

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ



В.А. Лобанов

ЛЕКЦИИ ПО КЛИМАТОЛОГИИ
ЧАСТЬ 1

ОБЩАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ
Книга 2

*Допущено Учебно-методическим объединением по образованию
в области гидрометеорологии в качестве учебника для студентов высших
учебных заведений, обучающихся по специальности «Метеорология»*

Санкт-Петербург
РГГМУ
2020

УДК 551.51

L68

Рецензент: Ю.П. Переведенцев, д-р геогр. наук, проф. (Казанский государственный университет)

L68 Лобанов В.А. Лекции по климатологии. Часть 1. Общая климатология: Книга 2.: учебник. – СПб.: РГГМУ, 2020. – 378 с.

Учебник представляет собой курс лекций по первой части дисциплины “Климатология”, которая имеет самостоятельное название “Общая климатология” в отличие от второй части под названием “Динамика климата” и посвящена изучению физических свойств и факторов формирования климата, особенностям распределения климатических характеристик по Земному шару, их классификациям и методам обработки с целью определения расчетных климатических характеристик. Весь материал разделен на три основные части: климатическая обработка метеорологической информации, факторы формирования климата и закономерности пространственного распределения климатических характеристик, которые охватывают весь спектр проблем, связанных с формированием и закономерностями форм климата, а также с основным практическим приложением климатологии. Для понимания методов обработки климатической информации в лекциях даны базовые знания из статистического оценивания и регрессионного анализа.

Учебник предназначен для студентов-метеорологов высших учебных заведений, аспирантов и специалистов, интересующихся вопросами изменений климата, а также материал доступен и учащимся техникумов соответствующего профиля.

Lobanov, V.A. Lectures on climatology. Part 1: General Climatology. Book 1. Textbook in 2 Books. – St. Petersburg: RSHU, 2020. – 378 pp.

The textbook is a series of lectures on the first part of the course "climatology", which has an independent called "The general climatology" and is devoted to the study of physical properties and factors of climate formation, the characteristics of the distribution of climatic characteristics around the globe, their classifications and processing methods to determine the designed climatic characteristics. All material is divided into three main parts: climatic processing of meteorological information, factors of climate formation and patterns of spatial distribution of climatic characteristics that cover the whole range of problems associated with the formation and patterns of climate forms, as well as with the main practical application of climatology. In order to understand the methods of processing climate information, the lectures provide basic knowledge from statistical estimation and regression analysis.

The textbook is designed for students of Meteorological higher education institutions, graduate students and professionals interested in the issues of climate change, as well as the material is available to students of technical schools of the corresponding profile.

© Лобанов В.А., 2020

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2020

ISBN 978-5-86813-511-8

Содержание

КНИГА 2

Тема 2. Факторы формирования климата

Лекция 8. Радиационный баланс земной поверхности.....	7
8.1. Суммарная солнечная радиация и ее распределение	9
8.2. Альбедо поверхности и его распределение	26
8.3. Эффективное излучение и его распределение.	34
8.4. Радиационный баланс и его распределение	41
8.5. Виды радиационного баланса.....	50
Лекция 9. Тепловой баланс подстилающей поверхности.....	54
9.1. Уравнение теплового баланса и его виды.....	54
9.2. Затраты тепла на испарение и их распределение.....	57
9.3. Турбулентный обмен с атмосферой и его распределение.....	68
9.4. Теплообмен с нижележащими слоям.....	75
9.5. Тепловой баланс и его распределение.....	86
Лекции 10 Общая циркуляция атмосферы.....	100
10.1. Формирование общей циркуляции и ее виды.....	102
10.2. Зональная циркуляция.....	109
10.3. Струйные течения.....	126
10.4. Система циклонов и антициклонов.....	129
10.5. Центры действия атмосферы и климатические фронты.....	133
10.6. Особенности циркуляции в тропической области	142
10.7. Муссонная циркуляция.....	152
Лекция 11. Общая циркуляция океана и ее влияние на климат.....	161
11.1. Океанические течения.....	164
11.2. Теплосодержание океана и ее распределение.....	176
11.3. Взаимодействие океана и атмосферы на примере Эль-Ниньо.....	188
Лекция 12. Влияние рельефа на климат.....	199
12.1. Горный климат и горная климатология	199
12.2. Особенности атмосферной циркуляции в горах.....	203
12.3. Влияние гор на радиационный режим.....	213
12.4. Влияние рельефа на температуру воздуха и почвы.....	221
12.5. Влияние гор на влажность воздуха, облачность и осадки.....	227
12.6. Вертикальная климатическая поясность.....	241

Тема 3. Пространственные распределения и климатические классификации

Лекция 13. Пространственные распределения климатических характеристик.....	246
13.1. Методы пространственных обобщений.....	246
13.2. Пространственные распределения температур воздуха.....	250
13.3. Морской и континентальный типы климата.....	259
13.4. Пространственные распределения влажности воздуха.....	265

13.5. Пространственные распределения осадков.....	270
13.6. Засухи.....	276
13.7. Влагооборот.....	280
13.8. Пространственные распределения облачности.....	287
Лекция 14. Классификации климата.....	295
14.1. Методы классификаций и их виды.....	295
14.2. Ботанические классификации.....	301
14.3. Гидрологические классификации.....	309
14.4. Почвенные классификации.....	312
14.5. Генетические классификации.....	320
Лекция 15. Классификация климатов Б.П.Алисова.....	332
15.1. Общие принципы классификации.....	332
15.2. Характерные свойства климатов Земного шара.....	336
15.3. Принципы классификации для территории России.....	362
15.4. Особенности климатических районов России.....	366

Content

BOOK 2

Topic 2. Factors of climate formation

Lecture 8. Radiation balance of the earth's surface	7
8.1. Total solar radiation and its distribution.	9
8.2. Surface albedo and its distribution.	26
8.3. Effective radiation and its distribution.	34
8.4. Radiation balance and its distribution.	41
8.5. Types of radiation balance	50
Lecture 9. Heat balance of the ground surface.....	54
9.1. The heat balance equation and its types	54
9.2. Heat of evaporation and its distribution	57
9.3. Turbulent exchange with the atmosphere and its distribution	68
9.4. Heat transfer with underlying layers	75
9.5. Heat balance and its distribution	86
Lectures 10. General circulation of the atmosphere.....	100
10.1. Formation of general circulation and its types	102
10.2. Zonal circulation	109
10.3. Jet streams	126
10.4. System of cyclones and anticyclones	129
10.5. Centers of action of the atmosphere and climatic fronts	133
10.6. Peculiarities of circulation in the tropical region	142
10.7. Monsoon circulation	152
Lecture 11. The general circulation of the ocean and its influence on climate.....	161
11.1. Ocean currents	164
11.2. Ocean heat content and its distribution	176
11.3. Ocean and atmosphere coupling on the example of El Niño.....	188
Lecture 12. Influence of relief on climate	199
12.1. Mountain climate and mountain climatology	199
12.2. Peculiarities of atmospheric circulation in mountains	203
12.3. The influence of mountains on the radiation regime	213
12.4. Influence of relief on air and soil temperature	221
12.5. Influence of mountains on air humidity, cloudiness and precipitation	227
12.6. Vertical climatic zonation	241

Topic 3. Spatial distributions and climatic classifications

Lecture 13. Spatial distributions of climatic characteristics	246
13.1. Spatial generalization methods	246
13.2. Spatial distribution of air temperatures	250
13.3. Marine and continental climate types	259
13.4. Spatial distribution of air humidity	265
13.5. Spatial distribution of precipitation	270

13.6. Drought.....	276
13.7. Moisture circulation.....	280
13.8. Spatial distribution of cloudiness	287
Lecture 14. Climate classifications	295
14.1. Classification methods and their types	295
14.2 Botanical classifications	301
14.3 Hydrological classifications	309
14.4. Soil classifications	312
14.5. Genetic classifications	320
Lecture 15. Classification of climates by B.P. Alisov.....	332
15.1. General principles of classification	332
15.2. Characteristic properties of the Earth's climates	336
15.3. Classification principles for the territory of Russia	362
15.4. Features of climatic regions of Russia	366

Тема 2. Факторы формирования климата

Лекция 8. Радиационный баланс земной поверхности

Как следует из предыдущей лекции, земной поверхности достигает примерно половина коротковолновой радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы. Такая приходящая радиация называется суммарной (S), так как подразделяется на прямую (I^*) и рассеянную (i) или отраженную от облаков, аэрозольных частиц и т.п.

Достигая земной поверхности, часть суммарной радиации отражается от нее обратно и величина отраженной радиации тем больше, чем больше альbedo земной поверхности (α), которое является коэффициентом отражательной способности и изменяется от 0 (или 0%) для абсолютно черного тела до 1 (или 100%) для абсолютно белого тела. В результате земной поверхностью поглощается только часть приходящей коротковолновой радиации, равная:

$$S' = S - \alpha S = S(1 - \alpha), \quad (8.1)$$

где: S' – поглощенная земной поверхностью коротковолновая радиация.

От земной поверхности отражается не только коротковолновая радиация, но и длинноволновая, имеющая название эффективного излучения (E^*). Тогда разность между радиацией, поглощенной земной поверхностью (S') и эффективным излучением (E^*) будет радиационным балансом или остаточной радиацией:

$$R = S' - E^* \quad (8.2)$$

Эффективное излучение E^* также состоит из двух составляющих: собственное излучение поверхности (E_s), которое безвозвратно уходит в космическое пространство и встречное излучение атмосферы (E_a) или противоизлучение, которое отражается от об-

лаков и других частиц атмосферы и возвращается к поверхности. Поэтому эффективное излучение также можно представить в виде суммы двух составляющих:

$$E^* = (E_s - \delta E_a), \quad (8.3)$$

где: δ – относительный коэффициент поглощения длинноволновой радиации земной поверхностью меньше 1, т.к. часть противоизлучения снова отражается земной поверхностью.

В результате уравнение радиационного баланса земной поверхности, включающее все составляющие, можно записать как:

$$R = (I^* + i)(1 - \alpha) - (E_s - \delta E_a) \quad (8.4)$$

Таким образом, радиационный баланс – это сумма всех лучистых потоков, поглощенных и излученных подстилающей поверхностью. Радиационный баланс земной поверхности является разностью между суммарной солнечной радиацией, поглощенной земной поверхностью, и ее эффективным излучением.

Для земной поверхности приходной частью радиационного баланса является поглощенная прямая и рассеянная солнечная радиация (S'), а также поглощенное встречное излучение атмосферы (δE_a), а расходная часть состоит из потери тепла за счет отражения коротковолновой радиации (αS) и собственного излучения земной поверхности E_s , как показано на рис.8.1.

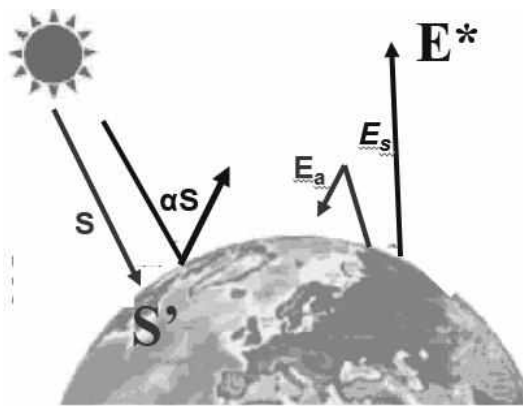


Рис.8.1. Схема составляющих радиационного баланса земной поверхности

Радиационный баланс может быть положительным (днем, летом) и отрицательным (ночью, зимой); измеряется в $\text{кВт/м}^2 \cdot \text{мин}$. Радиационный баланс земной поверхности – важнейший компонент теплового баланса земной поверхности и один из основных климатообразующих факторов.

Далее рассмотрим составляющие радиационного баланса, их нахождение и распределение по земной поверхности.

8.1. Суммарная солнечная радиация и ее распределение

Солнечная радиация, как прямая, рассеянная и суммарная измеряется на сети актинометрических станций [6]. Первыми стандартными приборами для измерения прямой солнечной радиации были пиргелиометр Ангстрема, разработанный в Стокгольме, и проточный калориметр Аббота из СмитсонIANского института в Вашингтоне. В пиргелиометре Ангстрема приводятся в соответствие тепловые эффекты облучения приемника солнечной энергии электронагрева затененного элемента. Для измерения уровня электронагрева используются обычные методы электрических измерений. Проточный калориметр Аббота имеет полость, которая поглощает солнечное излучение, а повышение температуры циркуляционной охлаждающей воды пропорционально интенсивности падающего излучения.

В течение многих лет отмечалось, что американские и европейские измерения радиации не согласуются между собой и, как указывали различные исследователи во многих странах, расхождение составляло от 2,5% до 6%. В сентябре 1956 г. была установлена новая Международная пиргелиометрическая шкала 1956, которая внесла поправки +1,5% к шкале Ангстрема и -2,0% к смитсонIANской шкале Аббота. Впоследствии все приборы калибровались в соответствии с Международной пиргелиометрической шкалой 1956.

Принцип действия большинства пиранометров, которые используются для измерения суммарной радиации, а при затенении от прямых лучей и диффузной радиации, основан на измерении разности температур черных (поглощающих излучение) и белых

(отражающих излучение) поверхностей с помощью термоэлементов. Последние дают сигнал в милливольтках, который можно легко контролировать с помощью целого ряда стандартных самопишущих систем. Характерным примером такого типа приборов является пиранометр Эппли. Среди приборов, измеряющих проходящую радиацию наиболее известны следующие.

Актинометр (от греч. *актís* – лучи, *мётров* – мера) – измерительный прибор, который служит для измерения интенсивности электромагнитного излучения, преимущественно видимого и ультрафиолетового света. В метеорологии применяется для измерения прямой солнечной радиации (рис.8.2). Актинометром называл прибор, изобретённый им в 1834 г., Гершель и применял для измерения нагревательной силы солнечных лучей. Актинометром названы также приборы, измеряющие количество лучистой теплоты, испускаемой в небесное пространство (Пулье, 1838). Наиболее известен среди них актинометр, изобретённый Клодом Пулье (пиргелиометр), который состоит из цилиндрического серебряного сосуда, крышка которого уставлена перпендикулярно к солнечным лучам, а сосуд наполнен водой с погруженным в неё шариком очень чувствительного термометра и крышка, воспринимающая лучи, закопчена (покрыта сажей) для большего их поглощения.

