поднятия и опускания участков земной коры, перемещение полюсов.

В кембрии, ордовике и силуре на севере нынешней Сибири было тепло; в морях жили коралловые полипы.

В ордовике на некоторых территориях проявились черты аридности, в девоне они резко усилились.

В карбоне климат был теплым и влажным, благоприятным для произрастания древовидных хвощей и плаунов. Этому способствовало, вероятно, положение полюсов, богатство атмосферы CO_2 и водяным паром.

В перми на материке Гондвана было оледенение, о чем говорят ископаемые морены Индии, Африки, Южной Америки и Австралии. В это же время в других районах Земли росли мощные древовидные папоротники - свидетели теплого и влажного климата без резко выраженных сезонов. В перми на территории нынешней Восточной Европы было сухо и отлагались соли, а в Казахстане влажно и тепло. Повсеместно усилилась континентальность и развивалась циркуляция, принципиально сходная с современной. В это же время сезонность приобрела четко выраженный характер. Границы климатических поясов и регионов стали более ясными.

В мезозое происходили расколы и дрейф огромных блоков земной коры и дальнейшая дифференциация климатов.

Кайнозойская эра ознаменовалась тектоническими движениями альпийской складчатости. Эти движения не только подняли горные страны, но вызвали перераспределение суши и моря. Климат Евразии и Северной Америки от теплого в палеогене изменился до ледникового в плейстоцене.

В неогене в Гренландии росли секвойи, лавры и магнолии. В Северной Европе широко были распространены лиственные леса.

В конце неогена и в антропогене теплый климат сменился холодным, началось оледенение. Оно охватило север Евразии и Северной Америки. В горах Средней Европы и Средней Азии ледники опускались ниже современных. Однако жаркого пояса похолодание не коснулось.

Климатический пессимум плейстоцена 16 - 10 тыс. лет тому назад сменился современным климатом.

Для объяснения палеоклиматических изменений предложено несколько гипотез. Наиболее убедительными из этих гипотез являются *теории*

мобилизма и дрейфа материков. Вздутие центра Гондваны, предшествовавшее ее расколу, подняло территорию в хиносферу и вызвало оледенение. Леса, давшие каменные угли Антарктиды, росли еще тогда, когда этот материк располагался около Африки. Перемещение блоков земной коры по поверхности геоида не могло не вызвать смещения его массы относительно оси вращения. Это утверждает теллурическая гипотеза миграции полюсов. Плейстоценовое оледенение многие исследователи объясняют ослаблением переноса тепла в Арктику, вызванным, вероятно, земными факторами, ухудшившими циркуляцию воды и воздуха в Северной Атлантике. Теллурической причиной изменений климата является и увеличение содержания в воздухе CO_2 , который, как известно, создает «оранжерейный эффект». Увеличение количества CO_2 связывают с периодами горообразования, в которые вулканическая деятельность становилась особенно интенсивной. Допускается, что климат карбона был теплым именно по этой причине.

8. ГИДРОСФЕРА

1. Происхождение воды. Развитие гидросферы.
2. Мировой океан, части Мирового океана.
3. Структура Мирового океана. Вертикальная стратификация Мирового океана
4. Планетарная циркуляция верхней сферы океана. Океанские течения.
5. Океан как среда жизни и источник природных ресурсов органического происхождения

1. Происхождение воды. Развитие гидросферы

Гидросфера – это совокупность всех водных объектов земного шара: океанов, морей, рек, озер, водохранилищ, болот, подземных вод, ледников и снежного покрова.

Вода – это самый распространенный на Земле минерал. Наличие воды – космическая особенность нашей планеты. Практически все процессы в географической оболочке протекают с участием воды. Зарождение и развитие жизни также связано с водой. Вода – основа жизни.

В свете *космогонической теории* происхождение воды представляется следующим образом. Когда Земля по достижении современной массы стала разогреваться, в мантии начались плавление и дифференциация вещества на летучие, легкоплавкие и тугоплавкие компоненты. Тугоплавкие компоненты остались в мантии, легкоплавкие в виде базальта образовали земную кору, а летучие, в их числе и водяной пар, поднялись на поверхность. По мере охлаждения земной поверхности из водяного пара сформировалась водная оболочка – гидросфера. Она появилась на завершающем этапе формирования планеты Земля.

К началу палеозоя гидросфера Земли приобрела объем, близкий к современному; с тех пор он существенно не изменился. Выделение воды из мантии происходит и в настоящее время (около 1 км^3 в год). Эта вода называется *ювенильной*.

Вода поступает и из космического пространства. Подсчитано, что за геологическое время на Землю могло выпасть $0,73 \times 10^{20}$ г., или слой в 15 см. Следовательно, межпланетное пространство не может рассматриваться как прародитель воды на Земле.

Развитие гидросферы. Водная оболочка Земли развивалась вместе с литосферой, атмосферой и биосферой. В архее в жарком климате интенсивно протекал круговорот воды по сокращенной схеме: «океан-атмосфера-океан». В то время не было зеленых растений, вода не разлагалась фотосинтезом. Гидросфера стремительно пополнялась ювенильными водами. Объем воды интенсивно увеличивался.

С протерозоя начинается рост массы живого вещества, в развитии гидросферы и атмосферы начинает активно участвовать фотосинтез, изымающий значительное количество воды. В гидросфере появились следующие два противоположно направленных процесса: поступление воды в результате дегазации мантии и изъятие ее фотосинтезом. Одновременно шло развитие материков, рост геосинклиналей, горообразование, формирование мощной коры выветривания. Эти процессы также связывали значительную часть воды и кислорода.

В палеозое литосфера Лавразии и Гондваны переживала бурное геологическое развитие. Моря заливали геосинклинали и наступали на платформы, которые неоднократно то поднимались, то погружались. Земная поверхность резко дифференцировалась на материковую и океанскую. Неуклонно росла континентальная часть гидросферы: реки, озера и, особенно, подземные воды. Неоднократно значительные массы воды

связывались материковыми ледниками. Это вызывало уменьшение объема океанов и поверхностных вод суши.

Одновременно увеличивалась масса зеленых растений, достигнув своего максимума в карбоне. Дифференцировались климаты и влагообороты. Непрерывно усложнялось взаимодействие в системе «океан-атмосфера-материки».

В мезозое и палеогене (ранний кайнозой) в результате расколов Лавразии и Гондваны, а также дрейфа блоков литосферы сформировались современные океаны. Возраст океанов различный. Например, впадина Тихого океана является древнейшей, ее дно образовано архейской литосферой. Индийский океан возник в палеозое; южная часть Атлантического океана - в мелу, а северная часть Атлантического океана - в палеогене.

В современной географической литературе существует несколько точек зрения относительно развития гидросферы за время, начиная с протерозоя: 1) объем гидросферы оставался постоянным, 2) объем гидросферы непрерывно увеличивался, 3) объем гидросферы постоянно уменьшался.

Гидросфера непрерывно развивается и в настоящее геологическое время. Особого внимания заслуживает роль фотосинтеза в развитии гидросферы. Фотосинтез изымает и удерживает на некоторое время часть воды. В этом смысле фотосинтез выступает в качестве регулятора объема гидросферы. Без фотосинтеза географической оболочке угрожало бы «затопление». С другой стороны, фотосинтез доставляет в атмосферу свободный кислород. В процессе фотосинтеза безвозвратно разлагается из четырех молекул H_2O только одна, а три молекулы снова образуют воду. Следовательно, из общего объема воды, идущей на фотосинтез, изымается только 25%. За 600 млн. лет с начала появления зеленых растений это дает 16,9 млрд. $км^3$, т. е. вся свободная гидросфера прошла 12 полных циклов разложения воды. При этом 75% (три молекулы из четырех) используемой и разлагаемой воды обратно возвращается в гидросферу. Следовательно, все природные воды на Земле являются эндогенно-биогенными.

Единство и части гидросферы. Гидросфера состоит из Мирового океана, вод суши (реки, озера, ледники), а также подземных вод, которые залегают всюду на материках, на дне озерных и морских впадин и под толщей вечных льдов. Гидросфера, таким образом, непрерывна. В гидросферу обычно не включают парообразную и капельно-жидкую воду атмосферы, в которой содержится около 15 тыс. $км^3$ воды (примерно 0,001% объема гидросферы).

Объем гидросферы приблизительно равен 1,5 млрд. $км^3$. Главная масса природной воды сосредоточена в океанах - 1 370 322 тыс. $км^3$ (около 94%). Из них примерно 35 тыс. $км^3$ приходится на айсберги. Второе место по объему занимает вода земной коры. Ее объем не поддается точному учету. Однако предполагается, что объем воды, сосредоточенный в земной коре, составляет около 170-200 млн. $км^3$. Третье место по объему воды занимают ледники Антарктиды, Арктики и горных стран. В них сосредоточено около

24 млн. км³ пресных вод. Объем воды в ледниках составляет около 1,65% гидросферы и около 90% запасов пресной воды на Земле.

Поверхностные воды сосредоточивают только 0,04 – 0,06% вод нашей планеты. Например, объем озерной воды оценивается в 230 тыс. км³. В реках сосредоточено всего 1,2 тыс. км³ (около 0,00001%). Таким образом, единовременный запас пресной воды на Земле составляет около 32 млн. км³. Условно к гидросфере можно причислить воду, содержащуюся в живых организмах.

Воды гидросферы постоянно обновляются. Известно, что льды Антарктиды и Гренландии обновляются за 15 тыс. лет, подземные воды за 300 лет, озерные воды за 3,5 года, почвенные воды за 8-11 месяцев, речные воды за 12 суток.

Некоторые свойства воды в аспекте ее роли в географической оболочке. Вода (H₂O) – простейшее и устойчивое соединение водорода с кислородом. Основные свойства воды в аспекте ее роли в географической оболочке сводятся к следующему:

1. Вода – единственный минерал, который в термодинамических условиях земной поверхности находится в трех состояниях – жидком, газообразном и твердом. Температура, при которой жидкая вода, пар и лед находятся в равновесии, равна +0,01⁰C.

2. Максимальной плотности вода достигает при температуре +4⁰C. По этой причине зимой невозможна циркуляция воды в водоемах. При понижении температуры от +4⁰C до 0⁰C уменьшается плотность воды. Охлажденная более легкая вода остается на поверхности, а в глубинах водоемов скапливается теплая вода с температурой +4⁰C (точнее +3,98⁰C).

3. Вода – универсальный растворитель, она взаимодействует со всеми веществами. Универсальная растворительная способность воды обеспечивает перенос веществ в географической оболочке, в т. ч. солевой обмен. Питательные минеральные вещества в тела растений поступают в виде растворов.

4. Вода имеет высокую удельную теплоемкость. Она обеспечивает поглощение большого количества тепла водоемами и их смягчающее действие на климат. При охлаждении 1 м³ воды на 1⁰C на один градус нагревается свыше 3 000 м³ воздуха. Стометровая толща воды при остывании на 1⁰C способна повысить температуру все тропосферы на 6⁰C.

5. Вода может подниматься по капиллярам, что является непременным условием почвообразования и питания растений, и, следовательно, и сельскохозяйственного производства.

6. Вода самоочищается. При прохождении через грунт вода фильтруется; испаряется только чистая вода, все примеси остаются на месте.

2. Мировой океан, части Мирового океана

Воды Мирового океана занимают около 70,8% площади поверхности нашей планеты и играют исключительно важную роль в развитии географической оболочки. Ввиду исключительной роли Мирового океана в природе Земли принято выделение наряду с гидросферой и океаносферы.

Основными частями Мирового океана являются:

1. Тихий (Великий) океан;
2. Атлантический океан;
3. Индийский океан;
4. Северный Ледовитый океан.

Иногда выделяют также и Южный океан.

Границы океанов не всегда и не везде проходят по берегам материков. Нередко они проводятся весьма условно. Каждый океан обладает комплексом только ему присущих качеств. Для каждого океана характерна своя система течений, система приливов и отливов, специфическое распределение солености, свой температурный и ледовый режим, своя циркуляция с воздушными течениями, свои характер глубин и господствующие донные отложения.

Море – обособленная часть океана, отличающаяся своими физико-географическими, главным образом гидрологическими и климатическими особенностями. Море может находиться или между двумя материками, или вдаваться в материк, или отделяться от океана полуостровами, островами и подводным рельефом.

В зависимости от характера контакта материков и океанов моря делятся на следующие три типа.

1. Средиземные моря: располагаются между двумя материками или находятся в поясах разлома земной коры; они характеризуются сильной изрезанностью береговой линии, резким перепадом глубин, сейсмичностью и вулканизмом (например, *Саргассово море, Красное море, Средиземное море, Мраморное море* и др.).

2. Внутренние моря: находятся на шельфе, далеко вдаются в глубь материков; характеризуются небольшими глубинами (например, *Белое море, Балтийское море, Гудзоново море* и др.).

3. Крайние моря: расположены на шельфе или материковом склоне, отделяются от океана архипелагами островов или полуостровами; с океаном соединяются на широком фронте (например, *Северное море, Норвежское море, Баренцево море, Карское море, море Лаптевых, Восточно-Сибирское море, Чукотское море, море Бофорта, Баффина море, Берингово море, Охотское море, Японское море, Желтое море, Южно-Китайское море, Ирландское море, Внутреннее Японское море* и др.).

Географическое положение моря во многом определяет его гидрологический режим. Внутренние моря слабо связаны с океаном, поэтому их соленость, течения и приливы заметно отличаются от океанских. Режим крайних морей в сущности океанический.

Режим морей во многом определяется характером контакта материков и океанов. Существует четыре типа контакта материков и океанов:

1. Экваториальный тип. У берегов экваториальных континентов Гондванского происхождения – у Южной Америки, Африки, Австралии, а также Аравии и Индостана - морей практически нет. Береговая линия крайне слабо изрезана, немногочисленны открытые заливы – *Гвинейский, Большой Австралийский залив.*

2. Северо-Атлантический тип. Северная часть Атлантического океана и Северный Ледовитый океан образуют многие внутренние и окраинные моря и многочисленные заливы, береговая линия сильно изрезана.

3. Восточно-Азиатский тип выражен островными дугами – *Курильской, Японской, Рюкю, Филиппинской,* отделяющими большие и глубокие окраинные моря.

4. Западно-Американский тип контакта характеризуется соприкосновением открытого океана с подножьем высоких и непрерывных горных систем Анд и Кордильер, идущих вдоль берега и определяющих его прямолинейность. Значительная изрезанность северо-западного берега Северной Америки носит экзогенный характер.

Большая часть морей находится у северных материков, особенно у берегов Евразии.

Уровень океанов и морей. Поверхность Мирового океана геоидальна. Поверхность океана постоянно нарушается общей циркуляцией атмосферы и гидросферы: течениями, приливами, ветрами. Близ берегов нарушения вызываются также и местными причинами, например стоком вод с суши. Хотя все части Мирового океана представляют собой сообщающуюся систему, но уровень этих частей не везде одинаков. Более того, этот уровень постоянно изменяется.

В изменении уровня океана в северном умеренном поясе, отличающемся мозаичностью береговой линии, наблюдаются следующие закономерности:

1. На одной и той же широте уровень океана выше у западных берегов, чем у восточных. Например, уровень воды в *Кронштадте* на 180 см выше, чем во Владивостоке.

2. По меридиану вдоль одного берега уровень повышается с юга на север. Например, в *Белом море* он на 24 см выше, чем в *Балтийском*. Основная причина изменения уровня заключается в переносе воды течениями, которые в средних широтах идут преимущественно с юго-запада на северо-восток (*Гольфстрим, Куроисио*). Средние уровни морей, определяемые в отдельных точках на основе многолетних наблюдений, близки к поверхности абсолютно спокойной воды. Они принимаются за исходные при определении абсолютных высот поверхности суши и глубины морей.

Физико-химические свойства морской воды. Океанская вода – раствор, в котором содержатся все химические элементы. Минерализация воды называется ее соленостью. Она измеряется в тысячных долях, в промилле и обозначается ‰.

Средняя соленость Мирового океана составляет 34,7 ‰ (округленно 35 ‰). В одной тонне океанской воды содержится 35 кг солей, а общее их

количество так велико, что если бы извлечь все соли и равномерно распределить их по поверхности материков, то образовался бы слой мощностью в 135 м.

Океанская вода может рассматриваться в качестве жидкой многоэлементной руды. Из нее добываются поваренная соль, калийные соли, магний, бром и многие другие элементы и соединения.

Минерализация воды – неперемное условие зарождения жизни в океане. Именно морские воды оказываются оптимальными для большинства форм живых организмов. Вопрос о том, какой была соленость воды на заре жизни, в какой именно воде возникло органическое вещество, решается сравнительно однозначно. Вода, выделившись из мантии, захватывала и транспортировала подвижные компоненты магмы, и в первую очередь соли. Поэтому первичные океаны были достаточно минерализованы. С другой стороны, фотосинтезом разлагается и изымается только чистая вода. Следовательно, соленость океанов неуклонно повышается. Данные исторической геологии свидетельствуют о том, что водоемы архея были солоноватыми, т. е. их соленость составляла около 10-25 ‰.