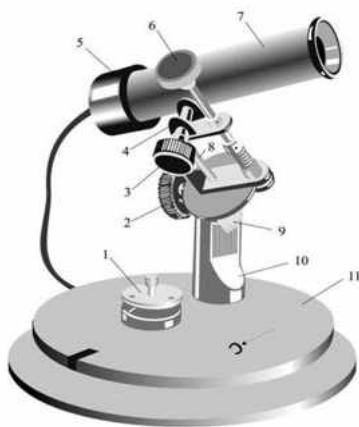


Рис.8.2. Актинометр термоэлектрический АТ-50 (1- крышка, 2,3 – винты, 4 – ось склонения, 5 – экран, 6 – кремальера, 7 – трубка, 8 – ось мира, 9 – сектор широт, 10 – стойка, 11 – основание

Еще одним видом прибора для измерения приходящей радиации является пиранометр (греч. $\pi\acute{\iota}\rho$ + $\acute{\alpha}\nu\omega$ + $\mu\acute{\epsilon}\tau\rho\omicron\nu$ — огонь + наверху + мера) — тип актинометра, используемый для измерения солнечной радиации, попадающей на поверхность (рис.8.3). Пиранометр основан на принципе индукции фотоэлектрического преобразования, может точно измерять полное солнечное излучение, отраженное излучение, рассеянную радиацию, инфракрасное излучение, видимый свет, ультрафиолетовое излучение и длину волны излучения.



Рис.8.3. Радиационный пиранометр TBQ

Прибор специально разработан, чтобы измерять плотность потока солнечного излучения в ваттах на квадратный метр, исходящего со всей верхней полусферы. Стандартный пиранометр не требует электропитания. В качестве датчика пиранометра используются (в зависимости от измеряемого диапазона частот) либо термопары, покрашенные чёрной краской, либо фотодиод. Датчик помещается под прозрачный стеклянный или пластиковый колпак для защиты от внешнего воздействия. Пиранометры применяются в метеорологии, климатологии, а также в установках солнечных батарей. Разновидностью пиранометра является соляриметр — прибор для измерения суммарной солнечной радиации.

Пиргелиометр (от др.-греч. πῦρ (pýr) – огонь, ἥλιος (hélíos) – солнце и μετρέω (metréo) – измеряю) – абсолютный прибор для измерений прямой солнечной радиации, падающей на поверхность перпендикулярную солнечным лучам. Принцип действия основан на измерении количества тепла, образующегося при поглощении солнечного излучения. Пиргелиометр в основном применяется для проверки относительных приборов – актинометров. В современных пиргелиометрах в качестве сенсора используются термобатареи – ряд последовательно соединённых термоэлементов (рис.8.4).



Рис.8.4. Современный пиргелиометр DR01 фирмы Hukseflux

Измерения прямой радиации Солнца в России проводились с 1870 годов. В 1892 году русский физик, профессор Орест Хвольсон разработал теорию абсолютных измерений солнечной радиации с помощью пиргелиометра и относительных с помощью актинометра. Эти приборы использовались в Павловской обсерватории около 10 лет, но были хрупкими и сложными в обращении. В 1896 году шведский геофизик Кнут Ангстрем создал абсолютный компенсационный пиргелиометр, а в 1905 году Международная метеорологическая конференция запатентовала этот прибор как эталон. В Западной Европе, в СССР и в России в качестве эталонного принят пиргелиометр Ангстрема, созданный в 1896 году.

На сети гидрометслужбы срочные актинометрические наблюдения проводятся 6 раз в сутки: в 0-30, 6-30, 9-30, 12-30, 15-30 и 18-30 по среднему солнечному времени [6]. При срочных наблюдениях ведут измерения прямой солнечной, рассеянной, отражённой радиации и радиационного баланса, а также наблюдения за облачностью, температурой воздуха и подстилающей поверхности, парциальным давлением водяного пара, атмосферными явлениями, состоянием подстилающей (деятельной) поверхности, метеорологической дальностью видимости, цветом неба, состоянием диска Солнца.

Для климатических обобщений основным источником актинометрической информации являются климатические справочники и базы данных, создаваемые специализированными организациями на основе обработки результатов многолетних метеорологических наблюдений на метеостанциях. В России при достаточно разветвленной сети метеорологических станций количество метеостанций, ведущих актинометрические измерения, весьма ограничено. Так, по данным ГГО им. А.И. Воейкова, в 1997 г. на территории России действовало 129 актинометрических станций, однако далеко не все результаты их измерений были обобщены в климатических справочниках. Малая плотность размещения существующих в России актинометрических станций осложняет получение надежных данных о распределении солнечной радиации по территории страны. Тем не менее, такая работа ГГО в 1990-х годах была выполнена и реализована в подготовленных Атласах ветрового и солнечного климатов России, включающих в себя и карты распределения солнечной радиации [3].

На основе данных наблюдений определяются средние многолетние их значения и затем представляются на карте в виде изолиний. Для территории России и сопредельных государств пространственное распределение суммарной за год солнечной радиации приведено на рис.8.5 и видно, что изолинии идут практически параллельно кругам широты и суммарная радиация изменяется для территории России от 4000 МДж/м² в арктических широтах до 7000 МДж/м² в районе Северного Кавказа и на юге Приморья.

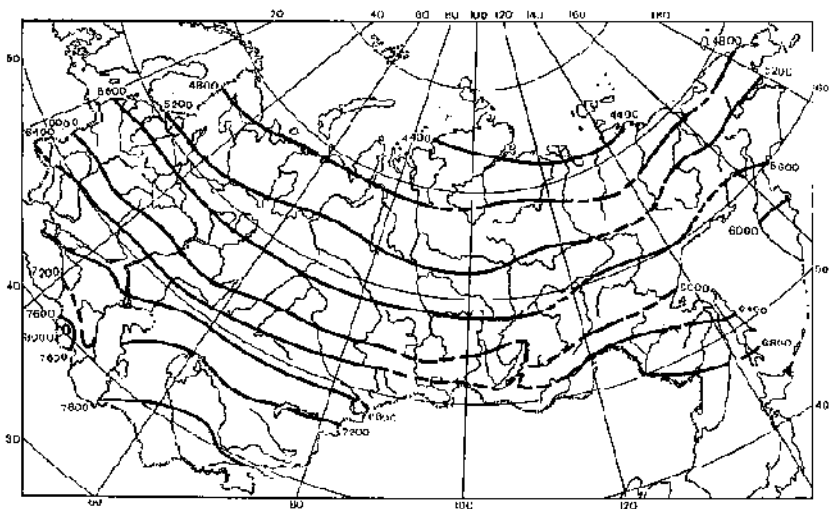


Рис. 8.5. Средняя многолетняя годовая сумма суммарной солнечной радиации при безоблачном небе (МДж/м²) [5]

Если же рассматривать территорию всего Земного шара, то пространственное распределение годовой суммарной радиации является более сложным. Впервые такая работа по расчетам суммарной солнечной радиации и других составляющих радиационного и теплового балансов была выполнена в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова под руководством М. И. Будыко и завершилась составлением мировых карт распределения соответствующих годовых и месячных величин, вошедших в Атлас теплового баланса земного шара [2]. Эти карты были построены на основе месячных значений суммарной радиации по данным 1400 пунктов, из которых 1050 были на суше и 350 – на океанах. Карта годовых значений суммарной солнечной радиации из Атласа теплового баланса приведена в верхней части рис.8.6, а современная карта в нижней части рис.8.6.

Как видно из рис. 8.6, по территории Земли годовые величины суммарной радиации изменяются приблизительно от значений меньших 55 ккал/см² год, до величин, превышающих 220 ккал/см² год. В высоких и умеренных широтах распределение суммарной радиации имеет в основном зональный характер, который существенно нарушается только в тропических широтах. Для низких

широт характерно заметное снижение величин суммарной радиации вблизи экватора, связанное с повышением облачности.

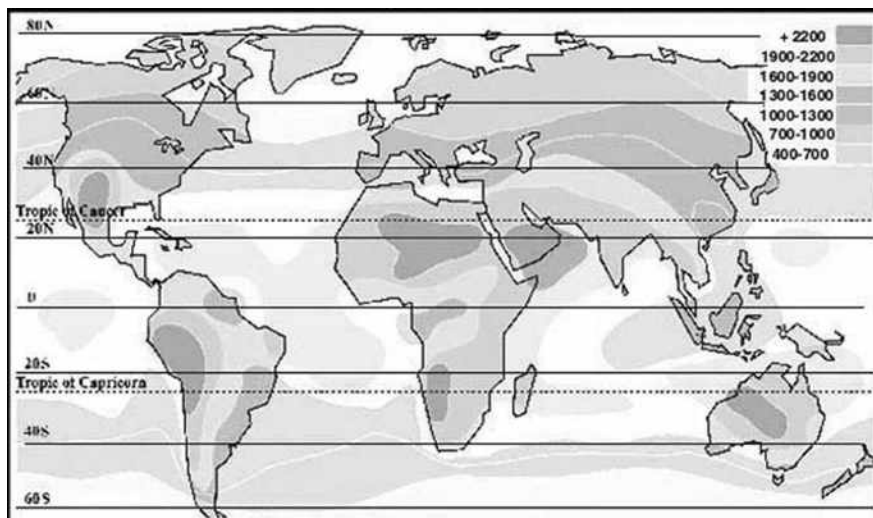
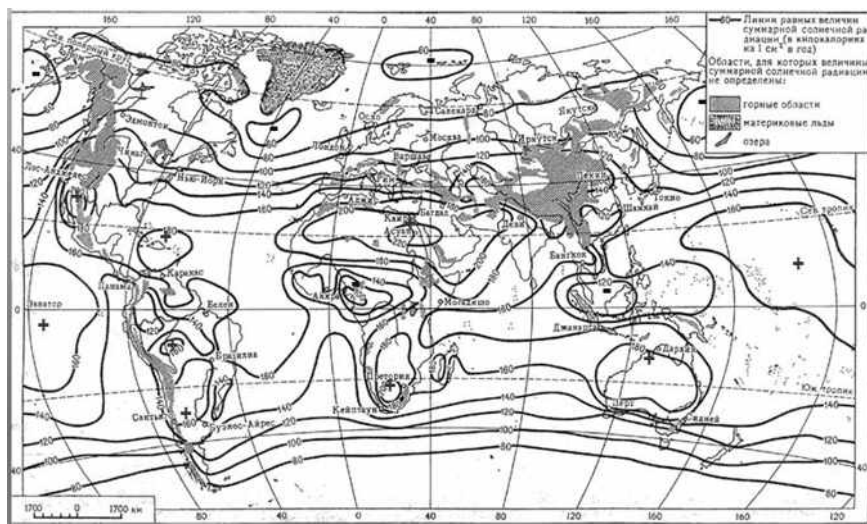


Рис.8.6. Климатическое пространственное распределение суммарной солнечной радиации за год (верхний – в ккал/см²; нижний – кВт ч/м²)

Если представить суммарную годовую приходящую радиацию в кВт ч/м² (нижняя часть рис.8.6), то она изменяется от 400 до 2200кВт ч/м², т.е. в 5,5 раз.

На карте выделяются замкнутые области с повышенными и пониженными значениями радиации. При этом, наибольшие значения суммарной радиации наблюдаются в поясах высокого давления северного и южного полушарий, в особенности в пустынных областях континентов и над океаническими акваториями тропиков и экватора, где мало облачности. Максимум суммарной радиации отмечается в Северо-Восточной Африке в связи с очень малой облачностью на этой территории. Пониженные значения суммарной радиации наблюдаются в районах муссонного климата, где достаточно большая облачность, например, на восточном побережье Азии. Также можно отметить, что практически на одинаковой широте тропиков и экватора приходящая радиация может отличаться в 2 раза. В арктической области годовой приход суммарной радиации колеблется в среднем от 55 до 75 ккал/см². При этом наименьшее ее количество (менее 60 ккал/см²год) приурочено к району атлантико-европейского сектора Арктики, который отличается интенсивным развитием циклонической деятельности, а потому большей облачностью и самыми низкими (в Арктике) значениями альбедо поверхности. В Антарктиде годовая величина инсоляции из-за большой повторяемости ясных дней и большой прозрачности атмосферы велика (превышает 100—120Ккал/см²год). Это близко к суммам возможной здесь солнечной радиации и примерно соответствует количеству солнечного тепла, получаемого в Северном полушарии степной зоной.

Средние широтные значения суммарной радиации отдельно в северном и южном полушариях и на океанах и суше приведены в табл.8.1, из которой следует общая закономерность уменьшения суммарной радиации с увеличением широты [1]. Эта закономерность на суше нарушается в виде всплеска радиации на широтах 20-30°, где находятся пустыни и практически отсутствует облачность. Также в районе экватора значения суммарной радиации меньше, чем в ближайшем круге широт 10-20° из-за большей облачности, что характерно как для суши, так и для океана. В сред-

нем же как северное, так и южное полушария получают одинаковое количество радиации как для суши, так и для океана.

Таблица 8.1

Средние годовые величины суммарной солнечной радиации по широтным зонам
(ккал/см²)

Поверхность	широты							
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	Земля
Северное полушария								
суша	144	174	192	162	126	94	79	138
океаны	157	164	156	126	90	68	69	127
Южное полушарие								
суша	145	167	178	154	108	84	-	138
океаны	160	160	149	128	88	67	-	127

Почти во всех широтных зонах приток солнечной радиации на суше из-за меньшей облачности на 15—30% больше, чем над океаном, исключение составляют приэкваториальные зоны обоих полушарий. Здесь суша инсолируется на 9—10% меньше, чем океан, что связано с различным суточным ходом облачности: над океаном облачность днем меньше, чем ночью, над сушей наоборот. Тем не менее в целом для всей поверхности Земли суша получает на 8—9% больше солнечной радиации, чем акватория океанов.

Пространственные распределения суммарной радиации января и июля как характерных месяцев года с наибольшими и наименьшими средними высотами солнца для соответствующих полушарий приведены на рис.8.7 и 8.8. Изолинии на этих картах проведены через 2 ккал/см² мес. и показаны численные значения в локальных максимумах и минимумах (замкнутые изолинии).

На карте суммарной радиации для декабря (рис.8.7) нулевая изолиния на всех долготах проходит немного севернее северного полярного круга. На более высоких широтах в этом месяце солнце не поднимается над горизонтом и суммарная радиация очевидно равна нулю. К югу от нулевой изолинии суммарная радиация быстро возрастает, причем ее изменения во внетропических широтах северного полушария имеют в основном зональный характер. В низких широтах зональное распределение нарушается, причем области повышенной и пониженной радиации распределяются в

соответствии с локализацией областей повышенной и пониженной облачности.

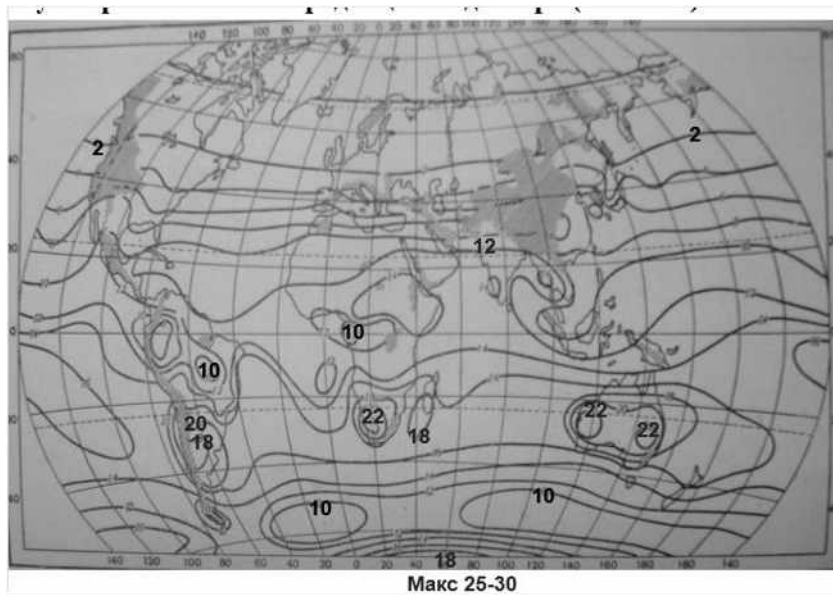


Рис.8.7. Климатическое пространственное распределение суммарной солнечной радиации в январе (ккал/см²)

Вместе с тем, начиная с низких широт северного полушария и во всем южном полушарии, средние зональные изменения суммарной радиации оказываются не очень большими. Отсутствие значительного уменьшения суммарной радиации с ростом широты в южном полушарии объясняется влиянием увеличения длины дня, что компенсирует уменьшение средних высот солнца с повышением широты. Максимумы радиации имеют место в Антарктиде, где в это время полярный день и они даже выше, чем в пустынных областях Южного полушария (Атакама, Калахари, пустыни Австралии). Такой значительный приход солнечной радиации в Антарктиде объясняется сухостью воздуха, большой высотой антарктических станций над уровнем моря и высокой отражательной способностью снежной поверхности (70-90%), увеличивающей рассеянную радиацию.

Аналогичная картина наблюдается в распределении суммарной радиации для июня (рис. 8.8). В северном полушарии суммарная радиация изменяется сравнительно мало (хотя области повышенных значений в пустынных районах хорошо заметны), тогда как в умеренных и высоких широтах южного полушария суммарная радиация быстро убывает с возрастанием широты.

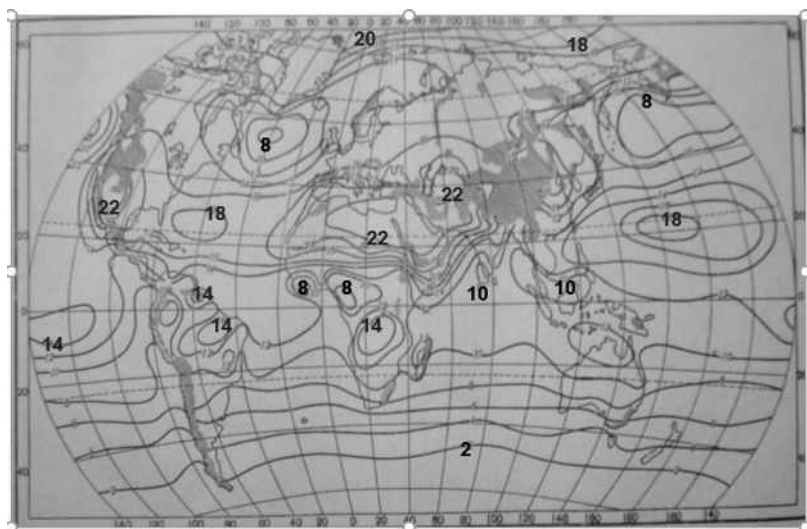


Рис.8.8. Климатическое пространственное распределение суммарной солнечной радиации в июне (ккал/см²)

Локальные максимумы в северном полушарии в июне приурочены к областям пустынь, а локальные минимумы – к областям с большой облачностью (над океанами, тропическими лесами).

Суммарная солнечная радиация имеет суточный и годовой ход. Суточный и годовой ход суммарной радиации определяется главным образом изменением высоты солнца: суммарная радиация изменяется почти прямо пропорционально изменению высоты солнца. Однако, влияние облачности и прозрачности воздуха сильно усложняет эту зависимость и нарушает плавный ход суммарной радиации.

Внутригодовые изменения приходящей суммарной радиации также существенно зависят от широты и продолжительности солнечных суток, что наглядно представлено на рис.8.9.

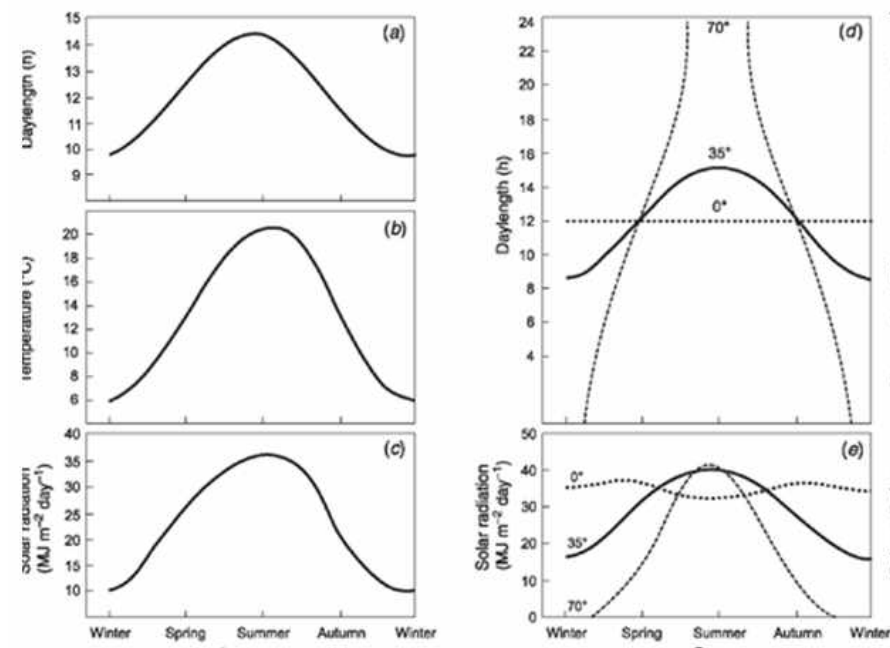


Рис.8.9. Внутригодовые распределения для всей Земли: продолжительности солнечных суток в часах (а), температуры воздуха в °С (b), суммарной солнечной радиации в МДж/м² сут (с) и для широт 0°, 35° и 70° продолжительности солнечных суток в часах (d) и суммарной солнечной радиации в МДж/м² сут. (e)

Как видно из правой части рис.8.9, амплитуда годового хода зависит от широты и изменяется от практически нулевой и даже отрицательной летом на экваторе из-за облачности до наибольшей на широте 70°, где летом суммарная радиация наибольшая по полушарию из-за полярного дня, когда она поступает к поверхности в течение 24 часов. На экваторе же продолжительность солнечных суток постоянна в течение года и равна 12 часам, что и приводит к отсутствию ее годового хода. Поэтому, чем меньше широта места, тем равномернее суммарная радиация распределяется по месяцам, т. е. тем меньше амплитуда ее годового хода. Например, в Павлов-

ске ($\varphi = 60^\circ$) ее месячные суммы составляют от 12 до 407 кал/см², в Вашингтоне ($\varphi = 38,9^\circ$) - от 142 до 486 кал/см², а в Такубае ($\varphi = 19^\circ$) - от 307 до 556 кал/см². Однако в отдельные месяцы суммарная радиация в полярных районах может быть больше, чем в более низких широтах. Например, в бухте Тихой в июне суммарная радиация на 37% больше, чем в Павловске, и на 5% больше чем в Феодосии.

То, что облачность может существенно влиять на суммарную радиацию наглядно видно из табл.8.2, где приведено количество суммарной солнечной радиации внутри года в разных частях Европы и в Карибском бассейне.

Таблица 8.2

Количество солнечной радиации в Европе и странах Карибского бассейна,
кВт·ч/м² в день

Месяц	Южная Европа	Центральная Европа	Северная Европа	Карибский регион
Январь	2.6	1.7	0.8	5.1
Февраль	3.9	3.2	1.5	5.6
Март	4.6	3.6	2.6	6.0
Апрель	5.9	4.7	3.4	6.2
Май	6.3	5.3	4.2	6.1
Июнь	6.9	5.9	5.0	5.9
Июль	7.5	6.0	4.4	6.0
Август	6.6	5.3	4.0	6.1
Сентябрь	5.5	4.4	3.3	5.7
Октябрь	4.5	3.3	2.1	5.3
Ноябрь	3.0	2.1	1.2	5.1
Декабрь	2.7	1.7	0.8	4.8
ГОД	5.0	3.9	2.8	5.7

Из данных табл.8.2 следует, что в летние месяцы в Южной Европе приходящей радиации больше, а в Центральной Европе столько же как в Карибском регионе из-за наличия в нем облачности. Однако в зимние месяцы суммарной радиации в этих частях Европы в 2 и более раза меньше, чем на Карибах.

В суточном ходе до восхода солнца суммарная радиация состоит полностью, а при малых высотах солнца — преимущественно из рассеянной радиации. С увеличением высоты солнца доля рассеянной радиации в составе суммарной при безоблачном небе

уменьшается: при высоте солнца над горизонтом $h = 8^\circ$ она составляет 50%, а при $h = 50^\circ$ — только 10-20%. Чем прозрачнее атмосфера, тем меньше доля рассеянной радиации в составе суммарной. В зависимости от формы, высоты и количества облаков доля рассеянной радиации увеличивается в разной степени. Когда солнце закрыто плотными облаками, суммарная радиация состоит только из рассеянной. При таких облаках рассеянная радиация лишь частично восполняет уменьшение прямой, и поэтому увеличение количества и плотности облаков в среднем сопровождается уменьшением суммарной радиации. Но при небольшой или тонкой облачности, когда солнце совсем открыто или не полностью закрыто облаками, суммарная радиация за счет увеличения рассеянной может оказаться больше, чем при ясном небе.

Соотношение прямой и рассеянной радиации показано на рис.8.10 для пунктов наблюдений в разных частях планеты.

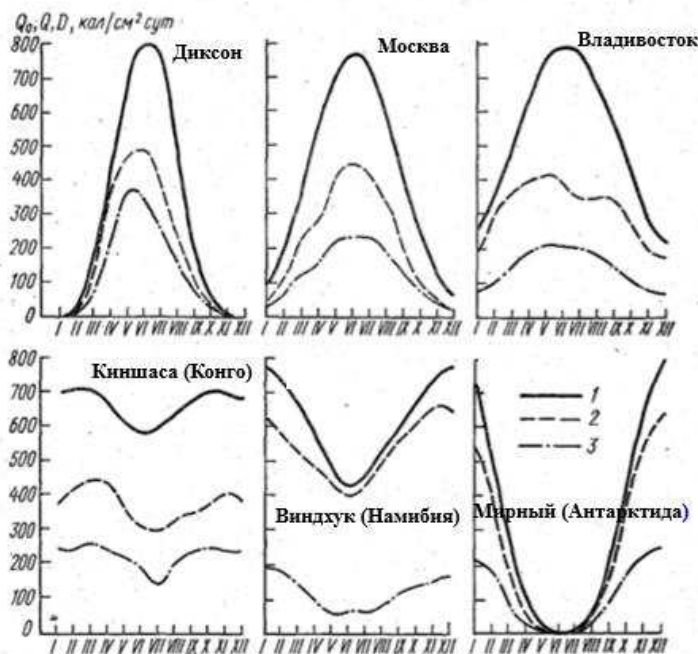


Рис.8.10. Примеры годового хода суммарной (1— при безоблачном небе, 2— фактической) и рассеянной (3) солнечной радиации

На графиках рис.8.10 приведены фактические значения суммарной радиации, значения при безоблачном небе и рассеянной радиации как разности между наибольшей радиацией при безоблачном небе и фактической. Из рис. 8.10 следует, что наибольшая годовая амплитуда суммарной солнечной радиации наблюдается в высоких широтах Северного и Южного полушарий. С уменьшением широты она уменьшается и наименьшей становится в экваториальной зоне. В районе экватора (Киншаса) кривая годового хода солнечной радиации, поступающей на земную поверхность, как и на верхнюю границу атмосферы, имеет двугорбой вид. Максимальные месячные суммы приходятся на периоды, близкие к равноденствиям, и минимальные — в месяцы с солнцестояниями. Причем доля рассеянной радиации в общей здесь составляет больше половины из-за облачности. В пустынных (Виндхук) и в полярных (Мирный) районах облачность практически отсутствует из-за отсутствия водяного пара в воздухе и рассеянная радиация очень маленькая, а фактическая практически равна максимально возможной. Наибольший вклад рассеянной радиации в общую имеет место над океанами и вблизи них, что наглядно проявляется на графиках, относящихся к Диксону. В средней полосе континентального климата (Москва) доля рассеянной радиации меньше половины от общей и амплитуда годового хода меньше, чем на Диксоне. Еще меньше амплитуда годового хода во Владивостоке, хотя доля рассеянной радиации по сравнению с Москвой там больше.

Процентное отношение рассеянной радиации к суммарной для всего Земного шара в июле и в январе приведено на рис.8.11 и 8.12, а средние значения этого соотношения за все месяцы года и для разных диапазонов широт Северного полушария — в табл.8.3.