Проникновение света в воду. Прозрачность и цвет морской воды.

Проникновение света в воду зависит от ее прозрачности. Прозрачность выражается числом метров, т. е. глубиной, на которой еще виден белый диск диаметром 30 см. Наибольшая прозрачность (67 м) наблюдалась в 1971 г. в центральной части *Тихого океана*. Близка к ней прозрачность *Саргассова моря* – 62 м по диску диаметром 30 см. Другие акватории с чистой и прозрачной водой располагаются также в тропиках и субтропиках: в *Средиземном море* – 60 м, в *Индийском океане* – 50 м. Высокая прозрачность тропических акваторий объясняется особенностями циркуляции воды в них. В морях, где количество взвешенных частиц увеличивается, прозрачность уменьшается. В *Северном море* она равна 23 м, в *Балтийском* – 13 м, в *Белом* – 9 м, в *Азовском* – 3 м.

Прозрачность воды имеет огромное экологическое, биологическое и географическое значение. Вегетация фитопланктона возможна только до глубин, на которые проникает солнечный свет. Для фотосинтеза требуется сравнительно много света, поэтому с глубин 100-150 м, редко 200 м растения исчезают. Нижняя граница фотосинтеза в *Средиземном море* находится на глубине 150 м, в *Северном море* – 45 м, в *Балтийском море* – всего 20 м.

Взаимодействие атмосферы и океаносферы. Атмосфера и океаносфера по динамике и структуре весьма близки и образуют единую систему. Однако масса воды в океане в 300 раз больше, чем масса воздуха в атмосфере. Если бы атмосфера имела плотность воды, то толщину ее равняли бы всего 10 м. В тепловом отношении активнее океан, а в динамическом атмосфера. Относительно высокая плотность и повышенная динамическая устойчивость воды (по сравнению с воздухом) обуславливают и более медленный по сравнению с атмосферой обмен веществами и энергией.

Взаимодействие воздушной и водной оболочек начинается с тончайшего, в несколько молекулярных диаметров, но не больше 1 мм слоя.

Именно с этого слоя происходит испарение, этот слой воспринимает удары и трение воздуха, на него падают солнечные лучи. При волнении ветром срываются капли воды с растворенной в них солью. Так происходит механическое испарение. Воздушные пузырьки воды лопаются и в воздух проникают водяной пар и кристаллы соли. Под воздействием солнечного тепла происходит физическое испарение. От поверхности моря отрываются молекулы воды, а с ними и соль. Так в атмосферу попадают пар и аэрозоли. При солевом обмене между океаносферой и атмосферой, образно называемом *солевым дыханием океана*, соли не только переходят из воды в воздух, но меняется их механический состав. Речной сток восполняет убыток сульфатов в океане в процессе обмена солями в системе «океаносфера-атмосфера-суша».

Горизонтальный и вертикальный переносы масс воды в океане осуществляются циркуляционными системами различных размеров. Эти системы принято делить на микро-, мезо- и макроциркуляционные. Обращение воды обычно происходит в форме системы вихрей, которые могут быть циклоническими (масса воды движется против хода часовой стрелки и поднимается) и антициклоническими (с движением воды по ходу часовой стрелки и вниз). Движения обоих родов соответствуют атмосферным и порождаются волновыми фронтальными возмущениями. Цикло-антициклональная деятельность в тропосфере уходит вниз, в океаносферу. Локализована же она в соответствии с атмосферными фронтами и центрами действия атмосферы.

При постоянном перемещении водных масс в одних местах они сходятся, в других расходятся. Сходимость называется конвергенцией, расходимость – дивергенцией. При конвергенции вода накапливается, уровень океана повышается, увеличивается давление и плотность воды и она опускается. При дивергенции (например, при расхождении течений) происходит понижение уровня и подъем глубинных вод.

Схождение и расхождение может быть между движущейся водной массой (например, течением) и берегом. Если в результате действия силы Кориолиса течение подходит к берегу, то возникает конвергенция и вода опускается. При удалении же течения от берега наблюдается дивергенция, в результате которой поднимается глубинная вода. Наконец, как вертикальная, так и горизонтальная циркуляции вызываются разностью плотностей воды.

Микроциркуляционные системы в океане имеют форму вихрей циклонического и антициклонического характера диаметром от 200 м до 30 км. Образуются они обычно вдоль волновых возмущений фронта, в глубину проникают на 30-40 м, местами до 150 м и существуют несколько суток.

Мезоциркуляционные системы представляет собой круговороты воды также циклонического и антициклонического характера диаметром от 50 до 200 км и глубиной обычно 200 – 300 км, иногда до 1 км. Они возникают на изгибах фронтов. Замкнутые круговороты воды формируются и вне связи с фронтами. Их могут вызвать ветер, неровности океанического дна или конфигурация берегов.

Макроциркуляционные системы – это квазистационарные системы планетарного обмена вод, обычно называемые океанскими течениями.

3. Структура Мирового океана. Вертикальная стратификация Мирового океана

Структурой Мирового океана называется его строение – вертикальная стратификация вод, горизонтальная (географическая) поясность, характер водных масс и океанических фронтов.

В вертикальном разрезе толща воды распадается на большие слои, аналогичные слоям атмосферы. Их также называют сферами. Выделяются следующие четыре сферы (слоя):

Верхняя сфера формируется непосредственным обменом энергией и веществом с тропосферой в форме микроциркуляционных систем. Она охватывает слой в 200-300 м мощности. Эта верхняя сфера характеризуется интенсивным перемешиванием, проникновением света и значительными колебаниями температуры.

Верхняя сфера распадается на следующие частные слои:

- а) самый верхний слой толщиной в несколько десятков сантиметров;
- б) слой воздействия ветра глубиной 10-40 см; он участвует в волнении, реагирует на погоду;
- в) слой скачка температур, в котором она резко падает от верхнего нагретого к нижнему, не затронутому волнением и не прогретому слою;
- г) слой проникновения сезонной циркуляции и изменчивости температур.

Океанские течения обычно захватывают водные массы только верхней сферы.

Промежуточная сфера простирается до глубин 1 500 – 2000 м; ее воды образуются из поверхностных вод при их опускании. При этом они охлаждаются и уплотняются, а затем перемешиваются в горизонтальных направлениях, преимущественно с зональной составляющей. Преобладают горизонтальные переносы водных масс.

Глубинная сфера не доходит до дна примерно на 1 000 м. Этой сфере свойственна определенная однородность. Ее мощность составляет около 2 000 м; она концентрирует более 50% всей воды Мирового океана.

Придонная сфера занимает самый нижний слой толщи океана и простирается на расстояние примерно 1 000 м от дна. Воды этой сферы образуются в холодных поясах, в Арктике и Антарктике и перемещаются на огромных пространствах по глубоким котловинам и желобам. Придонная сфера воспринимает тепло из недр Земли и взаимодействует с дном океана. Поэтому при своем движении воды придонной сферы значительно трансформируются.

Водные массы и океанские фронты верхней сферы океана. Водной массой называется сравнительно большой объем воды, формирующийся в

определенной акватории Мирового океана и обладающий в течение длительного времени почти постоянными физическими (температура, свет), химическими (газы) и биологическими (планктон) свойствами. Водная масса перемещается как единое целое. Одна масса от другой отделяется океанским фронтом.

Выделяются следующие типы водных масс:

1. *Экваториальные водные массы* ограничены экваториальным и субэкваториальным фронтами. Они характеризуются самой высокой в открытом океане температурой, пониженной соленостью (до 34-32 ‰), минимальной плотностью, большим содержанием кислорода и фосфатов.

2. *Тропические водные массы* создаются в областях тропических атмосферных антициклонов и ограничены со стороны умеренных поясов тропическим северным и тропическим южным фронтами, а субтропические – северным умеренным и северным южным фронтами. Они характеризуются повышенной соленостью (до 37 ‰ и более) и большой прозрачностью, бедностью питательными солями и планктоном. В экологическом отношении тропические водные массы представляет собой океанские пустыни.

3. *Умеренные водные массы* располагаются в умеренных широтах и ограничены со стороны полюсов арктическим и антарктическим фронтами. Они отличаются большой изменчивостью свойств (как по географическим широтам, так и по сезонам года). Для умеренных водных масс характерен интенсивный обмен теплом и влагой с атмосферой.

4. *Полярные водные массы* Арктики и Антарктики характеризуются самой низкой температурой, наибольшей плотностью, повышенным содержанием кислорода. Воды Антарктики интенсивно погружаются в придонную сферу и снабжают ее кислородом.

4. Планетарная циркуляция верхней сферы океана. Океанские течения

В соответствии с зональным распределением солнечной энергии по поверхности планеты, как в океане, так и в атмосфере создаются однотипные и генетически связанные циркуляционные системы. Старое положение о том, что океанские течения вызываются исключительно ветрами, не подтверждается новейшими научными исследованиями. Перемещение и водных, и воздушных масс определяется общей для атмосферы и гидросферы зональностью: неравномерным нагреванием и охлаждением поверхности Земли. От этого в одних районах возникают восходящие токи и убыль массы, в других – нисходящие токи и увеличение массы воздуха или воды. Таким образом рождается импульс движения. Перенос масс – приспособление их к полю силы тяжести, стремление к равномерному распределению.

Большинство макроциркуляционных систем держится весь год. Только в северной части Индийского океана течения меняются вслед за муссонами.

Всего на Земле имеется 10 крупных циркуляционных систем:

- 1) *Североатлантическая (Азорская) система;*
- 2) *Северотихоокеанская (Гавайская) система;*
- 3) *Южно-атлантическая система;*
- 4) *Южно-тихоокеанская система;*
- 5) *Ижноиндийская система;*
- 6) *Экваториальная система;*
- 7) *Атлантическая (Исландская) система;*
- 8) *Тихоокеанская (Алеутская) система;*
- 9) *Индийская муссонная система;*
- 10) *Антарктическая и Арктическая система.*

Главные циркуляционные системы совпадают с центрами действия атмосферных. Эта общность носит генетический характер.

Поверхностное течение отклоняется от направления ветра на угол до 45° вправо в северном полушарии и влево в южном полушарии. Так, пассатные течения идут с востока на запад, пассаты же дуют с северо-востока в северном полушарии и с юго-востока в южном полушарии. Верхний слой может следовать за ветром. Однако каждый нижележащий слой продолжает отклоняться вправо (влево) от направления движения вышележащего слоя. Скорость течения при этом уменьшается. На некоторой глубине течение принимает противоположное направление, что практически означает его прекращение. Многочисленные измерения показали, что течения оканчиваются на глубинах не более 300 м.

Океанские течения – это не только потоки воды, но и полосы переноса воздушных масс, направления обмена веществом и энергией, пути миграции животных и растений.

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 океане, а по меридиану от экватора до 40° широты, на 4-5 тыс. км. Устойчивые и мощные течения, особенно в северном полушарии, в основном замкнутые.

Как и в тропических атмосферных антициклонах, движение воды идет по часовой стрелке в северном и против часовой стрелки в южном полушарии. От восточных берегов океанов (западных берегов материка) поверхностная вода относится к экватору, на ее место поднимается из глубины (дивергенция) и компенсационно поступает из умеренных широт холодная. Так образуются холодные течения:

- Канарское холодное течение;*
- Калифорнийское холодное течение;*
- Перуанское холодное течение;*
- Бенгельское холодное течение;*
- Западноавстралийское холодное течение и др.*

Скорость течений относительно небольшая и составляет около 10 см/сек.

Струи компенсационных течений вливаются в *Северное и Южное Пассатные (Экваториальные) теплые течения*. Скорость этих течений

достаточно большая: 25-50 см/сек на тропической периферии и до 150-200 см/сек близ экватора. Устойчивость соответственно составляет 50 и 75%.

Подходя к берегам материков, пассатные течения, естественно, отклоняются. Образуются крупные сточные течения:

Бразильское течение;

Гвианское течение;

Антильское течение;

Восточноавстралийское течение;

Мадагаскарское течение и др.

Скорость этих течений составляет около 75-100 см/сек.

Благодаря отклоняющему действию вращения Земли, центр антициклонической системы течений смещен к западу относительно центра атмосферного антициклона. Поэтому перенос водных масс в умеренные широты сосредоточен в узких полосах у западных берегов океанов.

Гвианское и Антильское течения омывают Антильские острова и большая часть воды заходит в Мексиканский залив. Из него начинается стоковое течение Гольфстрим. Начальный его участок во Флоридском проливе называется *Флоридским течением*, глубина которого аномальна – до 700 м, ширина 75 км, мощность 25 млн. м³/сек. Температура воды здесь достигает 26⁰С. Достигнув средних широт, водные массы частично возвращаются в эту же систему (у западных берегов материка), частично вовлекаются в циклонические системы умеренного пояса.

Экваториальная система представлена Экваториальным противотечением. *Экваториальное противотечение* образуется как компенсационное между Пассатными течениями.

Циклонические системы умеренных широт различны в северном и южном полушариях 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 - на 2 тыс. км. Система циркуляции в Северной Атлантике начинается теплым *Североатлантическим течением*. За ним нередко сохраняется название *Гольфстрим*. Однако собственно Гольфстрим как стоковое течение продолжается не далее Нью-Фаундлендской банки. Начиная от 40⁰ с.ш. водные массы вовлекаются в циркуляцию умеренных широт и под действием западного переноса и кориолисовой силы 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: *Ирмингера, Норвежское, Шпицбергенское, Нордкапское*.

Гольфстримом в узком смысле называется стоковое течение от Мексиканского залива до 40⁰ с.ш., в широком смысле – система течений в северной Атлантике и западной части Северного Ледовитого океана.

Второй круговорот находится у северо-восточных берегов Америки и включает течения *Восточногренландское 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. Очень часто эта система течений называется *Курисио*.

В Северный Ледовитый океан проникает относительно небольшая (36 тыс. км³) масса воды. Холодные течения *Алеутское*, *Камчатское* и *Ойясио* образуются из холодных вод Тихого океана вне связи с Ледовитым.

Циркумполярная антарктическая система Южного океана соответственно океаничности южного полушария представлена одним течением *Западных ветров*. Это самое мощное течение в Мировом океане. Оно охватывает Землю сплошным кольцом в поясе от 35-40 до 50-60° ю.ш. Ширина его около 2 000 км, мощность 185-215 км³/сек, скорость 25-30 см/сек. В значительной степени это течение определяет самостоятельность Южного океана. Циркумполярное течение Западных ветров не является замкнутым: от него отходят ветви, вливающиеся в *Перуанское*, *Бенгельское*, *Западноавстралийское течения*, а с юга, от Антарктиды, в него впадают прибрежные антарктические течения – из морей Уэдделла и Росса.

Арктическая система в циркуляции вод Мирового океана занимает особое место из-за конфигурации Северного Ледовитого океана. Генетически она соответствует Арктическому барическому максимуму и ложбине Исландского минимума. Главное течение здесь – *Западное арктическое*. Оно перемещает воды и льды с востока на запад по всему Северному Ледовитому океану к проливу Нансена, расположенному между Шпицбергенем и Гренландией. Дальше оно продолжается *Восточногренландским* и *Лабрадорским*. На востоке в Чукотском море от Западного арктического течения отделяется *Полярное течение*, идущее через полюс к Гренландии и далее - в пролив Нансена.

Циркуляция вод Мирового океана диссимметрична относительно экватора. Диссимметрия течений пока не получила должного научного объяснения. Причина ее, вероятно, заключается в том, что к северу от экватора господствует меридиональный перенос, а в южном полушарии – зональный. Объясняется это также положением и формой материков.

Во внутренних морях циркуляция воды всегда индивидуальна.

Приливы и отливы. Уровень поверхности океанов и окраинных морей периодически изменяется. Колебание уровня воды называется приливами и отливами. При приливе уровень воды постепенно повышается и достигает наивысшего положения, которое называется полной водой. Затем происходят отливы, при которых уровень падает до минимального, называемого малой водой. На пологих берегах между уровнями полной и малой воды остается полоса осушки.

Теоретически полный цикл (два прилива и два отлива) должен завершиться за 24 часа 50 минут, а каждый прилив и отлив должен длиться 6 часов 12 минут и 30 секунд. Действительная же 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.

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

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

Теоретически, лунный прилив должен быть высотой 0,53 м, солнечный 0,24 м, суммарный 0,77 м. В открытом океане у островов величина прилива довольно близка к теоретической: на Гавайских островах – 1,0 м, Святой Елены – 1,1 м, Фиджи – 1,7 м. У материков со слабо расчлененными берегами высота приливов колеблется около 1,5 – 2,0 м. С усложнением контуров береговой линии она резко возрастает. Это объясняется нагоном океанской воды в узкие заливы и проливы.