На рис.8.11 и 8.12 выделяются локальные области максимальных и минимальных значений с замкнутыми изолиниями. Так в июле локальный максимум с вкладом рассеянной радиации до 90% и более имеет место в северной части Тихого океана и 80% — в северной части Атлантики. В это же время локальные минимумы с 20% рассеянной радиации наблюдаются в пустынях Южной Африки, Австралии, Северной Америки и с 40% — в пустынях Северной Африки и Южной Америки. Зимой рассеянная радиация достигает 80-100% в высоких широтах Северного полушария, а в

Южном – в бассейне влажных лесов Амазонки и вблизи Антарктиды. Минимумы вклада рассеянной радиации также имеют место в пустынях.

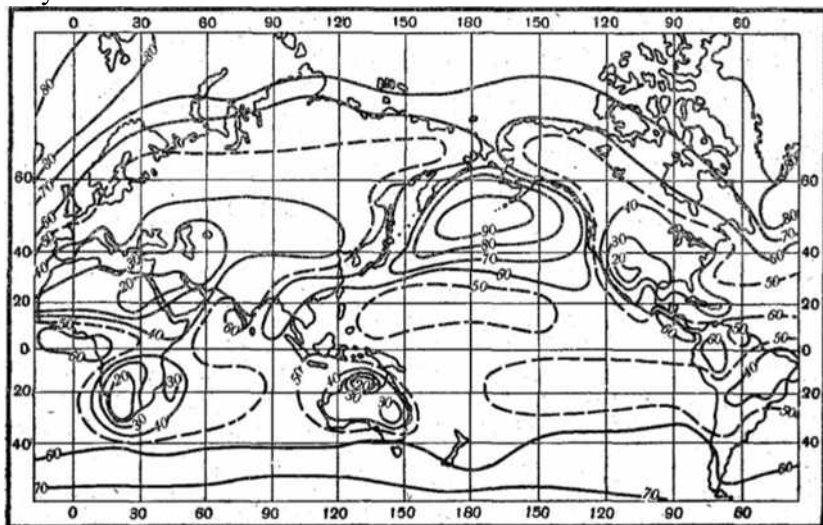


Рис.8.11. Отношение рассеянной радиации к общей (в %) в июне

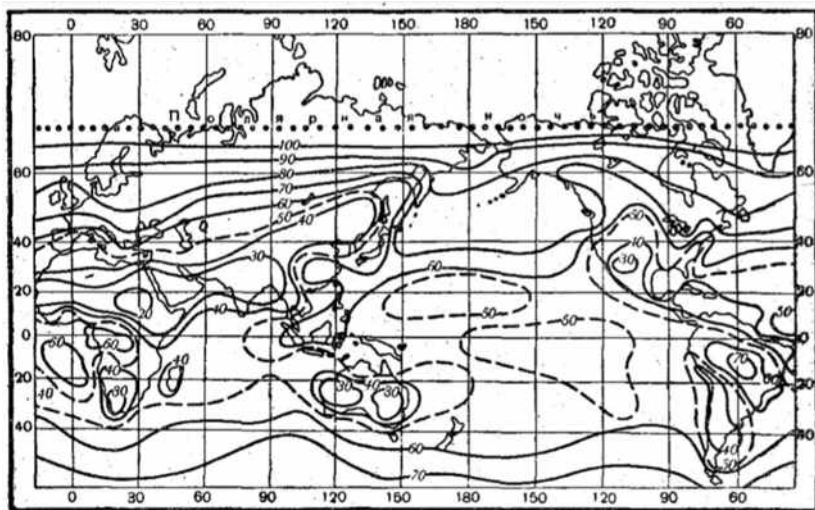


Рис.8.12. Отношение рассеянной радиации к общей (в %) в декабре

Таблица 8.3

Процентное отношение рассеянной радиации к суммарной для суши Северного полушария

Широта, град	Месяцы												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	год
70-90	-	56	59	61	69	65	61	56	59	60	60	-	61
60-70	59	57	56	54	55	53	50	51	54	56	58	60	55
50-60	58	56	54	50	49	48	49	49	48	53	58	59	53
40-50	45	41	42	39	39	38	37	37	38	41	42	49	41
30-40	34	35	34	33	32	30	30	30	29	30	31	33	32
20-30	21	22	25	26	27	29	30	32	30	29	24	22	26
10-20	30	30	32	34	38	42	43	45	41	33	30	30	36
0-10	44	44	47	52	57	63	64	64	60	52	48	45	53

Из данных табл.8.3 видно, что в полярной области, а также в субарктической и в значительной части умеренных широт рассеянная радиация дает более половины общего прихода солнечной радиации. Доминирующая роль рассеянной радиации сохраняется здесь во все времена года. Особенно велика роль рассеянной радиации в Арктике, что объясняется большой, но не плотной облачностью и дополнительным рассеянием света вследствие хорошей отражательной способности подстилающей поверхности.

В субарктических и умеренных широтах отношение особенно велико в осенне-зимнее время, отличающееся большой облачностью, и уменьшается летом вместе с уменьшением облачности, а также альбедо подстилающей поверхности. В зоне 20—30° роль рассеянной радиации в общем приходе солнечной энергии становится наименьшей и составляет за год 26%. Вместе с тем в этой зоне происходит перестройка годового хода величины этого отношения. В летние месяцы оно несколько увеличивается, что связано главным образом с увеличением облачности в ряде районов при развитии муссонов. Зимой же, когда в рассматриваемой зоне господствует пассат и облачность уменьшается, роль рассеянной радиации становится наименьшей (21—22% от величины суммарной радиации). Далее к югу роль рассеянной радиации в общем ее приходе вновь возрастает, особенно в зоне, примыкающей к экватору. Здесь в течение большей части года или даже весь год устойчиво сохраняется доминирующее значение рассеянной радиации в общем приходе солнечной энергии; в период же с июня по сен-

тябрь она составляет более 60% от величины суммарной радиации. Это обусловлено не только большей высотой Солнца, но и преобладанием значительной облачности преимущественно кучевых форм. Ареал половинного вклада рассеянной радиации в общий ее приход наиболее широк в Северном полушарии в июне и максимально сокращается в декабре. Это находится в согласии с увеличением облачности от июня к декабрю и уменьшением высоты Солнца.

8.2. Альbedo поверхности и его распределение

Поступившая на подстилающую поверхность суммарная радиация S не поглощается полностью, часть ее отражается. Долю отраженной части суммарной радиации Солнца характеризует альbedo (α). Следовательно, можно определить поглощенную часть суммарной радиации S' по (8.1). Альbedo играет большую роль в радиационном балансе подстилающей поверхности и теоретически его значения могут изменяться от нуля для абсолютно черной поверхности до единицы абсолютно белой. В табл. 8.4 представлены типичные значения альbedo для различных видов поверхности суши, по М. И. Будыко.

Таблица 8.4.

Альbedo естественных поверхностей (по М.И.Будыко)

Вид поверхности	Альbedo	Вид поверхности	Альbedo
Снег и лед		Поля, луга, тундра	
Свежий сухой снег	0,85-0,95	Поля ржи и пшеницы	0,10-0,25
Чистый влажный снег	0,60-0,70	Картофельные поля	0,15-0,25
Загрязненный снег	0,40-0,50	Хлопковые поля	0,20-0,25
Морской лед	0,30-0,40	Луга	0,15-0,25
		Сухая степь	0,20-0,30
		Тундра	0,15-0,20
Обнаженная почва		Древесная растительность	
Темные почвы	0,05-0,15	Хвойные леса	0,10-0,15
Влажные серые почвы	0,10-0,20	Лиственные леса	0,15-0,20
Сухие глинистые или серые почвы	0,20-0,35	Лес при снежном покрове неустойчивом	0,25-0,30
Сухие светлые песчаные почвы	0,35-0,40	устойчивом	0,40-0,45

Как следует из данных табл.8.4, даже для одного вида естественной поверхности альbedo может изменяться значительно. Так для снега и льда альbedo изменяется от 95% для сухого только что выпавшего снега до 30-40% для морского льда, насыщенного водой. В связи с тем, что почвы имеют разный цвет в разных природных условиях, их альbedo также изменяется от 5% для чернозема до 40% для сухих светлых песчаных почв полупустынь и пустынь. Альbedo почвы с растительностью изменяется в меньших пределах: от 10% до 30%, а альbedo древесной растительности зависит от типа и степени покрытости снежным покровом, что дает изменения от 10% до 45%. Из табл.8.4 также следует, что альbedo земной поверхности изменяется в весьма широких пределах. Эти изменения происходят в связи со сменой ландшафтных зон, а в умеренных и высоких широтах еще и со сменой сезонов года.

Характер подстилающей поверхности меняется в течение года, особенно сильно на континентах в средних широтах и поэтому альbedo подстилающей поверхности имеет годовой ход. На рис.8.13 представлен годовой ход альbedo земной поверхности для района Санкт-Петербурга, в котором выделяются два разных сезона: зимний с альbedo снежного покрова 0,7 и летний с альbedo почвы равном 0,2 [4].

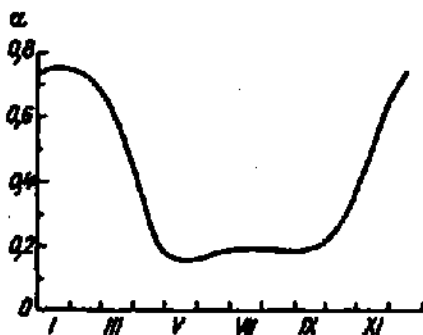


Рис.8.13. Годовой ход альbedo земной поверхности для района Санкт-Петербурга

В центральных частях полярных областей земного шара отражательная способность поверхности велика и мало меняется в годовом ходе: в Антарктиде лишь в пределах 80–86%, а в Центральной Арктике – в пределах 70–86 %. Уменьшение альbedo в июле в

Арктике обусловлено более интенсивным летним таянием снега, чем в ноябре и декабре в Антарктиде.

Альbedo поверхности суши может иметь суточный ход, который обусловлен изменением отражательной способности шероховатых подстилающих поверхностей в зависимости от изменения угла падения солнечных лучей. Чем меньше угол падения, тем сильнее отражается солнечный луч, и наоборот.

Альbedo водной поверхности (α_B) определяется углом падения солнечных лучей на водную поверхность Z_{Π} , поскольку чистая вода отражает свет по закону Френеля:

$$\alpha_B = \frac{1}{2} \left[\frac{\sin^2(Z_{\Pi} - Z_0)}{\sin^2(Z_{\Pi} + Z_0)} + \frac{\operatorname{tg}^2(Z_{\Pi} - Z_0)}{\operatorname{tg}^2(Z_{\Pi} + Z_0)} \right], \quad (8.5)$$

где Z_0 - угол преломления.

При положении Солнца в зените альbedo спокойного моря для прямой радиации составляет 0,02. С увеличением зенитного расстояния Солнца альbedo возрастает, достигая 0,35 при $Z_{\Pi} = 85^\circ$. Волнение моря изменяет Z_{Π} и существенно уменьшает диапазон значений альbedo, приводя к его возрастанию при большом Z_{Π} из-за увеличения вероятности попадания лучей на наклонную волновую поверхность, и к уменьшению – при малом Z_{Π} . Волнение оказывает влияние на отражательную способность океана не только из-за наклонов взволнованной поверхности относительно направления солнечных лучей, но и из-за образования пузырьков воздуха в воде. Эти пузырьки в значительной степени рассеивают свет, увеличивая выходящую из океана рассеянную радиацию. Поэтому альbedo при большом волнении океана, когда образуется пена и барашки, под влиянием обоих факторов возрастает. Рассеянная радиация поступает на водную поверхность под различными углами. Интенсивность лучей различных направлений меняется при изменении высоты Солнца, от которой зависит интенсивность рассеяния солнечного света в безоблачной атмосфере. Интенсивность рассеяния солнечной радиации зависит также от распределения облаков по небесному своду. Поэтому альbedo поверхности океана

для рассеянной радиации не постоянно. Однако оно меняется в более узких пределах – от 0,05 до 0,11. Таким образом, альbedo водной поверхности для суммарной радиации меняется в зависимости от высоты Солнца, от соотношения прямой и рассеянной радиации и от волнения поверхности моря.

При рассмотрении альbedo водной поверхности следует иметь в виду, что северные части океанов в большей мере покрыты льдами. Поэтому при исследовании отражательной способности океанов необходимо рассматривать альbedo льда. На рис. 8.14 показано изменение альbedo арктических льдов с широтой, которое уменьшается от полюса до южной кромки плавающих льдов на 23 %. Этому изменению альbedo соответствует повышение средней температуры воздуха в период полярного дня на 11°C . Таким образом, имеет место обратная зависимость альbedo арктических льдов от температуры воздуха.

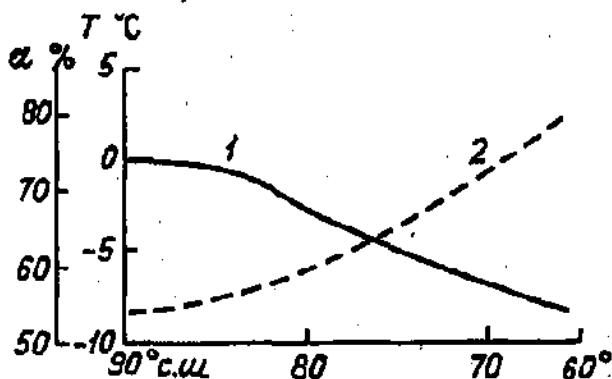


Рис.8.14. Зависимость альbedo морских льдов (1) и температуры воздуха (2) от широты в Арктике в апреле-сентябре (по Л.Д.Строкиной)

В центральных частях полярных областей земного шара отражательная способность поверхности велика и мало меняется в годовом ходе: в Антарктиде лишь в пределах 80–86%, а в Центральной Арктике – в пределах 70–86 %. Уменьшение альbedo в июле в Арктике обусловлено более интенсивным летним таянием снега, чем в ноябре и декабре в Антарктиде, как показано в табл.8.5.

Таблица 8.5.