Самый большой на Земле прилив (до 18 м) бывает в бухте Нюэль в заливе Фанди (у Новой Шотландии). Высокие приливы фиксируются также на севере Охотского моря, в Пенжинской губе (до 12 м). Во внутренних морях приливы незначительны: в Черном море – 13 см, в Балтийском море – 4,8 см, в Средиземном море (Венеция) – 1 м.

Общепланетарное значение океанских приливов заключается в создании приливного трения. Приливы и отливы играют определенную роль и в развитии географической оболочки. Они участвуют в перемешивании воды, в формировании берегов, в создании особых экологических условий в прибрежной полосе моря. Весьма значительна роль приливов в морском судоходстве, строительстве портовых сооружений, защите их от разрушений моря и заноса мелкими песками. Каждая приливная волна несет огромную энергию. В тех местах, где приливы достаточно высоки, возможно строительство электростанций.

Волнение водной поверхности. Волнение водной поверхности – это частный случай ритмических колебательных движений. При движении одной жидкой массы по другой на плоскости их соприкосновения неизбежно возникают волны.

Волнение водоемов чаще всего вызывается ветром. При малых скоростях ветра (около 0,25 м/сек) от трения воздуха о воду возникает *рябь* – система мелких равномерных волн; они появляются при каждом порыве ветра и мгновенно затухают. При усилении ветра вода испытывает не только трение, но и удары. При скорости ветра больше 1,0 м/сек устанавливаются волны.

Правильная волна, т. е. такая, вершина которой не сорвана ветром, имеет трохлоидальную форму. Все водные частицы, равномерно двигаясь, описывают круговые орбиты около уровня равновесия. Все частицы движутся в одну сторону.

В каждый отрезок времени они находятся в разных точках орбиты; это и есть система волн.

Следовательно, волнение представляет собой колебание водной поверхности вверх и вниз около среднего уровня.

Правильная волна характеризуется следующими элементами:

Подошва – наиболее низкая часть волны;

Гребень – самая высокая часть волны;

Крутизна волны – угол между ее профилем (склоном) и горизонтальной плоскостью;

Высота волны – расстояние по вертикали между подошвой и гребнем;

Длина волны – расстояние между двумя подошвами или двумя гребнями.

Быстрота продвижения волн характеризуется их скоростью и периодом.

Скорость волны – это расстояние, пробегаемое гребнем (или подошвой) в единицу времени, обычно в секунду. Период волны равен промежутку времени между прохождением через одну и ту же точку двух последовательных гребней или подошв.

Наибольшие ветровые волны образуются в южном полушарии, где океан непрерывен и где западные ветры постоянны и сильны. Здесь волны достигают 13 м высоты и 400 м длины. Скорость таких волн достигает 20 м/сек; период – 20 сек. В морях волн меньше, даже в Средиземном море они достигают только 5 м.

Под действием ветра волны деформируются: от ударов ветра нарушается трохоидальная форма, гребень срывается, образуются «барашки». При этом поверхностные частицы получают некоторое поступательное движение. Предмет (например, лодка), находящийся на воде, перемещается благодаря *эффекту парусности*.

При приближении к берегу на мелководье в результате трения о дно скорость убывает, но возрастает высота и крутизна волны. У самого берега волны опрокидываются и образуют *прибой*. Ветровые волны несут огромную и неисчерпаемую энергию.

Огромные волны – *цунами* – возникают от землетрясений, моретрясений и извержений прибрежных или подводных вулканов. При взрыве *вулкана Кракатау* в 1883 г. образовалась волна высотой 35 м и длиной 524 км. Она перемещалась со скоростью 189 м/сек. Через 23 часа 31 мин волна достигла *мыса Горн*, конечно, уже сильно ослабленная и уменьшенная.

Тепловой режим океанов. Океаносфера получает тепло от солнечной радиации. Придонная сфера океана (особенно в срединных хребтах) воспринимает внутреннее тепло Земли. В рифтах Красного моря и Срединно-Атлантического хребта обнаружена горячая вода (рассол) с температурой 72⁰С, обогащенная растворенными металлами. Однако участие внутреннего тепла в климате океана четко не прослеживается. Климат океана определяет прежде всего температура воздуха.

Границы климатических зон в океане из-за подвижности воды не столь отчетливы, как на суше. В настоящее время они проводятся по океаническим фронтам. В умеренном климате северного полушария выделяются все четыре времени года, причем зима приходится на январь-март, весна - на апрель-июнь, лето - на июль-сентябрь, осень - на октябрь-декабрь. В Арктике зима

длится 6-7 месяцев, с ноября по май, лето только 4-6 недель, с августа по сентябрь.

Средняя температура Мирового океана составляет $17,54^{\circ}\text{C}$ (это только на $3,54^{\circ}\text{C}$ выше, чем на всей Земле (14°C на высоте 2 м от земной поверхности)). В Северном полушарии океан на 3°C теплее, чем в южном, что объясняется характером циркуляции водных масс: к северу от экватора преобладает меридиональный перенос, а в южном - зональный. Диссиметрия динамики создает диссиметрию поля температуры.

В северной части Атлантического и Тихого океанов меридиональной циркуляцией выносятся огромные массы хорошо прогретой воды жаркого пояса. У 40° с.ш. температура воды выше на 2°C температуры воды у 40° ю.ш. Переход через 0°C в южном полушарии наблюдается между 60 и 65° ю.ш., а в северном – между 70 и 75° с.ш.

Самым теплым на Земле является Тихий океан. Его средняя температура составляет $19,3^{\circ}\text{C}$; затем следуют Индийский океан – $17,2^{\circ}\text{C}$, Атлантический океан – $16,5^{\circ}\text{C}$ и Северный Ледовитый океан – около $0,7^{\circ}\text{C}$. Разница климатов объясняется их географическим положением.

На 53 % поверхности Мирового океана температура воды выше 20°C , и только 17 % его площади занято холодной водой.

Хотя максимальное количество солнечной радиации океан усваивает в тропических зонах, самая высокая годовая температура ($27,4^{\circ}\text{C}$) свойственна зоне от 5 до 10° с.ш.

За пределами узкой экваториальной зоны температура воды верхней сферы определяется течениями, так что ход гидроизотермы вполне соответствует циркуляционным системам.

Течения в зависимости от температуры воды бывают нейтральными, теплыми и холодными. Это деление основано не на абсолютной, а на относительной температуре воды. Теплыми называются течения, температура воды в которых выше, чем в окружающих акваториях. Вода холодных течений холоднее сопредельных с ними частей океанов. Теплые течения в полярных широтах несут воду более холодную, чем холодные течения в тропиках. Например, в августе теплое течение у берегов Шпицбергена имеет температуру около 8°C , а холодное у Канарских островов - около 21°C . Но не участвующая в течениях вода у Шпицбергена покрыта льдом, а в районе Канарских островов нагрета до 25°C .

В умеренном поясе северного полушария, наоборот, холодными оказываются западные части океанов, где проходят *Лабрадорское и Курильское течения*. Восточные области океанов согреваются *Североатлантическим и Северотихоокеанским течениями*. Летом на 40° с.ш. температура воды в этих течениях достигает 20°C .

В Южном океане, где нет влияния материков, температура изменяется строго зонально: от 10°C на 40° с.ш. до 0° на 60° ю.ш. и далее понижается до границы морских льдов.

В западной части Северного Ледовитого океана вода *Североатлантического течения* создает положительную температурную

аномалию, в остальной же части океана температура воды близка к точке замерзания и образуется лед.

По происхождению льды полярных морей бывают следующих типов:

- 1) собственно морские, образующиеся путем замерзания морской воды;
- 2) пресноводные, вынесенные реками;
- 3) материковые, или айсберги.

Вода с соленостью 35 ‰ замерзает при температуре $-1,9^{\circ}\text{C}$. Море дальше, чем пресные водоемы суши, остается открытым и согревает сушу.

В Северном Ледовитом океане лед держится весь год и постоянно дрейфует. Южная граница подвижных полярных льдов проходит от *мыса Святой Нос* к западным берегам *Шпицбергена*, к *острову Ян-Майен*, по середине *Датского пролива*, к *юго-западной Гренландии* и в *Девисов пролив*.

В северной части Тихого океана лед образуется только на севере *Берингова моря* и в *Охотском море*. Дрейфуя, он достигает острова *Хоккайдо*.

В южном полушарии морские льды идут в морские широты гораздо дальше, чем в северном. Их граница проходит южнее *мыса Горн*, в Тихом и Индийском океанах достигает $60-55^{\circ}$, а в Атлантическом – даже 50° ю.ш.

Особенностью теплового режима океанов является незначительные годовые амплитуды температур. Наименьшие они в экваториальной зоне близ 5° с.ш. – всего 1°C . В тропических широтах амплитуда остается еще небольшой – 3 и 4°C , и только в холодных течениях у западных берегов увеличивается до 6 и 8°C . С переходом в умеренные широты годовая амплитуда резко возрастает и достигает в среднем 9°C . Как и на суше, здесь наблюдается смена времен года. Особенно ярко она выражена близ восточных берегов Азии в муссонной циркуляции, где амплитуда достигает 20° и 25°C .

Сезонные колебания температуры воды захватывают только верхнюю сферу, около 100 м. Ниже они затухают. Причем в акваториях с нисходящим движением воды гидроизотермы погружаются, с восходящими – поднимаются. Ниже 1 500 – 2 000 м температура остается всюду одинаковой – от 2 до 3°C и только в Арктике падает до $0,7^{\circ}$ и даже до $-1,4^{\circ}\text{C}$.

Газовый режим океаносферы. В воде растворены азот, кислород, углекислый газ, т. е. те же газы, которые образуют и атмосферу. Иногда в морях глубокие акватории заражены сероводородом (*Черное море*). Наибольшее значение имеет, естественно, кислород, т. к. он обеспечивает биохимические процессы океанической части биосферы и в планетарном газообмене между океаносферой и атмосферой участвует в регулировании газового состава всей воздушной оболочки Земли.

Кислород в океанскую воду поступает в результате фотосинтеза и в процессе газообмена с атмосферой. В результате этих процессов верхний 100-метровый освещенный слой оказывается близким к насыщению кислородом: содержание кислорода составляет 93-97% возможного.

Концентрация кислорода увеличивается с понижением температуры: на экваторе она равна 4,5 – 6,0 мл/л, в средних широтах 6,0-7,0 мл/л, в Арктике и Антарктике – до 7,5- 8,0 мл/л.

Кислород используется на дыхание и окисление. В верхнем 200-м слое разрушается около 90% всех органических веществ, и только 10% их массы опускается ниже. Поэтому в верхних слоях промежуточной сферы содержание кислорода низкое – около 2,0 мл/л, а местами и до 0,5 мл/л.

В холодных тропических течениях, где поднимается вода промежуточной сферы, содержание кислорода оказывается тоже низким – менее 2,0 мл/л и даже до 0,2 мл/л. Но в целом же такие акватории – исключение. В целом же насыщенность верхней сферы изменяется от 60% в низких широтах до 95% в высоких.

Нисходящими токами воды, которые наиболее интенсивны в холодных поясах, особенно в Антарктике, кислород уносится в глубины океана и придонными течениями разносится по всему океану. Поэтому во всех глубоких водах концентрация кислорода весьма значительная – от 3,0 до 5,5 мл/л, всюду достаточная для существования живых организмов.

Кислород Мирового океана имеет биогенное происхождение. В образовании биогенного кислорода океанский фитопланктон играет весьма значительную роль. Кислород океана используется живыми организмами. Огромные его излишки поступают в атмосферу. Океанская вода регулирует обмен кислорода в атмосфере.

Океаносфера в одних случаях поглощает газы воздуха, в других восполняет их недостаток в тропосфере. Океаносфера выступает в роли главного регулятора динамического равновесия в планетарном газообмене и главного фактора, с которым связано постоянство состава атмосферы.

Питательные соли в водах Мирового океана. Океанская вода содержит большинство элементов, которые должны входить в состав пищи зеленых растений. И только фосфаты, а иногда и нитраты могут быть в недостаточном количестве. В каждой конкретной акватории океана плодородие практически зависит от баланса фосфатов, поскольку кислорода всюду достаточно, а освещение повсеместно (кроме полярных морей зимой).

Биогенные вещества, потребляемые водорослями, в океан поступают с речным стоком (50-60%), при разрушении берегов (10-20%), с ветром с суши (10%). Около 20% биогенных веществ образуется в самой океанской воде. С суши в океан ежегодно поступает 385 млн. т фосфатов. Естественно, что главная масса их сосредоточивается в прибрежных водах, на материковой отмели или шельфе. В самом океане фосфаты образуются на всех глубинах в результате распада органических веществ. В верхнем освещенном слое фосфаты почти полностью потребляются фитопланктоном.

Богатство или бедность акваторий питательными солями зависит от макроциркуляции воды. Восходящие токи в умеренных и субполярных широтах и частично под экватором доставляют к поверхности фосфаты из глубинных сфер. Тропические акватории типа *Саргассова моря* с

нисходящими токами воды крайне бедны фосфатами, и поэтому, несмотря на обилие света и тепла, уподобляются тропическим пустыням.

Донные отложения. Дно океанов и морей покрыто осадочными отложениями, которые называются морскими осадками, грунтами и илами. Состав и свойства этих придонных образований, а также районы их распространения определяются первичным источником материала и географическими условиями отложениями. Главные виды морских отложений – терригенные и биогенные осадки.

Терригенные осадки приносятся с суши реками, ветром, ледниками, прибоем, приливами и отливами в виде продуктов разрушения горных пород. Близ берега они представлены валунами, дальше галькой, песками, наконец, алевроитами и глинами. Они покрывают примерно 25% дна Мирового океана, залегают преимущественно на шельфе и материковом склоне.

Большую часть океанского дна устилают органические илы, образованные скелетами планктонных организмов. Органические илы бывают либо известковыми (фораминиферовые и радиоляриевые илы), либо кремнистыми (диатомовый ил).

В распространении донных отложений прослеживаются 1) климатическая зональность, 2) вертикальная поясность и 3) циркумконтинентальная региональность.

Климатическая зональность проявляется в том, что наибольшая продуктивность планктона приходится на три влажных пояса: экваториальный и два умеренных, где поднимаются глубинные воды, обогащенные питательными веществами. Тропический пояс представляет собой «пустыни в океане».

На распространение планктонных организмов с известковым скелетом влияет содержание в воде CO_2 , который способствует растворению извести. В теплой воде тропиков углекислого газа содержится мало и карбонатонакопление идет на обширных пространствах. В полярных морях с понижением температуры содержание CO_2 увеличивается; поэтому организмы с известковым скелетом замещаются диатомовым водорослями с кремнистым скелетом. На океанском дне здесь распространены диатомовые илы. Климатическая зональность осадконакопления осложняется теплыми и холодными океанскими течениями.

Вертикальная поясность появляется в том, что карбонатные фораминиферовый и радиоляриевый илы распространены на глубинах не более 4 000 м. Ниже с понижением температуры увеличивается содержание CO_2 , и известковые частицы полностью растворяются. На глубинах ниже 4 000 м дно покрыто красной глиной – полигенным осадком, состоящим из нерастворимого остатка планктонных осадков, из принесенной ветром пыли, а также космогенного вещества. Накопление красной глины идет очень медленно: около 1 см за 1 000 лет. В образовании морских донных отложений участвует и вулканический материал.

Циркумконтинентальная региональность заключается в распространении терригенных отложений пород айсбергового разноса, во

влиянии речных вод на морские, в закономерностях распространения коралловых рифов и вулканов, в зависимости океанских течений и приливов от берегов материков и островов.

5.Океан как среда жизни и источник природных ресурсов органического происхождения

Мировой океан, занимающий 70,8% площади Земли, - самый большой биоцикл, или жизненная область нашей планеты. Два других биоцикла – суша и внутренние водоемы – значительно меньше. Кроме того, морская фауна много старше сухопутной. Для океана характерна равномерность экологических условий, связь между всеми акваториями и отсутствие границ для расселения.

Биоцикл океана и моря распадается на два основных биоценоза (пространства, занятые группами сходных биотопов): а) донную поверхность, или бентальную область, или бентос и б) толщу воды, или пелагиальную область, открытого моря – пелагиаль. Соответственно этому морские биоценозы делятся на бенталь и пелагиаль.

Бентальные организмы (бентос) всю жизнь или большую ее часть проводят на океаническом дне. Животные пелагиали обитают только в воде. Среди них есть как пассивно плавающие животные и растения (зоопланктон и фитопланктон), так и активно плавающие животные (нектон).

В зависимости от освещения (как бентальная, так и пелагическая области) подразделяются на следующие две ступени:

1)верхнюю (освещенную, или эвфотическую) - до глубины не более 200 м;

2)нижнюю (лишенную света, афотическую).

В зависимости от освещения бентос делится на 1)освещенный литоральный, или прибрежный, и 2)абиссальный, свойственный глубоководному морскому дну, лишенному света.