Среднее альbedo поверхности снежного покрова

Область	месяцы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Арктика	-	84	84	81	82	77	65	69	83	85	-	-
Антарктика	85	-	-	-	-	-	-	90	86	82	80	82

Альbedo водной поверхности для рассеянной радиации равно в среднем 8–10 % и мало изменяется, Считая величину альbedo для рассеянной радиации в среднем равной 0,10 и учитывая соотношение между прямой и рассеянной радиацией на различных широтах, М. И. Будыко [4] нашел, что альbedo водной поверхности для суммарной радиации от летних месяцев к зимним возрастает в высоких широтах (60–70°) от 0,07 до 0,26, в умеренных – от 0,06 (в июне) до 0,20 (в декабре). В тропических широтах альbedo водной поверхности в течение года почти не изменяется и равно 0,06–0,07 (табл. 8.6); Величины табл.8.6 использовались для климатологических расчетов поглощения солнечной радиации над акваториями Северного и Южного полушарий.

Таблица 8.6.

Колебания среднемесячных значений альbedo водной поверхности (в %) в различных широтных зонах (по М.И.Будыко)

Альbedo	Широтные зоны, град.						
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70
Макс	7	7	9	12	16	21	23
Мин.	6	6	6	6	6	6	7
Разность	1	1	3	6	10	15	16

В математических моделях климата применяется общее для планеты распределение альbedo в зависимости от широты, полученное по данным спутниковых наблюдений Эллисом и Вондер Хааром в 1976 г. и приведенное на рис.8.15. Как следует из рис.8.15, при среднем для всей поверхности Земли альbedo, равном $\alpha=0,30$, оно изменяется в широких пределах в среднем от 0,25 для экваториальных и тропических широт до 0,65–0,70 в областях полюсов. Переходная зона в обоих полушариях практически одинакова и составляет около 20° широты. Из рисунка также видно,

что зона антарктического ледяного покрова по площади больше и ее альbedo выше, чем для зоны арктических льдов, что согласуется с данными табл.8.5.

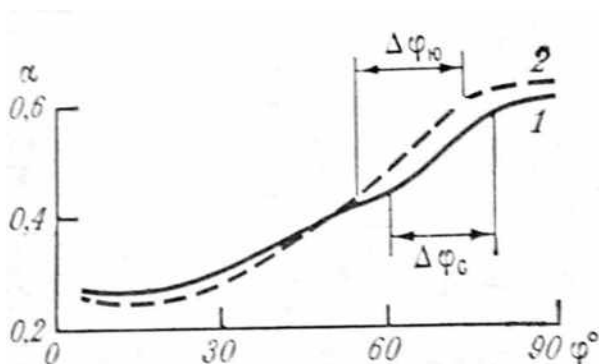


Рис. 8.15. Широтное распределение альbedo: 1 – Северное полушарие, 2 – Южное полушарие

В связи с наличием обратной альбедной связи, когда при уменьшении температуры уменьшается и альbedo (и наоборот при увеличении температуры увеличивается и альbedo) и еще больше усиливает понижение температуры, получается, что температура при общем внешнем воздействии на планету будет изменяться неодинаково на разных широтах. Так как альbedo больше в высоких широтах, то и температура там будет быстрее повышаться или понижаться, чем в низких широтах. Поэтому все современные модели потепления климата дают наибольший рост температур именно в полярных областях.

Вместе с тем альbedo земной поверхности существенно зависит не только от сезона года, но и от облачности, которая также имеет сложные и неоднозначные связи с приходящей радиацией. На рис.8.16 на основе обобщения спутниковых данных показаны пространственные распределения альbedo поверхности Земли за два характерных месяца года (январь и июль) и для условий средней облачности и безоблачного неба.

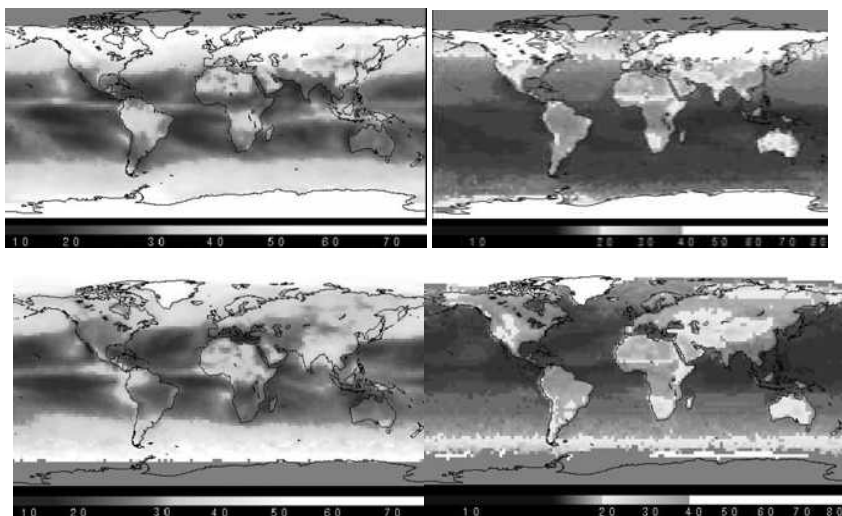


Рис. 8.16. Пространственное климатическое распределение альbedo для января (вверху) и июля (внизу) и для условий средней облачности (слева) и безоблачного неба (справа)

Основная особенность приведенных на рис.8.16 пространственных распределений альbedo состоит в том, что при отсутствии облаков, максимальные величины альbedo увеличиваются до 80% по сравнению с наличием облачности, где они составляют 70%. Однако, среднее значение альbedo при облачности больше.

При составлении мирового атласа альbedo [8] было выявлено наличие высокой положительной корреляции ($r = 0,80$) между облачностью и альbedo для океана и ее малая корреляция для суши. Высокое значение корреляции над океаном обусловлено тем, что его поверхность практически однородна и на величину альbedo может повлиять только наличие облачности. В меньшей степени на альbedo влияет волнение, так как при достаточно больших размерах ячейки влияние волн усредняется. В течение года над океаном наблюдается заметное изменение значений коэффициента корреляции. Зимой он больше и равен 0,85, а летом уменьшается до значения 0,62. Для суши значения коэффициента корреляции меньше и составляют: летом 0,46; зимой 0,42. Коэффициент корреляции для среднегодовых значений равен 0,20 и его малая вели-

чина связана с отсутствием значимой корреляционной зависимости облачности и альбедо весной и осенью. Облачность над сушей также вносит вклад в альбедо, но не является единственным фактором. Определенное влияние оказывают сезонные изменения альбедо подстилающей поверхности (формирование снежного и ледового покрова, изменения растительности и т.п.).

В связи с влиянием альбедо поглощенная коротковолновая радиация для большей части океанических и континентальных областей соответственно на 6-20% меньше суммарной приходящей радиации и меняется в пределах всего земного шара от 15 до 150 ккал/см² год (табл.8.7). Разница между суммарной и поглощенной радиацией возрастает для пустынных областей и особенно увеличивается в районах, покрытых снегом и льдом.

Таблица 8.7.

Средние широтные значения поглощенной радиации в Северном полушарии
(в ккал/см² мес)

месяц	Широтные зоны, град								
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90
суша									
июнь	9.2	11.6	14.4	14.9	13.2	12.0	10.9	-	-
декабрь	9.5	9.6	7.8	5.0	2.0	0.6	0.2	-	-
океан									
июнь	11.8	13.9	15.2	13.4	10.5	9.6	9.8	7.2	4.5
декабрь	11.2	10.1	8.2	5.2	2.4	0.8	0.2	0.0	0.0

В Центральном Полярном бассейне Арктики, например, за год поглощается всего около 20 ккал/см² год солнечного тепла. Примерно такую же величину имеет поглощенная радиация в Антарктиде. Таким образом, высокое альбедо в полярных областях сводит на нет преимущества в поступлении суммарной солнечной радиации по сравнению с другими широтными зонами. Как в июне, так и в декабре во всех широтных зонах Северного полушария имеются различия в величинах поглощенной радиации на суше и водной поверхности. Поэтому изолинии поглощенной радиации в отличие от изолиний суммарной радиации имеют разрывы и смещения. Эти различия обусловлены скачкообразным изменением альбедо подстилающей поверхности, в особенности на границе суши и моря.

Из данных табл.8.7 следует, что во многих широтных зонах, особенно в декабре, поглощенная радиация на океанах более значительна, чем на суше. Это обусловлено существенно меньшей отражательной способностью водной поверхности по сравнению с сушей. Таким образом, разное альbedo океанов и континентов в отдельные месяцы полностью ликвидирует преимущество континентов в поступлении суммарной солнечной радиации.

8.3. Эффективное излучение и его распределение

Подстилающая поверхность, получая коротковолновую радиацию Солнца, нагревается и излучает энергию. Поскольку температура поверхности Земли намного ниже температуры Солнца, то в соответствии с законом смещения длины волны (закон Вина) излучаемая земной поверхностью энергия приходится на инфракрасный участок спектра ($\lambda > 4$ мкм). Согласно формуле (8.3), эффективное излучение E^* состоит из собственного излучения поверхности (E_s), которое безвозвратно уходит в космическое пространство и встречного излучения атмосферы (E_a) или противоизлучения, которое отражается от облаков и других частиц атмосферы и возвращается к поверхности.

В соответствии с законом Кирхгофа, поток излучения поверхности абсолютно черного тела пропорционален четвертой степени ее абсолютной температуры. Однако земную поверхность нельзя рассматривать как абсолютно черное тело. Анализ спектров излучения различных подстилающих поверхностей показал, что с достаточной степенью точности земную поверхность можно рассматривать как серое тело. Это значит, что излучение земной поверхности при всех длинах волн отличается на один и тот же множитель от излучения абсолютно черного тела, которое имеет температуру, одинаковую с температурой земной поверхности. Следовательно, лучистый поток тепла с подстилающей поверхности может быть определен на основе закона Кирхгофа следующим образом:

$$E_S = S\sigma T^4, \quad (8.6)$$

T – температура земной поверхности в абсолютной шкале, $\sigma = 8.14 \cdot 10^{-11}$ – постоянная Стефана-Больцмана, S – относительный коэффициент излучения.

Значения коэффициента излучения S для различных подстилающих поверхностей мало меняются. По данным измерения $0,85 < S < 0,99$. Наибольшей излучательной способностью для инфракрасной радиации обладает снег ($S = 0,986 - 0,995$), наименьшей – вода ($S = 0,893 - 0,910$) и в среднем $S_{cp} = 0,95$.

Поток теплового излучения земной поверхности значительно меньше потока солнечной энергии, поступающей на верхнюю границу атмосферы. Однако он сравним с потоком солнечной радиации S , поступающей на поверхность Земли. Как и земная поверхность, атмосфера излучает радиацию в инфракрасном диапазоне. Но излучение атмосферы имеет более сложный характер, чем излучение земной поверхности. Это определяется тем, что по закону Кирхгофа энергию излучают лишь те газы, которые ее поглощают, т.е. термодинамически активные примеси атмосферы O_3 , CO_2 и H_2O . Кроме того, излучение этих газов носит сложный селективный характер.

Например, водяной пар имеет сильную полосу поглощения в диапазоне $5,5 \text{ мкм} < \lambda < 7,1 \text{ мкм}$ и $\lambda > 17 \text{ мкм}$, а в области $8,5 < \lambda < 12 \text{ мкм}$ он практически прозрачен для инфракрасной радиации. Поэтому указанный участок спектра называют окном прозрачности. Наиболее сильное поглощение CO_2 приходится на диапазон $12,9 \text{ мкм} < \lambda < 17,1 \text{ мкм}$, где энергия излучения земной поверхности достаточно велика. Озон имеет несколько полос поглощения и одна из них приходится на $\lambda = 9,6 \text{ мкм}$, т.е. на окно прозрачности.

Интенсивность излучения зависит от массы термодинамически активных примесей. Поскольку наиболее активным поглотителем инфракрасной радиации является водяной пар, интегральное излучение атмосферы выражается через давление водяного пара, а влияние других газов учитывается с помощью определенных коэффициентов. Существует ряд такого рода эмпирических зависимостей и наибольшее применение в климатологических расчетах нашла формула Д. Брента:

$$E_a = \sigma T^4 (a_1 + b_1 \sqrt{e}) , \quad (8.7)$$

где e - парциальное давление водяного пара.

Эмпирические коэффициенты a_1 и b_1 изменяются: a_1 от 0,5 до 0,7 гПа^{-1/2}; b_1 от 0,05 до 0,08 гПа^{-1/2}.

Поток встречного излучения или противоизлучения, таким образом, представляет собой количество инфракрасной радиации, поступающей от атмосферы к единице площади земной поверхности в единицу времени. Так как земная поверхность не является абсолютно черным телом, то ею поглощаются не все противоизлучения атмосферы, а часть, равная δE_a . Следовательно, потеря тепла подстилающей поверхностью или эффективное излучение E^* определяется разностью излучаемого E_s и поглощаемого δE_a потоков тепла.

Температура атмосферы чаще всего ниже температуры земной поверхности, поэтому в большинстве случаев $E_s > \delta E_a$ и $E^* > 0$. Это означает, что вследствие длинноволнового излучения земная поверхность теряет энергию. Лишь при очень сильных инверсиях температуры зимой, а весной при таянии снега и при большой облачности $\delta E_a > E_s$ и $E^* < 0$. Такие условия наблюдаются, например, в области сибирского антициклона.

В общем случае величина эффективного излучения определяется в основном температурой подстилающей поверхности, температурной стратификацией атмосферы, влагосодержанием воздуха и облачностью. Отсутствие систематических наблюдений за длинноволновой радиацией заставляют идти по пути применения косвенных методов расчета с помощью полуэмпирических формул. Одним из таких эмпирических методов расчета месячных сумм эффективного излучения (в ккал/см² мес.) является метод ГГО, в котором применяются следующие формулы:

$$E^* = E^*_0 (1 - cn) + \Delta E , \quad (8.8)$$

E^*_0 – эффективное излучение при безоблачном небе,

c – коэффициент, зависящий от физических свойств облаков (0.50 на экваторе, 0.82 на широте 75^0 и его средние широтные значения его приведены в Атласе теплового баланса [2];

n – средняя месячная общая облачность в долях 1;

ΔE – поправка к эффективному излучению за счет разности температур подстилающей поверхности (T_n) и воздуха (T) определяемая как:

$$\Delta E = 4s\sigma T^3(T_n - T) , \quad (8.9)$$

а эффективное излучение при безоблачном небе зависит главным образом от температуры и влажности воздуха и определяется по формуле:

$$E^*_0 = s\sigma T^4(11.7 - 0.23e) , \quad (8.10)$$

S – коэффициент, характеризующий излучательную способность поверхности, принимается равным 0,95;

e – средняя месячная упругость водяного пара (в мб);

T – среднемесячная температура воздуха (в абсолютной шкале),

Этот метод применен в Главной геофизической обсерватории для расчета месячных величин эффективного излучения для 1850 пунктов наблюдений (1600 на суше, 250 – на океанах) и получены карты сумм эффективного излучения за месяцы и за год. Пример такой карты из Атласа теплового баланса приведен на рис.8.17.

Наибольшие годовые суммы эффективного, излучения приурочены к областям тропических пустынь, где оно достигает 80 – 90 ккал/см². Столь большой расход длинноволновой радиации здесь обусловлен высокой температурой подстилающей поверхности, сухостью воздуха и безоблачным небом. На тех же широтах, но на океанах в пассатных областях, из-за уменьшения температуры, повышения влажности и увеличения облачности эффективное излучение вдвое меньше и составляет около 40 ккал/см² год.

По тем же причинам вблизи экватора эффективное излучение еще меньше. Его годовые значения составляют, например, в районах побережья Гвинейского залива и Больших Зондских островов несколько менее 30 ккал/см². Кроме того, в экваториальной зоне

эффективное излучение мало различается на океанах и континентах и не имеет существенных изменений в годовом ходе.



Рис.8.17. Эффективное излучение за год (ккал/см²)

В умеренных и субтропических широтах его годовые значения колеблются соответственно в пределах: 20-30 – на океанах, 30-50 – на суше; 30-40 – на океанах и 50-70 ккал/см² – на суше. Для них характерно уменьшение эффективного излучения не только с увеличением широты, но и с увеличением увлажнения климата. Например, в пустынях Средней Азии потеря длинноволновой радиации в среднем достигает 60-70 ккал/см²год, а в морских и влажных муссонных умеренных климатах она снижается до 30-35 ккал/см²год. Кроме того, для субтропических и умеренных широт, особенно на континентах, характерен значительный годовой ход излучения – от 2 (в январе) до 6-8 ккал/см² (в июле).

Наименьшие потери длинноволновой радиации имеют место в полярных странах. Годовые суммы эффективного излучения в Арктике и Антарктике равны около 20 ккал/см². Его значения колеблются от 1 (в июле – августе) до 22,5 ккал/см² (декабрь – январь).

В настоящее время определение уходящего длинноволнового излучения осуществляется со спутников и полученные на основе спутникового зондирования распределения уходящей радиации в декабре и июне на конкретные даты показаны на рис.8.18.

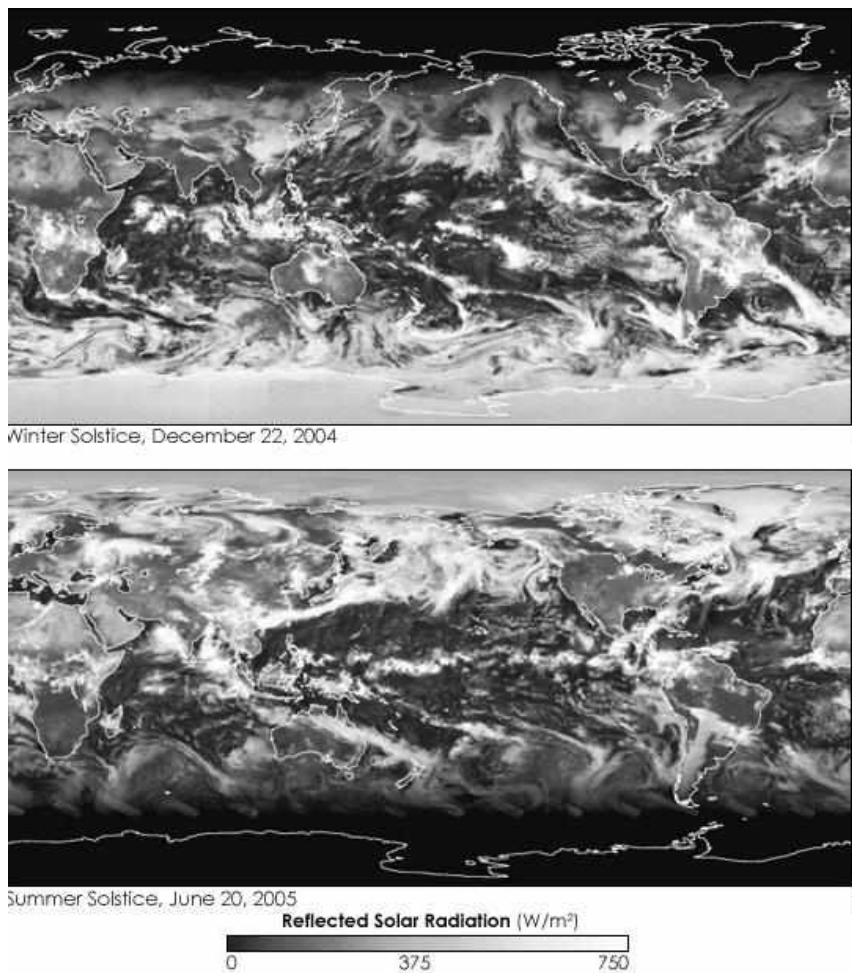


Рис.8.18. Уходящая от земной поверхности длинноволновая радиация зимой (вверху, 22 декабря 2004) и летом (внизу, 20 июня 2005 г.) в Вт/м^2

Как видно из рисунков, зимой наибольший поток длинноволнового излучения наблюдается с экваториальной области поверхности суши, с пустынных территорий Южного полушария и с Антарктиды, а летом с пустынных и океанических областей Северного полушария.

Интерес представляют также и модельные значения длинноволнового излучения при безоблачном небе, как показано на рис.8.19.

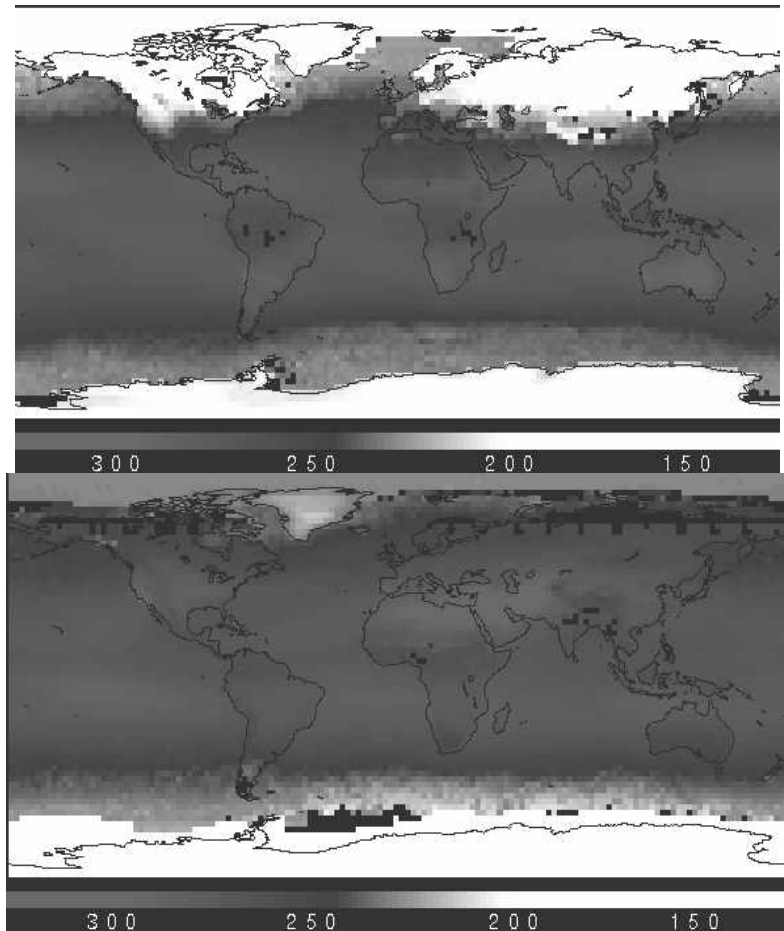


Рис.8.19. Уходящая от земной поверхности длинноволновая радиация при безоблачном небе в январе (вверху) и в июле (внизу) в Вт/м^2

Пространственные распределения уходящего длинноволнового излучения на рис.8.19 более контрастны, чем на рис.8.18. В январе резко выделяется суша средних и высоких широт с малым излучением, а в июле – только область Гренландии, а Антарктида имеет малое излучение во все сезоны года.

Вместе с тем, если сопоставить величины приходящей радиации (рис.8.7 и 8.8) и уходящего длинноволнового излучения, можно сделать вывод, что в пустынях и полярных областях практически сколько приходит радиации, столько же и уходит.

8.4 Радиационный баланс и его распределение

Радиационным балансом, или остаточной радиацией, подстилающей поверхности (R) называется разность между радиацией поглощенной земной поверхностью (S') и эффективным излучением (E^*) в соответствии с формулой (8.2). Иначе говоря, радиационный баланс деятельной поверхности представляет собой разность между приходом и расходом радиации на этой поверхности. Если поверхность горизонтальна, то к приходной части баланса относятся прямая радиация, приходящая на горизонтальную поверхность, рассеянная радиация и встречное излучение атмосферы. Расход радиации складывается из отраженной коротковолновой, длинноволнового излучения деятельной поверхности и отраженной от нее части встречного излучения атмосферы.

Радиационный баланс представляет собой фактический приход, или расход лучистой энергии на деятельной поверхности, от которого зависит, будет ли происходить ее нагревание или охлаждение. Если приход лучистой энергии больше ее расхода, то радиационный баланс положителен и поверхность нагревается. Если же приход меньше расхода, то радиационный баланс отрицателен и поверхность охлаждается.

Радиационный баланс в целом, как и отдельные составляющие его элементы, зависит от многих факторов. Особенно сильно на него влияют высота солнца, продолжительность солнечного сияния, характер и состояние деятельной поверхности, замутнение атмосферы, содержание в ней водяного пара, облачность и другие.

Мгновенный (минутный) баланс днем обычно положителен, особенно летом. Примерно за 1 час до захода солнца (исключая зимнее время) расход лучистой энергии начинает превышать ее приход, и радиационный баланс становится отрицательным. Приблизительно через 1 час после восхода солнца он снова становится положительным.

Суточный ход баланса днем при ясном небе примерно параллелен ходу прямой радиации. В течение ночи радиационный баланс обычно изменяется мало, но под влиянием переменной облачности он может изменяться значительно.

Годовые суммы радиационного баланса положительны на всей поверхности суши и океанов, кроме районов с постоянным снежным или ледяным покровом, например, Центральной Гренландии и Антарктиды. Севернее 40° северной широты и южнее 40° южной широты зимние месячные суммы радиационного баланса отрицательны, причем период с отрицательным балансом увеличивается в направлении к полюсам. Так, в Арктике эти суммы положительны только в летние месяцы, на широте 60° – в течение семи месяцев, а на широте 50° – в течение девяти месяцев. Годовые суммы радиационного баланса меняются при переходе с суши на море.

Радиационный баланс зависит от многих факторов, главные из которых: широта местности, влияющая на суммарную радиацию, характер подстилающей поверхности и увлажнение территории, сказывающееся на альбедо и эффективном излучении.

Рассмотрим географическое распределение сумм годовых значений радиационного баланса земной поверхности (рис.8.20). В целом по земному шару величины годового радиационного баланса в пределах тропических, умеренных и частично полярных широт Северного и Южного полушарий имеют положительные значения. Так как есть существенные различия в поступлении суммарной радиации на океаническую поверхность и поверхность суши в тропических и субтропических зонах (обусловленные неодинаковым распределением облачности), кроме того, океан и суша различаются по отражательной способности, поэтому имеются различия в распределении радиационного баланса над сушей и океаном. Наибольшие значения радиационного баланса имеют ме-

сто в акваториях у Аравийского полуострова и северо-запада Австралии (рис.8.20, внизу).

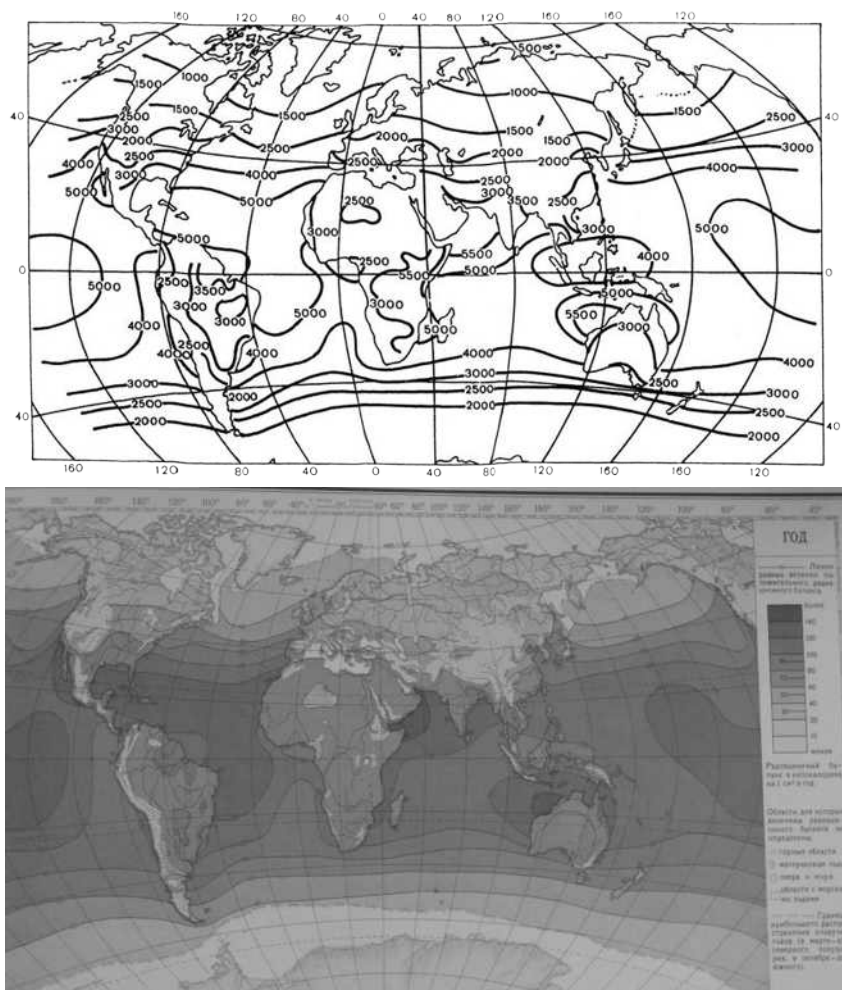


Рис. 8.20. Географическое распределение радиационного баланса земной поверхности за год в МДж/м² (вверху, Хромов С.П., Петросяниц М.А., 2006 [7]) и в ккал /см² (внизу, Атлас теплового баланса земного шара, 1963)

В соответствии с распределением поглощенной радиации для изолиний радиационного баланса при переходе с моря на сушу

характерны разрывы и смещения, в результате которых разница баланса может достигать 800 МДж/м^2 и более. Это подтверждается также средними значениями радиационного баланса суши и океана по широтным зонам Северного полушария (табл. 8.8).