Пелагиаль распадается на неритическую (прибрежную, лежащую над литоралью) и океаническую части.

Литораль образуется на контакте трех основных оболочек – гидросферы, литосферы и атмосферы. Литорали свойственно наибольшее разнообразие экологических условий. В бентальной части прибрежной полосы выделяются (сверху вниз):

а)супралитораль, расположенная на скалах выше уровня полной воды приливов;

б)собственно литораль – часть берега, осушающаяся при отливе;

в)сублитораль – морское дно в пределах шельфа.

Область открытого океана (пелагиаль) охватывает все океанические и морские просторы вдали от берегов, за границами шельфа, т. е. над материковым склоном и ложем океанов.

В вертикальном направлении пелагиаль неоднородна: верхний слой не более 200 м – *собственно пелагиаль*; средний (сумеречный, до глубины 1 000 м) – *батипелагиаль*; нижний, простирающийся до дна, совсем не получает света – *абиссаль*.

Глубоководная область (абиссаль) охватывает и морское дно (или абиссальный бентос), и глубоководную пелагиаль (или абиссопелагиаль). Верхняя граница абиссали нечеткая – свет ослабевает постепенно.

Океан располагает огромными энергетическими, биологическими и минеральными ресурсами. Важнейшими из них следует считать биологические.

Около 55% мирового улова морепродуктов дает Тихий океан, причем более половины вылавливается с северной его части, около 33% - в южной и меньшая доля – в тропической. В Атлантическом океане добывается только 41% всех морепродуктов и тоже более половины (68%) в северной его части. На Индийский океан приходится только 5% мирового улова морепродуктов. Основные морские промыслы располагаются в пределах шельфа. Около 5% акватории Мирового океана дают около 90% мировой добычи биологической массы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азатьян А.А. А.П. Федченко – географ и путешественник. – М., 1956.
2. Азатьян А.А., Белов М.И., Гвоздецкий Н.А., Каманин Л.Г., Мурзаев Э.М., Югай Р.Л. История открытия и исследования Советской Азии. – М., 1969.
3. Американская география: Пер. с англ. – М., 1957.
4. Аношко В.С. Географические основы мелиорации. – Мн., 1978.
5. Аношко В.С. Мелиоративная география Белоруссии. – Мн., 1978.
6. Античная география: Сост. М.С. Бондарский. – М., 1953.
7. Антошко Я.Ф. История географического изучения Земли. – М., 1968.
8. Анучин В. А. Теоретические основы географии. – М., 1972.
9. Анучин Д.Н. Люди зарубежной науки и культуры. – М., 1960.
10. Аристотель. Метеорологика. – Л., 1983.
11. Атлас истории географических открытий и исследований. – М., 1959.
12. Ахоуныя прыродныя тэрыторыі і помнікі прыроды Беларусі. – Мн., 1985.
13. Баландин Р.К., Бондарев Л.Д. Природа и цивилизация. – М., 1988.
14. Бейкер Дж. История географических открытий и исследований: Пер. с англ. – М., 1950.
15. Белорусская Савецкая Энцыклапедыя: В 12 т. – Мн., 1969-1975.
16. Белорусская ССР: Короткая энциклопедия: В 5 т. – Мн., 1978-1981.
17. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. – М., 1954.
18. Биосфера: эволюция, пространство, время: Пер. с англ. – М., 1988.

19. Борхгревинк К. У Южного полюса: Пер. с норвежского. – М., 1958.
20. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. – Л., 1956.
21. Будыко М.И. Человек и биосфера // Вопросы философии. – 1973. - № 1.
22. Бунге В. Теоретическая география: Пер. с англ. – М., 1967.
23. Вахрушев В.А. Камень. Человек. Время. – Новосибирск, 1991.
24. Вахрушев В.А. Камень в культуре народов мира с древнейших времен до наших дней. – Гомель, 1999.
25. Вегенер А. Происхождение материков и океанов. – М.: ГИЗ, 1925.
26. Верн Ж. История великих путешествий: Пер. с франц. – Л., 1958.
27. Вернадский В.И. Начало и вечность жизни. – М., 1989.
28. Вернадский В.И. Научная мысль как планетарное явление. – М., 1991.
29. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружение. – М., 1965.
30. Взаимодействие наук при изучении Земли. – М., 1964.
31. Воейков А.И. Воздействие человека на природу. – М., 1963.
32. Водохранилища Белоруссии: Природные особенности и взаимодействие с окружающей средой. – Мн., 1991.
33. Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И. Физическая география СССР. – М., 1978.
34. География Белоруссии / Под ред. А.В. Дементьева. – Мн., 1977.
35. География Гомельской области / Под ред. Г.Н. Каропы, В.Е. Пашука. – Гомель, 2000.
36. Геология Белоруссии: Достижения и проблемы / Под ред. Г.И. Горещкого. – Мн., 1983.
37. Гиренок Ф.И. Экология. Цивилизация. Ноосфера. – М., 1987.
38. Глобальная экологическая проблема / Г.И. Морозов, Р.А. Новиков и др. – М., 1988.
39. Горшков Г.П., Якушева А.Ф. Общая геология. – М., 1962.
40. Гурский Б.Н. Нижний и средний антропоген Белоруссии. – Мн., 1974.
41. Давыдова М.И., Раковская Э.М., Тушинский Г.К. Физическая география СССР: В 2 т. – М., 1989.
42. Дарвин Ч. Происхождение видов путем естественного отбора. – М., 1986.
43. Дарвин Ч. Путешествие натуралиста вокруг света на корабле «Бигль»: Пер. с англ. – М., 1953.
44. Джеймс П., Мартин Дж. Все возможные миры: Пер. с англ. / Под ред. и с послесл. А.Г. Исаченко. – М., 1988.
45. Джонстон Р. Дж. География и географы: Очерк развития англо-американской географии после 1945 г.: Пер. с англ. – М., 1987.
46. Дитмар А.Б. География в античное время (очерк развития физико-географических идей). – М., 1980.
47. Дорст Ж. До того как умрет природа. – М., 1968.
48. Дрейф континентов. – М., 1966.
49. Есаков В.А. География в России в XIX – начале XX века. – М., 1978.

50. Исаченко А.Г. Развитие географических идей. – М., 1971.
51. Исаченко А.Г. Основные вопросы физической географии. – Л., 1953.
52. Калесник С.В. Основы общего землеведения. – М., 1966.
53. Калесник С.В. Общие географические закономерности Земли. – М., 1970.
54. Каропа Г.Н. Общее землеведение: Учебная программа курса. – Гомель, 2005.
55. Каропа Г.Н. История и методология географии: Учебная программа курса. – Гомель, 2005.
56. Каропа Г.Н. Биогеография с основами экологии. – Гомель, 1994.
57. Каропа Г.Н. Теоретические основы экологического образования. – Мн., 1999.
58. Каропа Г.Н. Теория и методы экологического образования. – Гомель, 1999.
59. Каропа Г.Н. Экологическое образование школьников: Ведущие тенденции и парадигмальные сдвиги. – Мн., 2001.
60. Каропа Г.Н. Вопросы окружающей среды и устойчивого развития в современной общеобразовательной школе. – Гомель, 1998.
61. Каропа Г.Н. Методика преподавания географии: Курс лекций. – Гомель, 2004.
62. Каропа Г.Н. Системный подход к экологическому образованию и воспитанию. – Мн., 1994.
63. Каропа Г.Н. Физическая география Беларуси: Курс лекций. – Гомель, 2005.
64. Каропа Г.Н., Михалкина Е.Н. Биогеография с основами экологии: Курс лекций. – Гомель, 2005.
65. Климатические ресурсы Белоруссии и рациональное их использование: Сб. науч. статей – Мн., 1986.
66. Корулин Д.М. Геология и полезные ископаемые Белоруссии. – Мн., 1976.
67. Кривошук А.Е. Голубая планета: Земля среди планет. – М., 1985.
68. Круть И.В. Исследование оснований теоретической геологии. – М., 1973.
69. Кукал З. Великие загадки Земли: Пер. с чешского / Ред. и предисл. В.И. Войтова. – М., 1989.
70. Кун Т. Структура научных революций: Пер. с англ. – М., 1977.
71. Курс общей геологии / В.И. Серпухов, Т.В. Билибина, А.И. Шалимов. – Л., 1976.
72. Кювье Ж. О переворотах на поверхности земного шара. – М., 1937.
73. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной: История догм в науках о Земле: Пер. с англ. – М., 1991.
74. Ламберт Д. Доисторический человек: Кембриджский путеводитель: Пер. с англ. – М., 1991.
75. Ландшафты Белоруссии / Под ред. Г.И. Марцинкевич, Н.К. Клицуновой. – Мн., 1989.

76. Левков Э.А. Гляциотектоника. – Мн., 1980.
77. Ломоносов М.В. О слоях земных. – М., 1949.
78. Марков К.К., Добродеев О.П., Симонов Ю.Г., Суетова И.А. Введение в физическую географию. – М., 1970.
79. Марцинкевич Г.И., Клицунова Н.К., Мотузко А.Н. Основы ландшафтоведения. – Мн., 1986.
80. Матвеев А.В. История формирования рельефа Белоруссии. – Мн., 1988.
81. Матвеев А.В., Гурский Б.Н., Левицкая Р.И. Рельеф Белоруссии. – Мн., 1988.
82. Мир философии: Книга для чтения: В 2 т. – М., 1991.
83. Мукиданов Н.К. От Страбона до наших дней. – М., 1985.
84. Неэф Э. Теоретические основы ландшафтоведения: Пер. с нем. – М., 1974.
85. Неклюкова Н.П. Общее землеведение. – М., 1967.
86. Новая глобальная тектоника: Пер. с англ. – М., 1974.
87. Одум Ю. Экология: В 2 т.: Пер. с англ. – М., 1986.
88. Печчеи А. Человеческие качества: Пер. с англ. – М., 1985.
89. Проблемы планетарной геологии. – М., 1963.
90. Противоречия в развитии естествознания. – М., 1965.
91. Путешествия Христофора Колумба. – М., 1961.
92. Пухляков Л.А. Обзор тектонических гипотез. – Томск, 1970.
93. Резанов И.А. Великие катастрофы в истории Земли. – М., 1972.
94. Реймерс Н.Ф. Природопользование: Словарь-справочник. – М., 1990.
95. Риттер К. Общее землеведение: Лекции, изданные Г.А. Даниелем. – М., 1984.
96. Саушкин Ю.Г. История и методология географической науки. – М., 1976.
97. Смирнов А.М. Общегеографические понятия // Вопросы географии. – 1971. - № 88.
98. Спиркин А.Г. Основы философии. – М., 1988.
99. Страны и народы: Научно-популярное географо-этнографическое издание в 20 т. – М., 1983.
100. Тектоника Белоруссии. – Мн., 1976.
101. Уайт Г. География, ресурсы и окружающая среда: Пер. с англ. – М., 1990.
102. Ферсман А.Е. Очерки по истории камня: В 2 т. – М., 1954.
103. Фізічная геаграфія Беларусі: Вучэб. дапам. / Б.М.Гурскі, К.К.Кудло, Д.А. Бесараб і інш. // Пад рэд. Б.М.Гурскага, К.К.Кудло. – Мн., 1995.
104. Философские вопросы естествознания. – М., 1960.
105. Фокс Р. Энергия и эволюция жизни на Земле: Пер. с англ. – М., 1990.
106. Фоули Р. Еще один неповторимый вид. Экологические аспекты эволюции человека: Пер. с англ. – М., 1990.
107. Фрадкин Н.Г. Образ Земли. – М., 1974.

108. Хаггет П. География: Синтез современных знаний: Пер. с англ. – М., 1979.
109. Хаггет П., Чорли Р. Модели, парадигмы и новая география // Моели в географии. – М., 1971.
110. Харвей Д. Научное объяснение в географии: Пер. с англ. – М., 1964.
111. Человек и природа / Под ред. Г.Н.Каропы. – Мозырь, 1999.
112. Шкляр А.Х. Климатические ресурсы Белоруссии и их использование в сельском хозяйстве. – Мн., 1973.
113. Шубаев А.П. Общее землеведение. – М., 1977.
114. Энцыклапедыя прыроды Беларусі: У 5-ці т. – Мн., 1983-1986.
115. Якушко О.Ф. Озероведение: География озер Белоруссии. – Мн., 1981.
116. Baker A. The History of Geography. – NY, 1963.
117. Cole J., King C. Quantitative Geography. – London, 1968.
118. Davis W. Geographical Essays. – Boston, 1909.
119. Evolution or Revolution in Geography? / Ed. A. Learmonth. – Bletchley, 1971.
120. Hartshorne R. The Nature of Geography, a Critical Survey of Current Thought in the Light of the Past. – NY, 1939.

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМЕНИ Ф. СКОРИНЫ

МИНИМУМ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ
ПО КУРСУ «ОБЩЕЕ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЕ»

№ пп	Географический объект	Географическое положение
ПОЛУОСТРОВА		
1.	Аляска	<i>в Северной Америке</i>
2.	Антарктический	<i>В Антарктиде</i>
3.	Аппенинский	<i>в Средиземное море</i>
4.	Апшеронский	<i>Восточная оконечность Кавказа</i>
5.	Аравийский	<i>Юго-Западная Азия</i>
6.	Арнемленд	<i>на севере Австралии</i>
7.	Балканский	<i>Южная Европа</i>
8.	Бретань	<i>Северо-Запад Франции</i>
9.	Бутия	<i>на крайнем севере Серной Америки</i>
10.	Гыданский	<i>на севере Западно-Сибирской равнины</i>
11.	Индокитай	<i>Юго-Восточная Азия</i>
12.	Индостан	<i>Южная Азия</i>
13.	Калифорния	<i>Северная Америка</i>
14.	Камчатка	<i>Северо-Западная часть Тихого океана</i>
15.	Канин	<i>на севере Европейской части РФ</i>
16.	Кейп-Йорк	<i>на северо-востоке Австралии</i>
17.	Кенай	<i>на северо-западе Сев. Америки</i>
18.	Керченский	<i>Крымский полуостров</i>
19.	Кольский	<i>Северо-Запад РФ</i>
20.	Корея	<i>Восточная Азия</i>
21.	Корнуолл	<i>на юго-западе Великобритании</i>
22.	Котантен	<i>на северо-западе Франции</i>
23.	Крымский	<i>Черное море</i>
24.	Лабрадор	<i>Северная Америка</i>
25.	Ляодунский	<i>на северо-востоке Китая, между Ляодунским и Западно - Корейским заливами</i>
26.	Малакка	<i>на юге Индокитая</i>
27.	Малая Азия	<i>Юго-Западная Азия</i>
28.	Мелвилл	<i>Северная Америка</i>
29.	Новая Шотландия	<i>на юго-востоке Канады</i>
30.	Пелопоннес	<i>В Греции</i>
31.	Пиренейский	<i>Средиземное море</i>
32.	Синайский	<i>в Египте, между заливами Суэцким и Акаба</i>
33.	Скандинавский	<i>Северная Европа</i>
34.	Сомали	<i>Северо-Восток Африки</i>
35.	Сьюард	<i>на Аляске</i>
36.	Таймыр	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
37.	Унгава	<i>В Северной Америке</i>
38.	Флорида	<i>Юго-Восток Северной Америки</i>
39.	Чукотский	<i>Северо-Восток Евразии, территория РФ</i>
40.	Шаньдунский	<i>Восточный Китай</i>
41.	Юкатан	<i>Северная Америка, территория Мексики</i>