Таблица 8.8.

Средние величины радиационного баланса по широтным зонам Северного полушария (в $\text{МДж/м}^2 \text{ год}$)

поверхность	Широтные зоны, град.						
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70
суша	3000	2950	2900	2500	1900	1250	850
океан	4800	5000	4700	3500	2100	1600	950

Таким образом, различие в радиационном нагревании поверхности суши и воды – одна из причин, обуславливающих глубокое взаимопроникновение влияний суши и моря; оно характерно для всех широтных зон земного шара.

Годовые суммы радиационного баланса поверхности суши изменяются от значений менее 200 МДж/м^2 в Антарктиде до $3700\text{--}4000 \text{ МДж/м}^2$ в тропических широтах.

Наибольшие величины радиационного баланса ($5000\text{--}5800 \text{ МДж/м}^2$) приурочены к наиболее жарким океаническим районам, например, север Аравийского моря и Бенгальского залива, в тропических широтах Атлантического и Тихого океанов. Здесь баланс мало изменяется и в силу меньшей отражательной способности поверхности воды оказывается больше его величины на суше. Максимальный радиационный баланс на материках не превышает $3300\text{--}4000 \text{ МДж/м}^2$ и наблюдается в районах, отличающихся сравнительно небольшой облачностью и большой влажностью (Экваториальная Восточная Африка, устье р. Амазонки, п-ов Индостан).

Наоборот, минимальные величины радиационного баланса на континентах в тропических широтах ($2500\text{--}2700 \text{ МДж/м}^2$) характерны как для малооблачных, но очень сухих районов тропических пустынь, так и для районов с большой, плотной облачностью и обилием дождей (камерунское побережье Гвинейского залива, восточное предгорье Анд и другие). В первом случае уменьшение радиационного баланса происходит в условиях поступления боль-

ших сумм солнечной радиации под влиянием интенсивной потери тепла путем эффективного излучения и значительного альбеда поверхности пустынь, во втором – прежде всего под влиянием большой облачности, резко уменьшающей инсоляцию.

В субтропической, тропической и экваториальной зонах особенности циркуляции атмосферы определяют различный режим влажности и облачности. Поэтому годовые значения в этих зонах составляют 2300–2900 МДж/м². Наименьшие значения радиационного баланса относятся к областям субтропических и тропических пустынь и являются следствием большого альбеда и больших потерь тепла за счет эффективного излучения

В средних и высоких широтах имеет место зональное распределение радиационного баланса, которое нарушается в областях, где существенно увеличивается облачность под действием циклонической деятельности. В различных географических зонах высоких и умеренных широт годовые суммы радиационного баланса достигают значений: арктическая тундра менее 400 МДж/м², тундра, лесотундра от 400 до 800 МДж/м², северная и средняя тайга от 800 до 1000 МДж/м², смешанные, лиственные леса и степи умеренных широт от 1200 до 1450 МДж/м². Области с достаточным и избыточным увлажнением отличаются большей величиной радиационного баланса. Наоборот, в сухих районах в результате значительного эффективного излучения и альбеда поверхности суши величина его сравнительно невелика. Это подчеркивается общим прогибом к югу изолиний радиационного баланса, в частности во внутренних районах континента Евразии, отличающихся повышенной сухостью климата.

Географическое распределение радиационного баланса на поверхности океанов во многом сходно с распределением суммарной радиации. Наибольшие значения баланса, достигающие 5800 МДж/м² в год, приходятся на тропические и субтропические зоны океанов, наименьшие – на границы плавучих льдов, и составляют 600–800 МДж/м² в год. В отличие от внутритропических широт на океанах вне тропиков годовые величины радиационного баланса имеют более зональное распределение и быстро уменьшаются с увеличением широты от 2500–2900 МДж/м² на 40° и до менее 420–500 МДж/м² на границе плавучих льдов. Вследствие

этого усиливается перенос тепла другими видами теплообмена, например, океаническими и атмосферными течениями.

На территории России радиационный баланс на самых северных островах отрицательный; в материковой части изменяется от 400 МДж/м^2 на крайнем севере Таймыра до 2000 МДж/м^2 на крайнем юге Дальнего Востока, в низовьях Волги, Восточном Предкавказье. Максимального значения (2100 МДж/м^2) радиационный баланс достигает в Западном Предкавказье. Радиационный баланс определяет то количество тепла, которое расходуется на многообразные процессы, протекающие в природе. Следовательно, близ северных материковых окраин России на природные процессы, и прежде всего на климатообразование, расходуется в пять раз меньше тепла, чем у ее южной окраины.

Представляют интерес значения радиационного баланса в летние и зимние месяцы. Зимой радиационный баланс отрицательный в обоих полушариях, уже начиная с широты $40\text{--}45^\circ$ (рис.8.21).

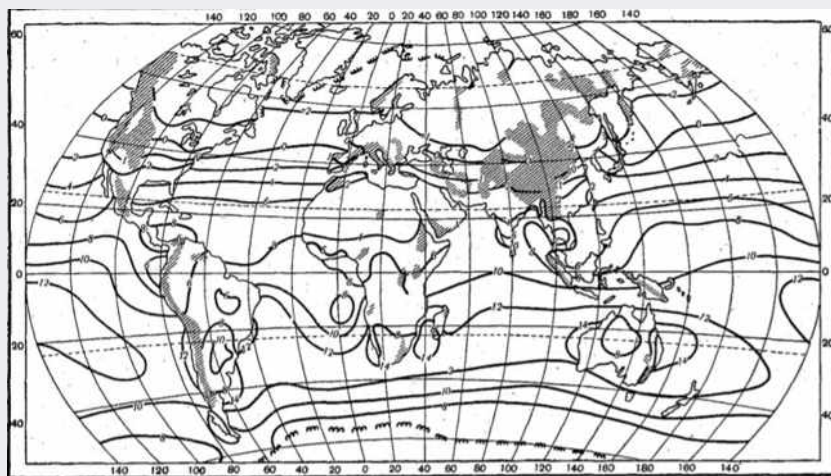


Рис.8.21. Радиационный баланс в декабре в kcal/cm^2

Над сушей в январе в полярных и умеренных широтах наблюдается отрицательный радиационный баланс, изменяющийся от -40 до -90 МДж/м^2 в месяц. Изолиния нулевого радиационного баланса в Северном полушарии, в особенности на океанах, проходит

несколько севернее 40° (рис.8.21). В умеренных и высоких широтах на океанах радиационный баланс уменьшается с широтой значительно быстрее, чем на суше. На широте 60° , например, в Девисовом проливе и в прибрежных водах Гренландии он уменьшается до -4 ккал/см²мес (-160 МДж/м²), но в Евразии на той же широте его величина равна немногим менее -1 ккал/см²мес (-40 МДж/м²). Таким образом, в зимнее время океан из-за более высокой температуры воды теряет тепло с большей интенсивностью, чем суша.

Летом радиационный баланс положительный над всем летним полушарием и изменяется примерно от 200 МДж/м² за месяц в полярных районах до 350 МДж/м² в тропических. В июне (рис.8.22) радиационный баланс на земной поверхности изменяется от отрицательных величин порядка -2 ккал/см² (-80 МДж/м²) на побережье Антарктиды до положительных в 10 , 12 и даже 14 ккал/см² (420 – 600 МДж/м²) в некоторых океанических районах, лежащих близ северного тропика.

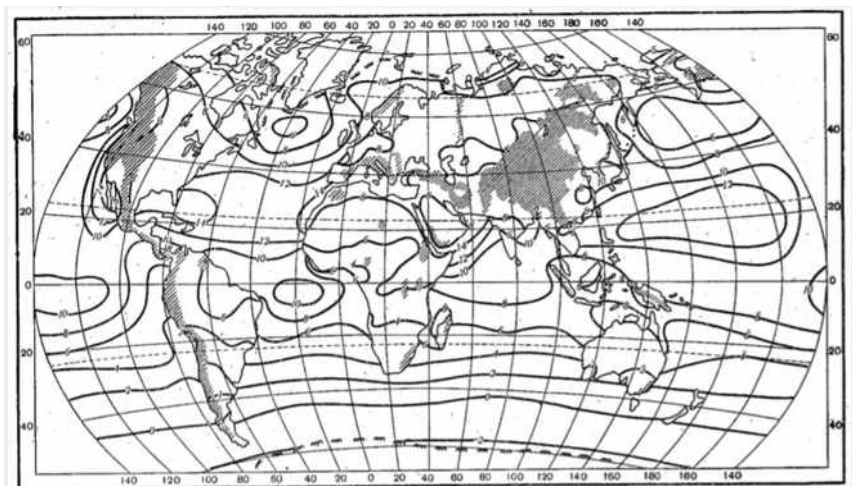


Рис.8.22. Радиационный баланс в июне в ккал /см²

На отдельных морях, расположенных среди континентов и отличающихся большой инсоляцией при общей сухости климата, его июньские величины достигают 16 – 18 ккал/см² (670 – 750

МДж/м²). Даже на акватории Черного, и особенно Каспийского морей радиационный баланс в июне увеличивается до 14–16 ккал/см² (600–670 МДж/м²). Изолиния с радиационным балансом, равным нулю, проходит примерно вдоль 40° ю. ш. и от нее в обе стороны абсолютные величины баланса увеличиваются. В пределах Южного полушария, в особенности на океанах, распределение баланса хорошо подчиняется зональности. В Северном полушарии зональность резко нарушается и широкая полоса больших величин радиационного баланса тянется здесь примерно вдоль северного тропика. В ней наряду с балансом, превышающим 10–12 ккал/см²мес (400–500 МДж/м²) и даже 14 ккал/см²мес. (590 МДж/м²) на севере Аравийского моря, имеются области на континентах, где месячные величины радиационного баланса не превышают 6–8 ккал/см²мес. (250–330 МДж/м²), например, Северная Африка, Аравийский п-ов. Столь существенные изменения радиационного баланса объясняются как различием подстилающей поверхности, так и резкими различиями в увлажнении. По тем же причинам зональность нарушена в умеренных и высоких широтах, где на огромных пространствах, особенно на суше, из-за сравнительно небольшого изменения суммарной радиации величины баланса изменяются очень мало. Так, от южных до северных границ Евразии радиационный баланс изменяется лишь в пределах 6–8 ккал/см²мес (250–330 МДж/м²). В Арктике его июньские величины изменяются от 4–8 ккал/см²мес (170–330 МДж/м²) на островах до 3 ккал/см²мес (120 МДж/м²) в центральной ее части. Таким образом, на обширных пространствах умеренных и частично высоких широт в летнее время остаточная радиация земной поверхности испытывает небольшие изменения, что сказывается на ослаблении общей циркуляции атмосферы в это время года.

Внутригодовые изменения радиационного баланса в основном совпадают с аналогичными для суммарной радиации. Вместе с тем большое влияние на его изменения от месяца к месяцу оказывает альbedo подстилающей поверхности и облачность. Влияние альbedo приводит к тому, что, например, в высоких широтах годовая величина баланса составляет всего около 10% от суммарной радиации. Кроме того, сезонными изменениями альbedo, особенно

на арктических станциях (мыс Челюскина), обусловлено запаздывание роста радиационного баланса по отношению к суммарной радиации (рис. 8.23). Преобладание ясного неба в тропических пустынях (Асуан) и большое эффективное излучение сильно уменьшает радиационный баланс и его колебания в годовом ходе. В Бомбее основной его максимум приходится не на апрель, когда больше всего поступает радиации, а на октябрь. В это время происходит затухание муссона и наблюдается лишь вторичный максимум радиации, но вместе с тем не так велико и эффективное излучение из-за большей влажности и облачности.

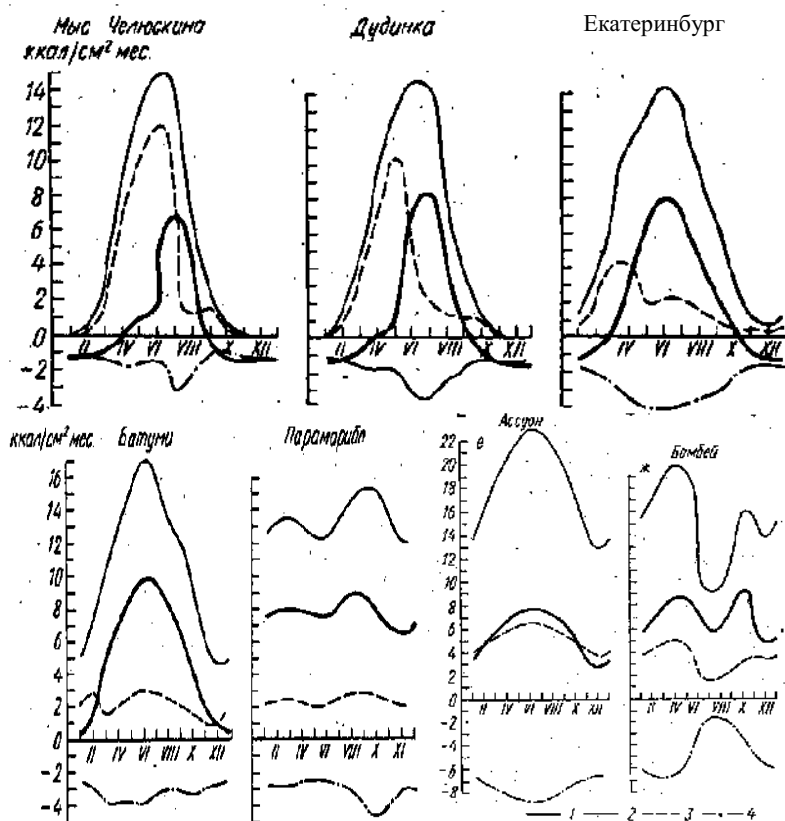


Рис.8.23. Годовой ход радиационного баланса и его составляющих: 1 - радиационный баланс; 2 - суммарная радиация; 3 - отраженная радиация; 4 - эффективное излучение

8.5 Виды радиационного баланса

В предыдущих разделах был детально рассмотрен радиационный баланс земной поверхности и его основные составляющие. Вместе с тем интерес представляют и другие виды радиационного баланса, имеющие место на планете. Это радиационный баланс системы Земля – атмосфера, радиационный баланс атмосферы и радиационный баланс океана.