42.	Ютландия	<i>между Северным и Балтийским морями</i>
43.	Ямал	<i>На Севере Евразии, территория РФ</i>
ОСТРОВА		
44.	Бисмарка архипелаг:	<i>К северо-востоку от Новой Гвинеи</i>
45.	• Адмиралтейства	<i>К северо-востоку от Новой Гвинеи</i>
46.	• Новая Британия	<i>К северо-востоку от Новой Гвинеи</i>
47.	• Новая Ирландия	<i>К северо-востоку от Новой Гвинеи</i>
48.	Большие Антильские:	<i>Латинская Америка</i>
49.	• Гаити	<i>Латинская Америка</i>
50.	• Куба	<i>Латинская Америка</i>
51.	• Пуэрто-Рико	<i>Латинская Америка</i>
52.	• Ямайка	<i>Латинская Америка</i>
53.	Большие Зондские:	<i>Малайский архипелаг</i>
54.	• Калимантан	<i>Малайский архипелаг</i>
55.	• Суматра	<i>Малайский архипелаг</i>
56.	• Сулавеси	<i>Малайский архипелаг</i>
57.	• Ява	<i>Малайский архипелаг</i>
58.	Большой Барьерный риф	<i>У северо-восточных берегов Австралии</i>
59.	Борнхольм	<i>на юго-западе Балтийского моря</i>
60.	Британские:	<i>Европа</i>
61.	• Великобритания	<i>Европа</i>
62.	• Ирландия	<i>Европа</i>
63.	• Гебридские	<i>Европа</i>
64.	• Мэн	<i>Европа</i>
65.	• Оркнейские	<i>Европа</i>
66.	• Скай	<i>Европа</i>
67.	• Уайт	<i>Европа</i>
68.	• Шетландские	<i>Европа</i>
69.	Буве	<i>В южной части Атлантического океана</i>
70.	Вайгач	<i>на границе Баренцева и Карского морей</i>
71.	Ванкувер	<i>у западного побережья Северной Америки (Канада)</i>
72.	Вознесения	<i>Атлантический океан</i>
73.	Врангеля	<i>на границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей</i>
74.	Гавайские:	<i>архипелаг в центральной части Тихого океана</i>
75.	• Гавайи	<i>Гавайские острова</i>
76.	• Мидуэй	<i>Гавайские острова</i>
77.	• Оаху	<i>Гавайские острова</i>
78.	Галапагос	<i>в Тихом океане, у западных берегов Южной Америки</i>
79.	Гилберта	<i>в западной части Тихого океана, Микронезия</i>
80.	Готланд	<i>В Балтийском море</i>
81.	Гренландия	<i>Северо-Западная часть Атлантического океана</i>
82.	Датские:	<i>Европа</i>
83.	• Зеландия	<i>Европа</i>
84.	• Лоллан	<i>Европа</i>
85.	• Фюн	<i>Европа</i>
86.	Диомида	<i>В Беренговом проливе</i>

87.	Европа	<i>У восточного побережья Африки</i>
88.	Занзибар	<i>У восточного побережья Африки</i>
89.	Зеленого Мыса	<i>близ побережья Западной Африки</i>
90.	Земля Франца-Иосифа:	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
91.	• Земля Александра	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
92.	• Земля Вильчека	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
93.	• Земля Георга	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
94.	Змеиный	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
95.	Идзу	<i>в Тихом океане, близ восточного побережья Азии</i>
96.	Ионические	<i>У западных берегов Балканского п-ова</i>
97.	Исландия	<i>Северная часть Атлантического океана, Северная Европа</i>
98.	Кадьяк	<i>У западного побережья Аляски</i>
99.	Канадский Арктический архипелаг:	<i>Северная Америка, территория Канады</i>
100.	• Банкс	<i>Северная Америка, территория Канады</i>
101.	• Баффинова Земля	<i>Северная Америка, территория Канады</i>
102.	• Виктория	<i>Северная Америка, территория Канады</i>
103.	• Девон	<i>Северная Америка, территория Канады</i>
104.	• Парри архипелаг	<i>Северная Америка, территория Канады</i>
105.	• Принца Уэльского	<i>Северная Америка, территория Канады</i>
106.	• Свердруп	<i>Северная Америка, территория Канады</i>
107.	• Сомерсет	<i>Северная Америка, территория Канады</i>
108.	• Элсмир	<i>Северная Америка, территория Канады</i>
109.	Канарские	<i>У северо-западного побережья Африки</i>
110.	Карагинский	<i>В западной части Тихого океана, РФ</i>
111.	Каролинские	<i>в западной части Тихого океана, в Микронезии</i>
112.	Кенгуру	<i>У южного побережья Австралии</i>
113.	Кергелен	<i>В южной части Индийского океана</i>
114.	Киклады	<i>Архипелаг на юге Эгейского моря</i>
115.	Кипр	<i>Бассейн Средиземного моря, Европа</i>
116.	Колгуев	<i>В юго-восточной части Баренцева моря</i>
117.	Командорские:	<i>В юго-западной части Берингова моря</i>
118.	• Беринга	<i>В юго-западной части Берингова моря</i>
119.	• Медный	<i>В юго-западной части Берингова моря</i>
120.	Кермадек	<i>В юго-западной части Тихого океана</i>
121.	Коморские	<i>В Индийском океане</i>
122.	Королевы Шарлоты	<i>В Тихом океане, у побережья Канады</i>
123.	Корсика	<i>В Средиземном море, территория Франции</i>
124.	Крит	<i>Бассейн Средиземного моря, территория Греции</i>
125.	Крозе	<i>В юго-западной части Индийского океана, у юго-восточной оконечности Африки</i>
126.	Кука	<i>В Полинезии</i>
127.	Курильские:	<i>Северо-западная часть Тихого океана, территория РФ</i>

128.	• Итуруп	<i>Северо-западная часть Тихого океана, территория РФ</i>
129.	• Кунашир	<i>Северо-западная часть Тихого океана, территория РФ</i>
130.	• Парамушир	<i>Северо-западная часть Тихого океана, территория РФ</i>
131.	• Уруп	<i>Северо-западная часть Тихого океана, территория РФ</i>
132.	Лайн (Центральные Полинезийские, Спорады)	<i>В Тихом океане</i>
133.	Лаккадивские	<i>В Аравийском море</i>
134.	Лемнос	<i>на севере Эгейского море</i>
135.	Лесбос	<i>В Эгейском море</i>
136.	Липарские:	<i>В Тирренском море</i>
137.	• Вулькано	<i>В Тирренском море</i>
138.	• Липари	<i>В Тирренском море</i>
139.	• Стромболи	<i>остров в Тирренском море</i>
140.	Лофотенские	<i>У берегов Скандинавского полуострова</i>
141.	Мадагаскар	<i>В Индийском океане, у юго-восточных берегов Африки</i>
142.	Мадейра	<i>У северо-западных берегов Африки</i>
143.	Малые Антильские:	<i>Латинская Америка</i>
144.	• Гваделупа	<i>Латинская Америка</i>
145.	• Мартиника	<i>Латинская Америка</i>
146.	• Наветренные	<i>Латинская Америка</i>
147.	• Подветренные	<i>Латинская Америка</i>
148.	Малые Зондские:	<i>Малайский архипелаг</i>
149.	• Бали	<i>Малайский архипелаг</i>
150.	• Ломпок	<i>Малайский архипелаг</i>
151.	• Сумба	<i>Малайский архипелаг</i>
152.	• Сумбава	<i>Малайский архипелаг</i>
153.	• Тимор	<i>Малайский архипелаг</i>
154.	• Флорес	<i>Малайский архипелаг</i>
155.	Мальдивские	<i>в Индийском океане</i>
156.	Мальта	<i>в центральной части Средиземного моря</i>
157.	Маражо	<i>В дельте реки Амазонка</i>
158.	Марианские	<i>в Тихом океане, в Микронезии</i>
159.	Маркизские	<i>в Тихом океане, в Полинезии</i>
160.	Маршалловы	<i>в Тихом океане, в Микронезии</i>
161.	Масиас-Нгема-Бийого (Биоко, Фернандо-По)	<i>остров в Гвинейском заливе</i>
162.	Маскаренские:	<i>в Индийском океане</i>
163.	• Маврикий	<i>в Индийском океане</i>
164.	• Реюньон	<i>в Индийском океане</i>
165.	Молуккские:	<i>восточная часть Малайского архипелага</i>
166.	• Буру	<i>восточная часть Малайского архипелага</i>
167.	• Серам	<i>восточная часть Малайского архипелага</i>
168.	• Хальмахера	<i>восточная часть Малайского архипелага</i>
169.	Моонзунд:	<i>в Балтийском море</i>

170.	• Муху	<i>в Балтийском море</i>
171.	• Сааремаа	<i>в Балтийском море</i>
172.	• Хийумаа	<i>в Балтийском море</i>
173.	Науру	<i>в юго-западной части Тихого океана</i>
174.	Никобарские	<i>в Индийском океане, между Бенгальским заливом и Андаманским морем</i>
175.	Новая Гвинея	<i>у северных берегов Австралии</i>
176.	Новая Зеландия:	<i>юго-Западная часть Тихого океана</i>
177.	• Северный	<i>юго-Западная часть Тихого океана</i>
178.	• Южный	<i>юго-Западная часть Тихого океана</i>
179.	Новая Каледония	<i>юго-западная часть Тихого океана, Меланезия</i>
180.	Новосибирские:	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
181.	• Анжу	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
182.	• Котельный	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
183.	• Новая Сибирь	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
184.	• Фаддеевский	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
185.	• Де-Лонга	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
186.	• Ляховские	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
187.	• Большой Ляховский	<i>бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
188.	Новые Гебриды	<i>в юго-западной части Тихого океана</i>
189.	Ньюфаундленд	<i>У восточных берегов Северной Америки</i>
190.	Общества	<i>в южной части Тихого океана, в Полинезии.</i>
191.	• Таити	<i>Тихий океан</i>
192.	Огненная Земля	<i>У южной оконечности Южной Америки</i>
193.	Палау	<i>в западной части Каролинских островов</i>
194.	Пасхи	<i>в восточной части Тихого океана</i>
195.	Пемба	<i>у восточного побережья Африки</i>
196.	Принс-Эдуард	<i>на юго-восток от Канады</i>
197.	Рождества	<i>в восточной части Индийского океана</i>
198.	Рюген	<i>близ южного побережья Балтийского моря</i>
199.	Рюкю:	<i>между островами Кюсю и Тайвань</i>
200.	• Амами	<i>между островами Кюсю и Тайвань</i>
201.	• Окинава	<i>между островами Кюсю и Тайвань</i>
202.	• Осуми	<i>между островами Кюсю и Тайвань</i>
203.	• Сакисима	<i>между островами Кюсю и Тайвань</i>
204.	• Токара	<i>между островами Кюсю и Тайвань</i>
205.	Самоа	<i>в Тихом океане</i>
206.	Сан-Томе	<i>у западного побережья Африки</i>
207.	Сардиния	<i>Бассейн Средиземного моря</i>
208.	Саутгемптон	<i>в Гудзоновом заливе</i>
209.	Сахалин	<i>У восточных берегов Евразии, территория Евразии</i>

210.	Св. Елены	<i>в южной части Атлантического океана</i>
211.	Св. Лаврентия	<i>на севере Берингова моря</i>
212.	Северная Земля:	<i>бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
213.	• Большевик	<i>бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
214.	• Комсомолец	<i>бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
215.	• Октябрьской Революции	<i>бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
216.	• Пионер	<i>бассейн Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
217.	Северные Спорады	<i>Бассейн Средиземного моря</i>
218.	Сейшельские	<i>в Индийском океане</i>
219.	Сицилия	<i>Бассейн Средиземного моря</i>
220.	Сокотра	<i>к востоку от мыса Гвардафуй (Африка)</i>
221.	Соловецкие	<i>в Белом море</i>
222.	Соломоновы	<i>к востоку от Новой Гвинеи</i>
223.	Тайвань	<i>Восточная Азия</i>
224.	Тасмания	<i>К югу от Австралии</i>
225.	Тира	<i>в Эгейском море</i>
226.	Тобаго	<i>в Атлантическом океане</i>
227.	Токелау	<i>в Тихом океане</i>
228.	Тонга	<i>в юго-западной части Тихого океане</i>
229.	Тринидад	<i>в Атлантическом океане</i>
230.	Тристан-да-Кунья	<i>в южной части Атлантического океане</i>
231.	Туамоту	<i>в Тихом океане</i>
232.	Тувалу	<i>на юго-западе Тихого океана, в Полинезии.</i>
233.	Фарерские	<i>на северо-востоке Атлантического океана</i>
234.	Феникс	<i>в западной части Тихого океана</i>
235.	Фиджи	<i>в юго-западной части Тихого океана</i>
236.	Филиппинские:	<i>в западной части Тихого океана</i>
237.	• Лейте	<i>в западной части Тихого океана</i>
238.	• Лусон	<i>в западной части Тихого океана</i>
239.	• Минданао	<i>в западной части Тихого океана</i>
240.	• Миндоро	<i>в западной части Тихого океана</i>
241.	• Негрос	<i>в западной части Тихого океана</i>
242.	• Палаван	<i>в западной части Тихого океана</i>
243.	• Панай	<i>в западной части Тихого океана</i>
244.	• Самар	<i>в западной части Тихого океана</i>
245.	• Себу	<i>в западной части Тихого океана</i>
246.	Фолклендские	<i>на юго-западе Атлантического океана</i>
247.	Хайнань	<i>у юго-восточных берегов Евразии, территория Китая</i>
248.	Хиос	<i>в Эгейском море</i>
249.	Хуан-Фернандес	<i>В Тихом океане, у берегов Южной Америки</i>
250.	Цусима	<i>в Корейском проливе</i>
251.	Чагос арх.	<i>в Индийском океане</i>
252.	Шантарские	<i>в западной части Охотского моря, территория РФ</i>

253.	Шпицберген	<i>Северная Европа</i>
254.	Шри-Ланка	<i>В северной части Индийского океана</i>
255.	Эвбея	<i>в Эгейском море</i>
256.	Эланд	<i>в Балтийском море</i>
257.	Эльба	<i>в Тирренском море</i>
258.	Южная Георгия	<i>на юго-западе Атлантического океана, в Антарктике</i>
259.	Южные Оркнейские	<i>на юго-западе Атлантического океана, в Антарктике</i>
260.	Южные Сандвичевы	<i>на юге Атлантического океана, в Антарктике</i>
261.	Южные Спорады:	<i>в Эгейском море</i>
262.	• Родос	<i>в Эгейском море</i>
263.	Южные Шетландские	<i>в проливе Дрейка</i>
264.	Ян-Майен	<i>в северной части Атлантического океана</i>
265.	Японские:	<i>Восточная Азия</i>
266.	• Кюсю	<i>Восточная Азия</i>
267.	• Сикоку	<i>Восточная Азия</i>
268.	• Хоккайдо	<i>Восточная Азия</i>
269.	• Хонсю	<i>Восточная Азия</i>
МОРЯ		
270.	Адриатическое	<i>часть Средиземного моря, между Апеннинским и Балканским п-овами</i>
271.	Азовское	<i>восточнее Крымского п-ва</i>
272.	Амундсена	<i>у берегов Антарктиды, между 100 и 123 °з. д.</i>
273.	Андаманское	<i>между материковой частью Азии, цепью Андаманских и Никобарских о-вов и о. Суматра</i>
274.	Аравийское	<i>между п-овами Аравийским на западе и Индостан на востоке</i>
275.	Арафурское	<i>между Австралией, Новой Гвинеей и островами Танимбар и Кай</i>
276.	Бали	<i>в Индонезии, в составе Малых Зондских о-вов</i>
277.	Балтийское	<i>В Европе</i>
278.	Банда	<i>в Индонезии</i>
279.	Баренцево	<i>На севере Европы</i>
280.	Баффина	<i>между Гренландией и восточными берегами Канадского Арктического архипелага</i>
281.	Беллинсгаузена	<i>у берегов Антарктиды</i>
282.	Белое	<i>у северных берегов Европейской части РФ</i>
283.	Берингово	<i>В северной части Тихого океана</i>
284.	Бофорта	<i>море Северного Ледовитого океана, у берегов Северной Америки</i>
285.	Внутреннее Японское	<i>внутри проливов между о-вами Хонсю, Кюсю и Сикоку</i>
286.	Восточно-Китайское	<i>У восточных берегов Китая</i>
287.	Восточно-Сибирское	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана</i>
288.	Гренландское	<i>В северной части Атлантического океана</i>
289.	Дейвиса	<i>у берегов Антарктиды</i>
290.	Желтое	<i>у восточных берегов Азии</i>
291.	Ионическое	<i>часть Средиземного моря, к югу от Адриатического моря</i>

292.	Ирландское	<i>В северо-восточной части Атлантического океана</i>
293.	Карибское	<i>восточнее Центральной и севернее Южной Америки</i>
294.	Карское	<i>между о-вами Новая Земля, Земля Франца-Иосифа и арх. Северная Земля</i>
295.	Коралловое	<i>у берегов Австралии, Нов. Гвинеи, Нов. Каледонии</i>
296.	Космонавтов	<i>у берегов Антарктиды</i>
297.	Красное	<i>между Африкой и Юго-Западной Азией</i>
298.	Лабрадор	<i>у берегов Северной Америки</i>
299.	Лазарева	<i>у берегов Антарктиды</i>
300.	Лаптевых	<i>море Северного Ледовитого океана, территория РФ</i>
301.	Лигурийское	<i>часть Средиземного моря</i>
302.	Молуккское	<i>у берегов Малайского архипелага</i>
303.	Моусона	<i>в Индийском океане, омывает берега Антарктиды</i>
304.	Мраморное	<i>между Европой и Малой Азией</i>
305.	Норвежское	<i>в северной части Атлантического океана</i>
306.	Охотское	<i>в северо-западной части Тихого океана</i>
307.	Рисер-Ларсена	<i>у берегов Антарктиды</i>
308.	Росса	<i>у берегов Антарктиды</i>
309.	Северное	<i>В северо-восточной части Атлантического океана</i>
310.	Серам	<i>в Малайском архипелаге</i>
311.	Содружества	<i>у берегов Антарктиды</i>
312.	Соломоново	<i>к востоку от Новой Гвинеи</i>
313.	Средиземное	<i>Между Европой, Азией и Африкой</i>
314.	Сулавеси	<i>В Малайском архипелаге</i>
315.	Сулу	<i>между о-вами Филиппинскими, Палаван, Калимантан и архипелагом Сулу</i>
316.	Тасманово	<i>между Австралией и о. Тасмания</i>
317.	Тиморское	<i>между Австралией и о. Тимор</i>
318.	Тирренское	<i>часть Средиземного моря</i>
319.	Уэдделла	<i>у берегов Антарктиды</i>
320.	Фиджи	<i>в Тихом океане</i>
321.	Филлипинское	<i>Омывает Филиппинские острова</i>
322.	Черное	<i>Между Европой и Малой Азией</i>
323.	Чукотское	<i>Бассейн Северного Ледовитого океана</i>
324.	Эгейское	<i>часть Средиземного моря</i>
325.	Южно-Китайское	<i>Омывает юго-восточные берега Китая</i>
326.	Яванское	<i>В Малайском архипелаге</i>
327.	Японское	<i>между материком Евразия и Японскими о-вами</i>
ЗАЛИВЫ		
328.	Аденский	<i>между п-овами Аравийским и Сомали</i>
329.	Аляска	<i>на северо-западе Северной Америки</i>
330.	Амундсена	<i>между берегами материковой Канады и о-вами Банкс и Виктория</i>
331.	Анадырский	<i>в северо-западной части Берингова моря</i>
332.	Бакбо	<i>залив Южно-Китайского моря</i>
333.	Бенгальский	<i>между п-овом Индостан и п-овом Индокитай</i>

334.	Бискайский	<i>в Атлантическом океане, у берегов Франции и Испании</i>
335.	Большой Австралийский	<i>У южных берегов Австралии</i>
336.	Ботнический	<i>северная часть Балтийского море</i>
337.	Бохайвань	<i>на северо-западе Желтого моря</i>
338.	Бристольский	<i>у юго-западных берегов Великобритании</i>
339.	Венесуэльский	<i>залив Карибского моря</i>
340.	Гвинейский	<i>у западных берегов Экваториальной Африки</i>
341.	Гудзонов	<i>У северо-восточных берегов Северной Америки</i>
342.	Дарьенский	<i>на юго-западе Карибского моря</i>
343.	Джеймс	<i>на востоке США</i>
344.	Енисейский	<i>на севере Евразии, территория РФ</i>
345.	Калифорнийский	<i>На юго-западе Северной Америки</i>
346.	Кампече	<i>южная часть Мексиканского залива</i>
347.	Кара-Богаз-Гол	<i>на востоке Каспийского моря</i>
348.	Карагинский	<i>В западной части Тихого океана, РФ</i>
349.	Карпентария	<i>на севере Австралии</i>
350.	Коринфский	<i>у западных берегов Греции</i>
351.	Лионский	<i>у южных берегов Франции</i>
352.	Ляодунский	<i>залив Желтого моря</i>
353.	Мексиканский	<i>На юго-востоке Северной Америки</i>
354.	Мэн	<i>у восточных берегов США и Канады</i>
355.	Обская губа	<i>На севере Евразии, территория РФ</i>
356.	Оманский	<i>на северо-западе Аравийского моря</i>
357.	Панамский	<i>В Латинской Америке</i>
358.	Пенжинская губа	<i>в Охотском море</i>
359.	Персидский	<i>в юго-Западной Азии</i>
360.	Рижский	<i>Залив Балтийского моря</i>
361.	Сахалинский	<i>У берегов острова Сахалин</i>
362.	Св.Лаврентия	<i>Омывает северо-восточные берега Северной Америки</i>
363.	Сидра	<i>залив Средиземного моря, у берегов Ливии</i>
364.	Сиамский	<i>между п-овом Малакка и юго-восточной частью п-ова Индокитай</i>
365.	Согне-Фьорд	<i>на востоке Скандинавского п-ова</i>
366.	Суэцкий	<i>между Синайским п-овом и берегом Африки</i>
367.	Таранто	<i>Залив Ионического моря</i>
368.	Унгава	<i>У берегов Северной Америки</i>
369.	Фанди	<i>залив Атлантического океана, у берегов Сев. Америки</i>
370.	Финский	<i>Залив Балтийского моря</i>
371.	Шелихова	<i>на северо-востоке Охотского моря</i>
ПРОЛИВЫ		
372.	Баб-эль-Мандебский	<i>между Аравийским п-вом и Африкой</i>
373.	Басов	<i>между Австралией и о. Тасмания</i>
374.	Берингов	<i>Между Евразией и Северной Америкой</i>
375.	Большой Бельт	<i>соединяет Балтийское м. с проливом Каттегат</i>
376.	Бонифачо	<i>между о-вами Корсика и Сардиния</i>
377.	Босфор	<i>соединяет Черное и Мраморное моря</i>
378.	Гибралтарский	<i>Между Средиземным морем и</i>

		<i>Атлантическим океаном</i>
379.	Горло Белого моря	<i>В Белом море</i>
380.	Гудзонов	<i>Часть Северного Ледовитого океана, у берегов Канады</i>
381.	Дарданеллы	<i>соединяет Эгейское море с Мраморным</i>
382.	Датский	<i>между о-вами Гренландия и Исландия</i>
383.	Дейвисов	<i>между о-вами Гренландия и Баффина Земля</i>
384.	Д. Лаптева	<i>соединяет море Лаптевых с Вост.-Сибирским морем</i>
385.	Кука (Кенайский)	<i>у южных берегов Аляски</i>
386.	Ла-Плата	<i>У юго-восточных берегов Южной Америки</i>
387.	Дрейка	<i>между арх. Огненная Земля и Южными Шетлендскими о-вами</i>
388.	Зондский	<i>Между островами Ява и Сулавеси в Индонезии</i>
389.	Карские Ворота	<i>Соединяет Баренцево и Карское моря</i>
390.	Каттегат	<i>соединяет Балтийское и Северное моря</i>
391.	Керченский	<i>соединяет Черное и Азовское моря</i>
392.	Корейский	<i>соединяет Японское и Восточно-Китайское моря</i>
393.	Кука	<i>между Северным и Южным о-вами Новой Зеландии</i>
394.	Ла-Манш	<i>между побережьем Франции и о. Великобритания</i>
395.	Лаперуза	<i>между островами Сахалин и Хоккайдо</i>
396.	Лонга	<i>между о. Врангеля и берегом Азии</i>
397.	Магелланов	<i>между материком Южная Америка и арх. Огненная Земля</i>
398.	Макасарский	<i>между островами Калимантан и Сулавеси</i>
399.	Маточкин Шар	<i>между Северным и Южным островами Новой Земли</i>
400.	Мессинский	<i>между Апеннинским п-овом и о. Сицилия</i>
401.	Малаккский	<i>между полуостровом Малакка и о. Суматра</i>
402.	Мозамбикский	<i>между о. Мадагаскар и Африкой</i>
403.	Невельского	<i>между материком Евразия и о. Сахалин</i>
404.	Ормузский	<i>между Аравийским п-овом и материковой частью Азии</i>
405.	Па-де-Кале	<i>между о. Великобритания и материковой частью Европы</i>
406.	Полкский	<i>между п-овом Индостан и о. Шри-Ланка</i>
407.	Санникова	<i>между о-вами Котельный и М. Ляховский</i>
408.	Св. Георга	<i>между островами Великобритания и Ирландия</i>
409.	Северный	<i>между островами Великобритания и Ирландия</i>
410.	Сингапурский	<i>между южной оконечностью п-ова Малакка и о. Сингапур</i>
411.	Тунисский	<i>между северным побережьем Африки (Тунис) и о. Сицилия</i>
412.	Скагеррак	<i>соединяет Балтийское и Северное моря</i>
413.	Тайваньский	<i>между восточным берегом материка Азии и о. Тайвань</i>
414.	Татарский	<i>между материковой Азией и о. Сахалин</i>
415.	Торресов	<i>между Новой Гвинеей и Австралией</i>

416.	Флоридский	<i>между п-овом Флорида и о-вами Куба и Багамскими</i>
417.	Цугару	<i>между островами Хонсю и Хоккайдо</i>
418.	Шокальского	<i>между о-вами Большевик и Октябрьской революции</i>
419.	Эресунн (Зунд)	<i>между Скандинавским п-овом и о. Зеландия</i>
420.	Югорский Шар	<i>между о. Вайгач и берегом материка Евразия</i>
	Юкатанский	<i>между п-овом Юкатан и о. Куба</i>
ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА		
421.	Алеутский (7855м)	<i>У северо-западных берегов Северной Америки</i>
422.	Бугенвилль (9103м)	<i>В Тихом океане</i>
423.	Идзу-Бонинский (9810м)	<i>от о. Хонсю до о-вов Бонин</i>
424.	Кайман (7090м)	<i>в Карибском море</i>
425.	Кермадек (10047м)	<i>в юго-западной части Тихого океана</i>
426.	Курило-Камчатский (9717м)	<i>В западной части Тихого океана</i>
427.	Марианский (11022м)	<i>В западной части Тихого океана</i>
428.	Нансей (Рюкко 7790м)	<i>В западной части Тихого океана</i>
429.	Перуанский (6601м)	<i>У западных берегов Южной Америки</i>
430.	Пуэрто-Рико (8742м)	<i>в Атлантическом океане, к северу от о. Пуэрто-Рико</i>
431.	Романш (7856м)	<i>в Атлантическом океане, близ экватора</i>
432.	Тонга (10882м)	<i>от о-вов Самоа до желоба Кермадек</i>
433.	Филиппинский (10265м)	<i>в Тихом океане, у Филиппинских островов</i>
434.	Центральноамериканский (6639м)	<i>вдоль западного берега Центральной Америки</i>
435.	Чилийский (8180м)	<i>в Тихом океане, у западных берегов Южной Америки</i>
436.	Южно-Сандвичев (8264м)	<i>В южной части Атлантического океана</i>
437.	Яванский (7729м)	<i>Протягивается вдоль берегов острова Ява</i>
438.	Японский (8412м)	<i>В Тихом океане, у берегов Японии</i>
ОКЕАНИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ		
439.	Аляскинское	<i>в северной части Тихого океана</i>
440.	Антильское	<i>в Атлантическом океане</i>
441.	Бенгельское	<i>в Атлантическом океане, у западных берегов Африки</i>
442.	Бразильское	<i>В Атлантическом океане, у восточных берегов Южной Америки</i>
443.	Восточно-Австралийское	<i>в Тихом океане, у восточных берегов Австралии</i>
444.	Гвианское	<i>у северо-восточных берегов Южной Америки</i>
445.	Гольфстрим	<i>В северной части Атлантического океана</i>
446.	Западно-Австралийское	<i>В Индийском океане, у западных берегов Австралии</i>
447.	Восточно-Гренландское	<i>В Атлантическом океане, у берегов Гренландии</i>
448.	Западно-Гренландское	<i>У западных берегов Гренландии</i>
449.	Западных ветров	<i>в Южном полушарии, приблизительно между 40 и 55° ю.ш.</i>
450.	Игольное	<i>омывает южную оконечность Африки</i>

451.	Калифорнийское	<i>в Тихом океане, у западных берегов Северной Америки</i>
452.	Камчатское	<i>в северо-западной части Тихого океана, у берегов Камчатки</i>
453.	Канарское	<i>в Атлантическом океане, омывает Канарские острова</i>
454.	Карибское	<i>в западной части Атлантического океана</i>
455.	Курильское (Оясио)	<i>вдоль восточных берегов Курильских островов и о. Хоккайдо</i>
456.	Курисио	<i>У южных и восточных берегов Японии</i>
457.	Лабрадорское	<i>В Атлантическом океане</i>
458.	Межпассатное противотечение (экваториальное)	<i>В центральной части Тихого океана</i>
459.	Минданао	<i>В Тихом океане, у Филиппинских островов</i>
460.	Мозамбикское	<i>В Индийском океане, у острова Мозамбик</i>
461.	Муссонное	<i>В северной части Индийского океана</i>
462.	Мыса Горн	<i>Омывает южную оконечность Южной Америки</i>
463.	Норвежское	<i>В Атлантическом океане, у берегов Скандинавского полуострова</i>
464.	Нордкапское	<i>у северных берегов Скандинавского и Кольского п-овов</i>
465.	Северо-Атлантическое	<i>В Атлантическом океане</i>
466.	Северо-Тихоокеанское	<i>В северной части Тихого океана</i>
467.	Сомалийское	<i>В северо-западной части Индийского океана</i>
468.	Флоридское	<i>В Атлантическом океане, у юго-восточных берегов Северной Америки</i>
469.	Фолклендское	<i>В Атлантическом океане, у берегов Южной Америки</i>
470.	Шпицбергенское	<i>В северной части Атлантического океана, у архипелага Шпицберген</i>
471.	Эль-Ниньо	<i>у берегов Эквадора и Перу</i>
472.	Южное Пассатное	<i>в южных тропических широтах Мирового океана</i>
РЕКИ		
473.	Амазонка:	<i>в Южной Америке</i>
474.	• Жапура	<i>в Южной Америке</i>
475.	• Журуа	<i>в Южной Америке</i>
476.	• Мадейра	<i>в Южной Америке</i>
477.	• Мараньон	<i>в Южной Америке</i>
478.	• Пурус	<i>в Южной Америке</i>
479.	• Путумайо	<i>в Южной Америке</i>
480.	• Риу-Негру	<i>в Южной Америке</i>
481.	• Топажос	<i>в Южной Америке</i>
482.	• Укаяли	<i>в Южной Америке</i>
483.	• Шингу	<i>в Южной Америке</i>
484.	Амударья:	<i>В Средней Азии</i>
485.	• Вахш	<i>В горах Средней Азии, Таджикистан</i>
486.	Амур:	<i>на Дальнем Востоке, РФ</i>

487.	• Аргунь	на Дальнем Востоке, РФ
488.	• Бурея	на Дальнем Востоке, РФ
489.	• Зея	на Дальнем Востоке, РФ
490.	• Сунгари	на Дальнем Востоке, РФ-Китай
491.	• Уссури	на Дальнем Востоке, РФ-Китай
492.	• Шилка	на Дальнем Востоке, РФ
493.	• Онон	на Дальнем Востоке, РФ
494.	Анабар	в Якутии, впадает в море Лаптевых
495.	Анадырь	на северо-востоке РФ, впадает в Анадырский залив
496.	Атабаска	в Канаде (система р. Макензи)
497.	Бразос	На юге США, впадает в Мексиканский залив
498.	Везер	в Германии, впадает в Северное море
499.	Висла:	в Польше
500.	• Буг	в Польше и Беларуси
501.	Волга:	на Восточно-Европейской равнине, РФ
502.	• Кама	на Восточно-Европейской равнине, РФ
503.	• Ока	на Восточно-Европейской равнине, РФ
504.	Ганг:	Южная Азия, Индо-Гангская низменность
505.	• Брахмапутра	Южная Азия
506.	Гаронна	в Испании, впадает в Бискайский залив
507.	Гвадалквивир	в Испании
508.	Гвадиана	в Испании и Португалии
509.	Гильменд	в Афганистане и Иране
510.	Годавари	на п-ове Индостан
511.	Днепр:	На Восточно-Европейской равнине (РФ, Беларусь, Украина)
512.	• Березина	в Беларуси
513.	• Друть	В Беларуси
514.	• Припять	На Украине и в Беларуси
515.	• Сож	В России и Беларуси
516.	Днестр	В юго-западной части Восточно-Европейской равнины (Украина, Молдова)
517.	Дон	В южной части Восточно-Европейской равнины, РФ
518.	Дунай:	Западная Европа
519.	• Драва	Западная Европа
520.	• Прут	Западная Европа
521.	• Тиса	Западная Европа
522.	• Сава	Западная Европа
523.	Дуэро	на Пиренейском п-ве
524.	Енисей:	в северной части Евразии, РФ
525.	• Ангара	в северной части Евразии, РФ
526.	• Нижняя Тунгуска	в северной части Евразии, РФ
527.	• Подкаменная Тунгуска	в северной части Евразии, РФ
528.	Евфрат	В Юго-Западной Азии
529.	Замбези	в Южной Африке, впадает в Индийский океан
530.	Западная Двина	На Восточно-Европейской равнине, впадает

		<i>в Балтийское море</i>
531.	Зеравшан	<i>в Средней Азии, в Узбекистане</i>
532.	Или	<i>в Китае и Казахстане, впадает в оз. Балхаш</i>
533.	Инд:	<i>В Южной Азии, впадает в Аравийское море</i>
534.	• Сатледж	<i>В Южной Азии</i>
535.	Индиگیرка	<i>на востоке Якутии, впадает в Восточно-Сибирское море</i>
536.	Иравади	<i>в Мьянме, впадает в Андаманское море</i>
537.	Камчатка	<i>На полуострове Камчатка, в РФ</i>
538.	Кванза	<i>Река в Анголе, впадает в Атлантический океан</i>
539.	Керулен	<i>в Монголии и Китае</i>
540.	Колорадо	<i>В США</i>
541.	Колумбия:	<i>В Северной Америке</i>
542.	• Снейк	<i>В Северной Америке</i>
543.	Колыма:	<i>В северной части Евразии, РФ, впадает в Восточно-Сибирское море</i>
544.	• Омолон	<i>В северной части Евразии, РФ</i>
545.	Конго:	<i>В Экваториальной Африке, впадает в Атлантический океан</i>
546.	• Ква-Касаи	<i>в Экваториальной Африке</i>
547.	• Луалаба	<i>в Экваториальной Африке</i>
548.	• Убанги	<i>в Экваториальной Африке</i>
549.	Кришна	<i>на юге Индии</i>
550.	Кубань	<i>На Северном Кавказе, РФ, впадает в Азовское море</i>
551.	Кума	<i>на Северном Кавказе</i>
552.	Кура:	<i>в Закавказье, впадает в Каспийское море</i>
553.	• Аракс	<i>В Закавказье</i>
554.	Куперс-Крик	<i>в Австралии</i>
555.	Лена:	<i>В Евразии, РФ, впадает в море Лаптевых</i>
556.	• Алдан	<i>В Евразии, РФ</i>
557.	• Вилюй	<i>В Евразии, РФ</i>
558.	• Витим	<i>В Евразии, РФ</i>
559.	• Олекма	<i>В Евразии, РФ</i>
560.	Лимпопо	<i>в Южной Африке, впадает в Индийский океан</i>
561.	Луара	<i>во Франции, впадает в Бискайский залив</i>
562.	Ляохэ	<i>на северо-востоке Китая, впадает в Ляодунский залив</i>
563.	Маас	<i>во Франции, Бельгии и Нидерландах</i>
564.	Магдалена:	<i>В Южной Америке, в Колумбии, впадает в Карибское море</i>
565.	• Каука	<i>В Южной Америке</i>
566.	Макензи	<i>в Канаде, впадает в море Бофорта</i>
567.	Мезень	<i>на севере европейской части России</i>
568.	Меконг	<i>на п-ове Индокитай</i>
569.	Миссисипи:	<i>В Северной Америке, впадает в Мексиканский залив</i>
570.	• Арканзас	<i>В Северной Америке</i>

571.	• Миссури	<i>В Северной Америке</i>
572.	• Огайо	<i>В Северной Америке</i>
573.	• Ред-Ривер	<i>В Северной Америке</i>
574.	Муррей:	<i>в Австралии</i>
575.	• Дарлинг	<i>В Австралии</i>
576.	• Маррамбиджи	<i>В Австралии</i>
577.	Нарбада (Нармада)	<i>на севере Деканского плоскогорья, впадает в Аравийское море</i>
578.	Нева	<i>На Северо-Западе России, впадает в Финский залив Балтийского моря</i>
579.	Невольничья	<i>из озера Атабаска в оз. Б. Невольничье</i>
580.	Нёман:	<i>Восточно-Европейская равнина (Беларусь, Литва, РФ), впадает в Балтийское море</i>
581.	• Вилия	<i>В Беларуси и Литве</i>
582.	• Щара	<i>В Беларуси (Гродненская область)</i>
583.	Ниагара	<i>В Северной Америке</i>
584.	Нигер:	<i>В Центральной Африке, впадает в Гвинейский залив</i>
585.	• Бенуэ	<i>В Центральной Африке</i>
586.	Нил:	<i>В Африке, впадает в Средиземное море</i>
587.	• Белый Нил	<i>В Африке</i>
588.	• Голубой Нил	<i>В Африке</i>
589.	Обь:	<i>В северной части Евразии, РФ, впадает в Карское море</i>
590.	• Бия	<i>в Евразии, РФ</i>
591.	• Иртыш	<i>в Евразии, РФ</i>
592.	• Ишим	<i>в Евразии, РФ</i>
593.	• Тобол	<i>в Евразии, РФ</i>
594.	• Катунь	<i>в Евразии, РФ</i>
595.	• Чулым	<i>в Евразии, РФ</i>
596.	Огове	<i>в Центральной Африке, впадает в Гвинейский зал.</i>
597.	Окованго	<i>В Южной Африке</i>
598.	Оленек	<i>в Якутии, впадает в море Лаптевых</i>
599.	Онега	<i>в Архангельской области РФ</i>
600.	Оранжевая:	<i>в Южной Африке, впадает в Атлантический океан</i>
601.	• Вааль	<i>В Южной Африке</i>
602.	Ориноко:	<i>В Южной Америке, в Венесуэле и Колумбии, впадает в Атлантический океан</i>
603.	• Апуре	<i>В Южной Америке</i>
604.	• Гуавьяра	<i>В Южной Америке</i>
605.	• Мета	<i>В Южной Америке</i>
606.	Парана:	<i>В Южной Америке</i>
607.	• Парагвай	<i>В Южной Америке</i>
608.	• Рио-Саладо	<i>В Южной Америке</i>
609.	Печора:	<i>на северо-востоке Европейской части РФ</i>
610.	• Уса	<i>на северо-востоке Европейской части РФ</i>
611.	По	<i>на севере Италии, впадает в Адриатическое</i>

		<i>море</i>
612.	Рейн	<i>В Западной Европе, впадает в Северное море</i>
613.	Рио-Гранде:	<i>В Северной Америке, в США и Мексике; впадает в Мексиканский залив</i>
614.	• Пекос	<i>В Северной Америке</i>
615.	Рио-Колорадо	<i>в Патагонии, впадает в Атлантический океан</i>
616.	Рио-Негро	<i>в Патагонии, впадает в Атлантический океан</i>
617.	Рона	<i>в Швейцарии и Франции</i>
618.	Рувума	<i>в Восточной Африке, впадает в Индийский океан</i>
619.	Руфиджи	<i>в Восточной Африке, впадает в Индийский океан</i>
620.	Салуин	<i>в Китае и Бирме, впадает в Андаманское море</i>
621.	Сан-Франциску	<i>в Бразилии, впадает в Атлантический океан</i>
622.	Саскачеван	<i>в Канаде, впадает в оз. Виннипег</i>
623.	Св.Лаврентия	<i>В Северной Америке</i>
624.	Северная Двина:	<i>Европейский Север РФ</i>
625.	• Вычегада	<i>Европейский Север РФ</i>
626.	• Сухона	<i>Европейский Север РФ</i>
627.	• Юг	<i>Европейский Север РФ</i>
628.	Сена	<i>во Франции, впадает в пролив Ла-Манш</i>
629.	Сенегал	<i>в Западной Африке, впадает в Атлантический океан</i>
630.	Сицзян	<i>на юго-востоке Китая, впадает в Южно-Китайское море</i>
631.	Сырдарья:	<i>В Средней Азии</i>
632.	• Нарын	<i>В Средней Азии</i>
633.	Таз	<i>на северо-востоке Западной Сибири, впадает в Карское море</i>
634.	Тарим:	<i>на западе Китая</i>
635.	• Хотан	<i>На западе Китая</i>
636.	• Юркенд	<i>На западе Китая</i>
637.	Тахо	<i>в Испании и Португалии, впадает в Атлантический океан</i>
638.	Темза	<i>На острове Великобритания, впадает в Северное море</i>
639.	Терек	<i>на Северном Кавказе, впадает в Каспийское море</i>
640.	Тигр	<i>В Юго-Западной Азии</i>
641.	Токантинс:	<i>в Бразилии</i>
642.	• Арагуя	<i>в Бразилии</i>
643.	Урал	<i>В России</i>
644.	Уругвай	<i>В Южной Америке</i>
645.	Фрейзер	<i>в Канаде, впадает в Тихий океан</i>
646.	Хатанга:	<i>на северо-западе Восточной Сибири, впадает в море Лаптевых</i>

647.	• Котуй	На северо-западе Восточной Сибири
648.	• Хета	На северо-западе Восточной Сибири
649.	Хуанхэ	В Китае
650.	Шатт-эль-Араб	на Месопотамской низменности, впадает в Персидский залив
651.	Черчилл	в центральной части Канады, впадает в Гудзонов залив
652.	Чу	в Киргизии и Казахстане
653.	Шари:	в Центральной Африке, впадает в оз. Чад
654.	• Лагоне	В Центральной Африке
655.	Эбро	на северо-востоке Испании, впадает в Средиземное море
656.	Эльба	на Северо-Германской низменности, впадает в Северное море
657.	Эмба	на западе Казахстана
658.	Южный Буг	на Украине, впадает в Черное море
659.	Юкон	на Аляске, впадает в Берингово море
660.	Яна	в Якутии, впадает в море Лаптевых
661.	Янцзы	в Китае; впадает в Восточно-Китайское море
ВОДОПАДЫ		
662.	Анхель	В Южной Америке
663.	Виктория	В Африке
664.	Игуасу	В Южной Америке
665.	Йосемитский	в Северной Америке
666.	Кон	на р. Меконг
667.	Ниагарский	В Северной Америке
668.	Тугела	на реке Тугела в Южной Африке
669.	Сатерленд	на реке Артур в Новой Зеландии (Южный остров)
ОЗЕРА		
670.	Алаколь	на востоке от оз. Балхаш, в Казахстане
671.	Аральское	В Средней Азии
672.	Байкал	В РФ
673.	Балатон	в Венгрии
674.	Балхаш	В Средней Азии
675.	Бангвеулу	в Замбии, в верховьях р. Луапула (система р. Конго)
676.	Баскунчак	в Астраханской области РФ, к востоку от Волги
677.	Белое	на западе Вологодской области РФ
678.	Большое Медвежье	В Северной Америке
679.	Большое Невольничье	В Северной Америке
680.	Боденское	в Предальпах, на границе Германии, Швейцарии, Австрии
681.	Большое Солёное	на западе США
682.	Ван	на Армянском нагорье
683.	Венерн	на юге Швеции
684.	Верхнее	В Северной Америке
685.	Веттерн	на юге Швеции
686.	Виктория	В Африке
687.	Виннипег	В Северной Америке

688.	Гарда	<i>на севере Италии, у подножия Альп</i>
689.	Гурон	<i>В Северной Америке</i>
690.	Далайнор	<i>на северо-востоке Китая</i>
691.	Дунтинху	<i>На востоке Китая</i>
692.	Женевское	<i>В Западной Европе</i>
693.	Зайсан	<i>на востоке Казахстана</i>
694.	Ильмень	<i>В Новгородской области РФ</i>
695.	Имандра	<i>на Кольском п-ове</i>
696.	Инари	<i>на севере Финляндии</i>
697.	Иссык-Куль	<i>на Тянь-Шане, в Киргизии</i>
698.	Каракуль	<i>на севере Памира, в Таджикистане</i>
699.	Каспийское	<i>В Евразии</i>
700.	Киву	<i>на границе Заира и Руанды</i>
701.	Комо	<i>на севере Италии, у подножия Альп</i>
702.	Кукунор	<i>в Китае, в горах Наньшаня</i>
703.	Кьога	<i>в Восточной Африке, в Уганде</i>
704.	Лаго-Маджоре	<i>в Италии и Швейцарии, в южных отрогах Альп</i>
705.	Ладожское	<i>На Европейском Севере РФ</i>
706.	Лобнор	<i>на западе Китая</i>
707.	Маракайбо	<i>на западе Венесуэлы</i>
708.	Мверу	<i>в системе р. Конго</i>
709.	Меларен	<i>в средней части Швеции</i>
710.	Мичиган	<i>В Северной Америке</i>
711.	Мобуту-Сесе-Секо (Альберт)	<i>в бассейне р. Нил</i>
712.	Никарагуа	<i>В Центральной Америке, в Никарагуа</i>
713.	Ньяса	<i>В Экваториальной Африке</i>
714.	Оленье	<i>в Канаде</i>
715.	Онежское	<i>На Европейском Севере РФ</i>
716.	Онтарио	<i>В Северной Америке</i>
717.	Охридское	<i>в Македонии и Албании</i>
718.	Поопо	<i>в Центральных Андах, в Боливии</i>
719.	Поянху	<i>на востоке Китая, в долине р. Янцзы</i>
720.	Преспа	<i>юго-восточнее Охридского озера</i>
721.	Псковское	<i>В Псковской области РФ</i>
722.	Резайе (Урмия)	<i>на северо-западе Ирана</i>
723.	Рудольф (Туркана)	<i>в Кении</i>
724.	Руква	<i>В Африке</i>
725.	Сайма	<i>на юго-востоке Финляндии</i>
726.	Сап	<i>на п-ове Индокитай</i>
727.	Сарезское	<i>в Таджикистане, на Памире</i>
728.	Севан	<i>на Армянском нагорье</i>
729.	Тана	<i>в верховьях Голубого Нила</i>
730.	Танганьика	<i>В Экваториальной Африке</i>
731.	Телецкое	<i>на Алтае</i>
732.	Тенгиз	<i>в Казахстане</i>
733.	Титикака	<i>В Южной Америке</i>
734.	Торренс	<i>на юге Австралии</i>
735.	Туз	<i>в Турции, на Анатолийском плоскогорье</i>

736.	Убсу-Нур	<i>в Монголии и РФ</i>
737.	Ханка	<i>в Приморском крае РФ и Китае</i>
738.	Хубсугул	<i>на севере Монголии, у южных отрогов Саян</i>
739.	Чад	<i>В Африке</i>
740.	Чаны	<i>В Новосибирской области</i>
741.	Чудское	<i>На границе Эстонии и РФ</i>
742.	Шкодер	<i>в Македонии и Албании</i>
743.	Эби-Нур	<i>На северо-западе Китая, на Джунгарской равнине</i>
744.	Эйр	<i>На юге Австралии</i>
745.	Эльтон	<i>На севере Прикаспийской низменности</i>
746.	Эри	<i>В Северной Америке</i>
ДЕПРЕССИИ		
747.	Ассаль – 153 м	<i>В северо-восточной Африке</i>
748.	Долина Смерти – 86 м	<i>В Северной Америке</i>
749.	Карагие – 132 м	<i>Близ восточного побережья Каспийского моря</i>
750.	Каттара – 133 м	<i>На севере Африки, в Ливийской пустыне</i>
751.	Мертвое Море – 395 м	<i>В Юго-Западной Азии, Палестина</i>
752.	Прикаспийская низменность – 28 м	<i>В Евразии</i>
753.	Сарыкамышская – 38 м	<i>к юго-западу от Аральского моря</i>
754.	Солтон-Си – 72 м	<i>В Северной Америке</i>
755.	Тивериадское оз. – 212 м	<i>обл. Палестина на Ближнем Востоке</i>
756.	Турфанское оз. – 154 м	<i>в отрогах Восточного Тянь-Шаня, в Китае</i>
757.	Озеро Эйр – 12 м	<i>В Австралии</i>
НИЗМЕННОСТИ, РАВНИНЫ, ВОЗВЫШЕННОСТИ		
758.	Амазонская низменность	<i>В Южной Америке</i>
759.	Восточно - Европейская (Русская) равнина:	<i>В Евразии</i>
760.	• Мещерская низменность	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>
761.	• Окско-Донская низменность	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>
762.	• Полесская низменность	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>
763.	• Приднепровская низменность	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>
764.	• Прикаспийская низменность	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>
765.	• Причерноморская низменность	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>
766.	• Белорусская гряда	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>
767.	• Валдайская возвышенность	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>
768.	• Вятские Увалы	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>
769.	• Ергени	<i>западнее Прикаспийской низменности</i>
770.	• Жигули	<i>«горы» на правом берегу Волги</i>
771.	• Московская возвышенность	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>
772.	• Общий Сырт	<i>водораздел рек бассейнов Волги и Урала</i>
773.	• Подольская возвышенность	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>
774.	• Приднепровская возвышенность	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>
775.	• Смоленская возвышенность	<i>на Восточно-Европейской равнине</i>

776.	Великая Китайская равнина	<i>В восточной части Евразии</i>
777.	Гароннская низменность	<i>В Западной Европе</i>
778.	Джунгарская равнина	<i>на северо-западе Китая, между горами Алтая и Восточного Тянь-Шаня</i>
779.	Западно-Сибирская равнина	<i>В Евразии, РФ</i>
780.	• Барабинская низменность	<i>на Западно-Сибирской равнине</i>
781.	• Васюганская равнина	<i>на Западно-Сибирской равнине</i>
782.	• Кулундинская равнина	<i>на Западно-Сибирской равнине</i>
783.	• Сибирские Увалы	<i>на Западно-Сибирской равнине</i>
784.	Индо-Гангская низменность	<i>В Южной Азии</i>
785.	Калифорнийская долина	<i>В Северной Америке</i>
786.	Кашгарская равнина	<i>в Центральной Азии, на западе Китая</i>
787.	Колхидская низменность	<i>в Западной Грузии</i>
788.	Колымская низменность	<i>В Северо-Восточной Сибири, РФ</i>
789.	Кура-Араксинская низменность	<i>западнее Каспийского моря</i>
790.	Лаврентийская равнина	<i>В Северной Америке</i>
791.	• Гудзонская низменность	<i>На Лаврентийской равнине</i>
792.	• Маккензи низменность	<i>На Лаврентийской равнине</i>
793.	Ла-Платская низменность	<i>В Южной Америке</i>
794.	Паданская низменность	<i>на севере Италии, между Альпами, Апеннинами и Адриатическим морем</i>
795.	Парижский бассейн (Северо-Французская низменность)	<i>Во Франции</i>
796.	Приатлантическая низменность	<i>Атлантическое побережье США</i>
797.	Примексиканская низменность	<i>В Северной Америке, США, Мексика</i>
798.	Северо-Сибирская низменность	<i>В Северной части Евразии, РФ</i>
799.	Среднедунайская низменность	<i>В Западной Европе</i>
800.	Среднеевропейская равнина	<i>В Западной Европе</i>
801.	• Великопольско-Куявская низменность	<i>На Среднеевропейской низменности</i>
802.	• Северо-Германская низменность	<i>На Среднеевропейской низменности</i>
803.	Сунляо (Манчжурская) равнина	<i>В Северо-Восточном Китае</i>
804.	Туранская низменность	<i>в Средней Азии и Казахстане</i>
805.	Центрально-австралийская равнина	<i>В Австралии</i>
806.	• Карпентария низменность	<i>на Центрально-австралийской равнине</i>
807.	• Муррея-Дарлинга низменность	<i>на Центрально-австралийской равнине</i>
808.	• Налларбор равнина	<i>на Центрально-австралийской равнине</i>
809.	Центральная якутская низменность	<i>В Якутии, РФ</i>
810.	Центральные равнины	<i>во внутренней части Северной Америки</i>
811.	Яно-Индигоарская низменность	<i>В Северо-Восточной Сибири, РФ</i>
ПЛОСКОГОРЬЯ		
812.	Анабарское плато	<i>на северо-востоке Среднесибирского плоскогорья</i>
813.	Бразильское (Бандейра, 2890м)	<i>В Южной Америке</i>

814.	Великие равнины	<i>В Северной Америке</i>
815.	Гвианское	<i>на северо-востоке Южной Америки</i>
816.	Восточно-Африканское	<i>В Африке</i>
817.	Гоби	<i>В Китае и Монголии</i>
818.	Дарфур	<i>между оз. Чад и долиной Белого Нила</i>
819.	Декан	<i>на п-ве Индостан</i>
820.	Западно-Австралийское	<i>В Австралии</i>
821.	Колорадо	<i>В Северной Америке</i>
822.	Корат	<i>на востоке Таиланда</i>
823.	Мангышлак	<i>на восточном берегу Каспийского моря</i>
824.	Полярное плато	<i>в Антарктиде, на Южном полюсе</i>
825.	Среднеаравийское	<i>В Юго-Западной Азии</i>
826.	Среднесибирское	<i>В Средней Сибири, РФ</i>
827.	Енисейский кряж	<i>В Красноярском крае РФ</i>
828.	Путорана	<i>часть Среднесибирского плоскогорья</i>
829.	Кордофан	<i>в Судане, к западу от р. Белый Нил</i>
830.	Аир	<i>На юге Сахары</i>
831.	Фута-Джаллон	<i>в Западной Африке</i>
832.	Эннеди	<i>в южной части Сахары</i>
ГОРЫ И НАГОРЬЯ		
833.	Алданское нагорье	<i>в Якутии</i>
834.	Алтай (Белуха, 4506м)	<i>В РФ</i>
835.	Алтынтаг	<i>Горы на западе Китая</i>
836.	Альпы (Монблан, 4807м)	<i>Западная Европа</i>
837.	Аляскинский хребет (Мак-Кинли, 6193м)	<i>В Северной Америке</i>
838.	Андалусские	<i>на юге Испании</i>
839.	Анды (Аконкагуа, 6960м)	<i>В Южной Америке</i>
840.	Аннамские	<i>на востоке п-ова Индокитай</i>
841.	Апеннины	<i>В Западной Европе, на Апеннинском полуострове</i>
842.	Аппалачи	<i>На востоке Северной Америки</i>
843.	Араканские	<i>на юго-западе Мьянмы</i>
844.	Арденны	<i>западнее Рейнских Сланцевых гор</i>
845.	Армянское нагорье	<i>В Закавказье</i>
846.	Атлас	<i>на северо-западе Африки</i>
847.	Береговые хребты	<i>вдоль западного побережья США</i>
848.	Большой Бассейн	<i>В Северной Америке</i>
849.	Большой Водораздельный хребет (Косцюшко, 2230м)	<i>В Австралии</i>
850.	Большой Хинган	<i>на северо-востоке Китая и востоке Монголии</i>
851.	Бырранга	<i>на Таймырском п-ове</i>
852.	Верхоянский хребет	<i>на северо-востоке Сибири</i>
853.	Вогеzy	<i>на северо-востоке Франции</i>

854.	Восточная Сьерра-Мадре	<i>окаймляет с востока Мексиканское нагорье</i>
855.	Восточно-Гренландские	<i>На острове Гренландия</i>
856.	Восточный Саян	<i>В Центре Азии</i>
857.	Восточные Гаты	<i>восточная окраина Деканского плоскогорья</i>
858.	Гарц	<i>в Германии</i>
859.	Гималаи (Эверест, 8848м)	<i>В Азии</i>
860.	Гиндукуш	<i>в Афганистане</i>
861.	Джугджур	<i>вдоль северо-западного побережья Охотского моря</i>
862.	Динара	<i>на Балканском п-ове</i>
863.	Донецкий кряж	<i>На Восточно-Европейской равнине, на Украине</i>
864.	Драконовы	<i>на юго-востоке Африки</i>
865.	Забайкалье:	<i>В РФ</i>
866.	• Витимское плоскогорье	<i>в Забайкалье</i>
867.	• Становые нагорья	<i>в Забайкалье</i>
868.	Западная Сьерра-Мадре	<i>На Мексиканском нагорье</i>
869.	Западные Гаты	<i>На полуострове Индостан</i>
870.	Иранское нагорье	<i>В Иране</i>
871.	Кавказ:	<i>В Евразии</i>
872.	• Большой Кавказ	<i>В Евразии</i>
873.	Казахский Мелкосопочник	<i>В Казахстане</i>
874.	Капские	<i>на крайнем юге Африки</i>
875.	Каракорум (Чагори, 8611)	<i>между Памиром и Гималаями</i>
876.	Карпаты	<i>В Европе</i>
877.	Каскадные	<i>в системе Кордильер Северной Америки</i>
878.	Кембрийские	<i>в Великобритании, на п-ове Уэльс</i>
879.	Колумбийское плато	<i>В Северной Америке</i>
880.	Колымское нагорье	<i>В Северо-Восточной Сибири, РФ</i>
881.	Копетдаг	<i>в Иране и в Туркмении</i>
882.	Кордильеры (Мак-Кинли, 6193)	<i>В Северной Америке</i>
883.	Корякское нагорье	<i>в Камчатской и Магаданской областях РФ</i>
884.	Крымские (Роман-Кош, 1545)	<i>На полуострове Крым, Украина</i>
885.	Кузнецкий Алатау	<i>на юге Сибири</i>
886.	Кунь-Лунь	<i>на западе Китая</i>
887.	Макдонелл	<i>в центральной части Австралии</i>
888.	Малоазиатское нагорье	<i>На полуострове Малая Азия</i>
889.	Малый Хинган	<i>на Дальнем Востоке</i>
890.	Масгрейв	<i>в центральной части Австралии</i>
891.	Мексиканское нагорье (Орисаба, 5700)	<i>В Центральной Америке</i>
892.	Месета	<i>в Испании и Португалии</i>
893.	Монгольский Алтай	<i>В Монголии и Китае</i>
894.	Мугоджары	<i>на западе Казахстана</i>
895.	Наньшань	<i>в Китае</i>
896.	Оманские	<i>на востоке Аравийского п-ова</i>

897.	Памир (Коммунизма, 7495)	<i>в Средней Азии</i>
898.	Паропамиз	<i>В Афганистане</i>
899.	Патагония	<i>В Южной Америке</i>
900.	Пеннинские	<i>в Великобритании</i>
901.	Пинд	<i>в Греции</i>
902.	Пиренеи	<i>В Западной Европе, на Пиренейском полуострове</i>
903.	Предбайкалье:	<i>В Азии</i>
904.	• Байкальский хребет (Черского, 2572)	<i>В Предбайкалье</i>
905.	• Приморский хребет	<i>В Азии</i>
906.	• Гобийский Алтай	<i>В Азии</i>
907.	Загрос	<i>на юго-западе Иранского нагорья</i>
908.	Динарское нагорье	<i>на Балканском п-ове</i>
909.	Понтийские	<i>в Турции, вдоль побережья Черного моря</i>
910.	Рейнские Сланцевые	<i>Западная Европа, Германия</i>
911.	Руvenzори	<i>в Восточной Африке</i>
912.	Рудные	<i>вдоль границы Германии и Чехии</i>
913.	Северо-Шотландское нагорье	<i>На острове Великобритания</i>
914.	Сихотэ-Алинь	<i>между Японским морем и долинами рек Уссури и Амур</i>
915.	Скалистые	<i>в системе Кордильер</i>
916.	Скандинавские	<i>На Скандинавском полуострове</i>
917.	Становой хребет	<i>на Дальнем Востоке</i>
918.	Стара-Планина	<i>на Балканском п-ове</i>
919.	Сърра-Невада	<i>на юге Испании</i>
920.	Судеты	<i>в Чехии, Польше, Германии</i>
921.	Сулеймановы (3441)	<i>восточная окраина Иранского нагорья</i>
922.	Тавр	<i>на юге Турции</i>
923.	Тибести	<i>в Центральной Сахаре</i>
924.	Тиманский кряж	<i>на северо-востоке Восточно-Европейской равнины</i>
925.	Тюрингский Лес	<i>на юго-востоке Германии</i>
926.	Тянь-Шань	<i>В Азии, в Киргизии, Казахстане, Китае</i>
927.	Уральские	<i>в РФ</i>
928.	Хамар-Дабан	<i>вдоль южного и юго-восточного побережья оз. Байкал</i>
929.	Хибины	<i>на Кольском п-ове</i>
930.	Центральный Французский массив	<i>Во Франции</i>
931.	Черского	<i>от нижнего течения Яны до верховьев Колымы</i>
932.	Чешский Лес	<i>В Чехии</i>
933.	Чукотское нагорье	<i>На полуострове Чукотка</i>
934.	Шварцвальд	<i>на юго-западе Германии</i>
935.	Шумава	<i>В Западной Европе, на границе Германии и Чехии</i>
936.	Эльбрус	<i>массив Б. Кавказа</i>
937.	Эфиопское нагорье	<i>Северо-Восток Африки</i>
938.	Южные Альпы	<i>В Австралии</i>

939.	Юкон	<i>В Северной Америке</i>
940.	Яблоновый хребет	<i>в Забайкалье</i>
ВУЛКАНЫ		
941.	Авачинская Сопка (2741)	<i>на юго-востоке Камчатки</i>
942.	Аконкагуа (6960)	<i>в Аргентине</i>
943.	Арарат (5165)	<i>на Армянском нагорье</i>
944.	Везувий (1277)	<i>на юге Италии</i>
945.	Вулькано (499)	<i>в архипелаге Липарские острова</i>
946.	Гекла (1491)	<i>в Исландии</i>
947.	Демавенд (5604)	<i>в хребте Эльбрус</i>
948.	Исалько (1885)	<i>в Центральной Америке</i>
949.	Казбек (5033)	<i>в центральной части Б. Кавказа</i>
950.	Камерун (4070)	<i>на берегу Гвинейского зал.</i>
951.	Катмай (2047)	<i>на п-ове Аляска</i>
952.	Керинчи (38050)	<i>В Северной Америке, в Алеутском хребте</i>
953.	Кения (5199)	<i>в Восточной Африке</i>
954.	Килауэа (1247)	<i>На Гавайских островах в Тихом океане</i>
955.	Килиманджаро (5895)	<i>в Восточной Африке</i>
956.	Кракатау (813)	<i>между о-вами Ява и Суматра</i>
957.	Лаки (818)	<i>на юге Исландии</i>
958.	Мак-Кинли (6193)	<i>в Аляскинском хребте, на Аляске</i>
959.	Мауна-Кеа (4205)	<i>на Гавайских островах</i>
960.	Мауна-Лоа (4170)	<i>На Гавайских островах</i>
961.	Меру (4657)	<i>в Восточной Африке</i>
962.	Нгоронго (2338)	<i>В Восточной Африке</i>
963.	Орисаба (5700)	<i>на юго-востоке Мексики</i>
964.	Попокатепетль (5452)	<i>на юге Мексики</i>
965.	Рейнир (4392)	<i>в Каскадных горах США</i>
966.	Руапеху (2796)	<i>на Северном о-ве Нов. Зеландии</i>
967.	Ключевская Сопка (4750)	<i>на востоке Камчатки</i>
968.	Колима (4265)	<i>на юго-западе Мексики</i>
969.	Котопахи (5897)	<i>В Андах, в Эквадоре</i>
970.	Толбачик (3682)	<i>на Камчатке</i>
971.	Стромболи (926)	<i>на о. Стромболи в Тирренском море</i>
972.	Террор (3262)	<i>в Антарктиде, на п-ове Росса</i>
973.	Тира (566)	<i>входит в архипелаг Киклады</i>
974.	Этна (3340)	<i>на о. Сицилия</i>
975.	Эребус (3794)	<i>в Антарктиде</i>
976.	Чимборасо (6267)	<i>Зап. Кордильера Анд Эквадора</i>
977.	Фудзияма (3776)	<i>На Японских островах</i>
ПУСТЫНИ		
978.	Алашань	<i>в Центральной Азии, на севере Китая</i>
979.	Аравийская	<i>На Аравийском полуострове</i>
980.	Атакама	<i>на севере Чили, в Южной Америке</i>
981.	Афар	<i>к востоку от Эфиопского нагорья, в Африке</i>
982.	Бетпак-Дала	<i>в Казахстане</i>
983.	Большая Песчаная	<i>на северо-западе Австралии</i>
984.	Большая пустыня Виктория	<i>на юге Австралии</i>

985.	Большое Кару	В Африке
986.	Большой Нефуд	<i>на севере Аравийского полуострова</i>
987.	Гибсона	<i>на западе Австралии</i>
988.	Гоби	<i>на юге и юго-востоке Монголии</i>
989.	Деште-Кевир	<i>на севере Ирана</i>
990.	Деште-Лут	<i>на востоке Ирана</i>
991.	Джунгарская	<i>между горами Алтая и Восточного Тянь-Шаня</i>
992.	Калахари	<i>в центральной части Южной Африки</i>
993.	Каракумы	<i>к северо-востоку от Аральского моря</i>
994.	Кызылкум	<i>в Средней Азии, в междуречье Амударьи и Сырдарьи</i>
995.	Ливийская	На севере Африки
996.	Малый Нефуд	<i>в центральной части Аравийского полуострова</i>
997.	Мангышланская	На полуострове Мангышлак
998.	Мохаве	На юго-западе США
999.	Намиб	В Южной Африке
1000.	Нубийская	<i>между рекой Нил и Красным морем</i>
1001.	Регистан	<i>на юге Афганистана</i>
1002.	Руб-эль-Хали	<i>на юго-востоке Аравийского п-ова</i>
1003.	Сахара	В Африке
1004.	Симпсона	<i>в центральной части Австралии</i>
1005.	Сирийская	В Юго-Западной Азии
1006.	Сонора	<i>на северо-западе Мексики</i>
1007.	Такла-Макан	<i>на западе Китая</i>
1008.	Тар	<i>по левобережью Инда</i>
1009.	Устюг	В Средней Азии

Учебное издание

Каропа Геннадий Николаевич

ОБЩЕЕ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЕ

Курс лекций

В авторской редакции

Лиц. ЛИ № 02330/0133208 от 30.04.04

Подписано в печать __. Формат 60x84 1/16. Бумага писчая № 1.

Гарнитура «Таймс». Усл. п.л. _____. Уч.-изд. л. ____ Тираж ____

Заказ № _____

Учреждение образования «Гомельский государственный
университет имени Франциска Скорины»
246019, г.Гомель, ул. Советская, 104

Отпечатано с оригинала-макета на ризографе учреждения образования
«Гомельский государственный
университет имени Франциска Скорины»
Лиц. ЛП № 02330/0056611 от 16.02.04.
246019, г.Гомель, ул. Советская, 104