Радиационный баланс системы Земля–атмосфера представляет собой баланс лучистой энергии в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см^2 или 1 м^2 , простирающемся от деятельной поверхности до верхней границы атмосферы. Фактически – это алгебраическая сумма потоков радиации, входящих в земную атмосферу из мирового пространства и уходящих из нее обратно. Уравнение радиационного баланса системы Земля – атмосфера (R_{3-A}) можно записать как:

$$R_{3-A} = I_0 - I_\infty - E_\infty, \quad (8.11)$$

где: I_0 - приток солнечной радиации на границу атмосферы, I_∞ - уходящая коротковолновая радиация (отраженная и рассеянная вверх), E_∞ - уходящая длинноволновая радиация земной поверхности и атмосферы.

Схема составляющих радиационного баланса Земля-атмосфера приведена на рис.8.24.



Рис.8.24. Схема радиационного баланса Земля - атмосфера

Принимая приходящую солнечную радиацию I_0 за 100%, приближенно считается, что в расходной части баланса она распределяется в следующих отношениях: для $I_\infty=35\%$ и для $E_\infty=65\%$.

Радиационный баланс системы Земля-атмосфера положителен в поясе от 30° южной широты до 30° северной широты, а в более высоких широтах он отрицательный. В целом для всей планеты радиационный баланс Земля – атмосфера близок к нулю и за многолетний период также не отличается существенно от нуля. Поэтому Земля находится в состоянии лучистого равновесия.

Радиационный баланс атмосферы (R_A) является отрицательным, так радиационный баланс подстилающей поверхности положителен, а баланс системы Земля – атмосфера является отрицательным. Схема радиационного баланса атмосферы приведена на рис.8.25, а уравнение имеет следующий вид:

$$R_A = E_{эф} - E_a + R_n , \quad (8.12)$$

где: R_n – поглощенная атмосферой солнечная радиация, $E_{эф}$ – эффективное излучение с земной поверхности, E_a – общая радиация (коротковолновая и длинноволновая), уходящая в космическое пространство.

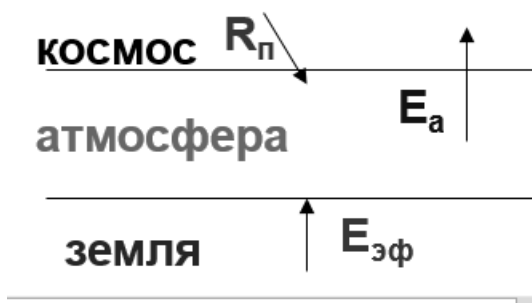


Рис.8.25. Схема радиационного баланса атмосферы

Приходную часть радиационного баланса атмосферы составляют коротковолновая радиация, поглощенная атмосферой (R_n) и эффективное излучение ($E_{эф}$), поглощенное в основном парнико-

выми газами, а к расходной части относится вся атмосферная радиация, уходящей в космос (E_a).

Еще одним видом баланса является радиационный баланс океана (рис.8.26).



Рис.8.26. Схема радиационного баланса океана

Уравнение радиационного баланса океана несколько отличается от аналогичного для поверхности суши и имеет следующий вид:

$$R_o = S(1-\alpha)(1-\delta)-E^* \quad , \quad (8.13)$$

где: $1-\delta$ – часть коротковолновой радиации, которая дополнительно поглощается деятельным слоем океана.

Литература

1. Б. П. Алисов, Б. В. Полтараус Климатология, изд-во МГУ, 1974. – 298 с.
2. Атлас теплового баланса земного шара /Под ред. М. И. Будыко. – М.: Изд. Междувед. геофиз. комитета, 1963.
3. Борисенко М.М., Стадник В.В. Атласы ветрового и солнечного климатов России. СПб.: Изд-во ГГО им. А.И. Воейкова, 1997.
4. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
5. Пивоварова З.И., Стадник В.В. Климатические характеристики солнечной радиации как источника энергии на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат. 1988. – 291 с.
6. Руководство гидрометеорологических станциям по актинометрическим наблюдениям. Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 224 с.

7. *С.П.Хромов, М.А.Петросянци* Метеорология и климатология. Учебник. — 7-е изд., М.: Изд-во Моск. Ун-та: Наука, 2006 — 582 с.
8. *М.Ю. Червяков, А.И. Котума, А.А. Спирихина* Атлас альбедо по данным измерений отраженных потоков коротковолновой радиации, полученных с помощью гидрометеорологического спутника «Метеор-М» № 1, из-во Саратовского университета, Саратов. 2017 — 57 с.

Лекция 9. Тепловой баланс подстилающей поверхности

9.1. Уравнение теплового баланса и его виды

Уравнение радиационного баланса земной поверхности, характеризующее поступление на нее тепла, как следует из предыдущей лекции, имеет следующий вид:

$$R = S' - E^* \quad (9.1)$$

и при $R > 0$ происходит нагревание подстилающей поверхности, при $R < 0$ – ее охлаждение.

При положительном радиационном балансе подстилающая поверхность поглощает коротковолновую радиацию больше, чем излучает в области длинных волн, и нагревается. Преобладание эффективного излучения над поглощенной радиацией вызывает охлаждение подстилающей поверхности. Как в том, так и в другом случае температура подстилающей поверхности изменяется, что в соответствии с законом сохранения энергии приводит к возникновению физических процессов, под действием которых происходит теплообмен между атмосферой и другими звеньями климатической системы, а также между подстилающей поверхностью и более глубокими слоями суши и океана. Схематично молекула тепла на земной поверхности может отдавать тепло на следующие процессы, как показано на рис.9.1

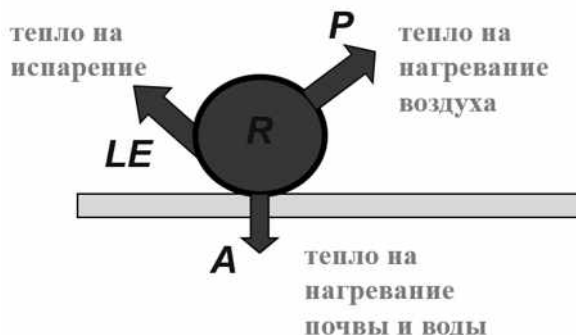


Рис.9.1. Схема распределения тепла на земной поверхности

К этим основным процессам относятся: затрата тепла на испарение, на нагрев воздуха и на нагрев нижележащих слоев (почвы или воды), что можно представить в виде уравнения теплового или энергетического баланса [7]:

$$R = LE + P + A, \quad (9.2)$$

где: R – радиационный баланс земной поверхности,
 LE – затрата тепла на испарение (приток тепла от конденсации),
 L – скрытая теплота парообразования, E – испарение,
 P – турбулентный теплообмен между земной поверхностью и атмосферой,
 A – теплообмен между поверхностью суши или водоема и нижележащими слоями.

Если рассматривать уравнение (9.2) за многолетний период и для всей Земли и принять приходящую на верхнюю границу атмосферы солнечную энергию за 100%, то радиационный баланс земной поверхности или то тепло, что на ней остается, будет составлять всего 30% и эти 30% распределяются между двумя главными составляющими (9.2) как: 20% – на испарение (LE) и 10% на нагрев воздуха (P). За многолетний и даже годовой интервал времени средняя годовая температура верхних слоев почвы и воды Мирового океана считается постоянной. Поэтому вертикальный и горизонтальный теплообмен в почве и в Мировом океане (A) в целом практически можно приравнять нулю. Затраты тепла на испарение на планете в 2 раза больше, чем на нагревание воздуха в связи с тем, что океан занимает около 70% ее поверхности.

Уравнение вида (9.2) является основным уравнением теплового баланса, но может иметь разные виды или варианты. Расширенный вариант уравнения теплового баланса следующий:

$$R = LE + P + A + (B_k + M + N + F), \quad (9.3)$$

где: B_k – затраты тепла на таяние снега и льда;
 M – тепло, переносимое осадками;
 N – тепло, связанное с диссипацией кинетической энергии при трении воздуха о подстилающую поверхность;

F – биологический теплообмен при преобразовании радиационной энергии в химическую в процессе фотосинтеза и выделения тепла при окислении биомассы.

Дополнительные составляющие теплового баланса в скобках характеризуют процессы со сравнительно небольшими затратами энергии. Также очевидно, что эти составляющие связаны с конкретной территорией или физическими процессами. Так, составляющая B_k , характеризующая тепло кристаллизации, должна учитываться только при таянии снежного покрова или морских льдов, что характерно для горных и полярных районов. Тепло, переносимое осадками M , имеет существенное значение для влажных районов тропической зоны.

С другой стороны, уравнение (9.2) может иметь и частные сокращенные виды. Так для многолетнего периода теплообмен между поверхностью суши или водоема и нижележащими слоями (A) равен нулю и уравнение теплового баланса в этом случае имеет вид:

$$R = LE + P \quad (9.4)$$

Для условий пустыни, где испарение близко к нулю, уравнение теплового баланса подстилающей поверхности может быть представлено в форме:

$$R = P \quad (9.5)$$

При использовании приведенных выше уравнений следует иметь в виду, что солнечная радиация, поступившая к земной поверхности, поглощается в некотором слое Земли, который называется деятельным слоем. Этот же слой и излучает тепло. По определению [1] – это слой почвы (включая растительность) или воды, тепловое состояние которого обуславливается радиационными процессами и процессами теплообмена с атмосферой, а температура испытывает суточные и годовые колебания. Деятельный слой почвы простирается до слоя постоянной годовой температуры.

Толщина деятельного слоя зависит от теплофизических свойств среды, в которой протекают процессы теплообмена, а также от физической сущности этих процессов. Этот слой разный

для почвы и океанов. Так для почвы годовые колебания температуры воздуха прослеживаются до глубины 10-20 м, а суточные – до 1 м. В водоемах на суше, в морях и океанах, где осуществляется процесс поглощения солнечной энергии или перенос тепла от поверхности к нижележащим слоям деятельный слой намного больше и может достигать 100 – 150 м.

Рассмотрим теперь детально каждую из составляющих теплового баланса.

9.2. Затраты тепла на испарение и их распределение

Тепло, которое затрачивается на испарение воды с поверхности Земли, представляет одну из важнейших составных частей теплового баланса деятельного слоя Земли и атмосферы. Затраты тепла на испарение LE определяются произведением скрытой теплоты испарения на величину E .

Скрытая теплота испарения L – это то количество тепла, которое необходимо сообщить жидкому или твердому телу, чтобы перевести его в пар при неизменной температуре. Для воды при 0°C $L = 597$ кал/г или 2245 кДж/кг, при 100° – 539 кал/г или 2027 кДж/кг; для льда при 0°C составляет 677 кал/г или 2545 кДж/кг и это теплота испарения жидкой воды плюс теплота плавления (рис.9.2). При конденсации и сублимации водяного пара выделяется такое же количество тепла.

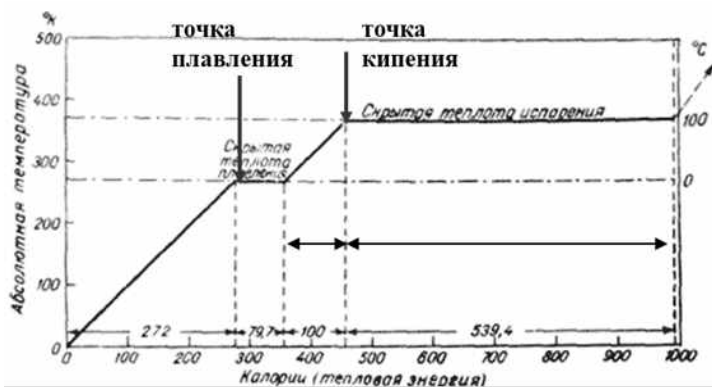


Рис.9.2. Зависимости между затраченной теплотой и температурой для воды

Из диаграммы рис.9.2 следует, что большое количество энергии тратится или выделяется при фазовых переходах воды, т.е. при переходе из твердого состояния в жидкое и из жидкого в газообразное и наоборот. Так, чтобы нагреть воду от 0°C до 100°C требуется в 5,5 раз меньше тепла, чем ее испарить. В связи с тем, что температура воды на Земле изменяется в основном от 0 до 30°C (в среднем температура Мирового океана равна 17,5°C), то скрытая теплота испарения будет равна $L = 0.6$ ккал/г или 2256 кДж/кг.

Под испарением, или скоростью испарения, понимают массу воды, которая испаряется с единичной поверхности за единицу времени. В системе СИ единицей испарения является кг/(м²•с). Так как плотность воды практически не отличается от 1 кг/м³, то нетрудно убедиться в том, что E кг/(м²•с) = E мм/с. Скорость испарения зависит от ряда факторов. К ним относятся скорость ветра, шероховатость испаряющей поверхности, стратификация приземного слоя воздуха. С этими характеристиками связаны коэффициент турбулентности и градиент массовой доли водяного пара. Испарение, или поток водяного пара, определяется соотношением:

$$E = -\rho k_s \frac{\partial s}{\partial z} \quad , \quad (9.6)$$

где: ρ – плотность воздуха, k_s – коэффициент турбулентности, $\partial s / \partial z$ – градиент массовой доли водяного пара при условии, что ось z направлена от поверхности вверх и $z_2 - z_1 > 0$.

Поэтому, если градиент убывает с высотой, т.е. $\partial s = s_2 - s_1 < 0$ и $\partial s / \partial z < 0$, то поток водяного пара направлен вверх и $E > 0$ и $LE > 0$ – происходит потеря тепла земной поверхностью за счет испарения.

Если градиент увеличивается с высотой, т.е. $\partial s = s_2 - s_1 > 0$ и $\partial s / \partial z > 0$, то поток водяного пара направлен вниз и $E < 0$ и $LE < 0$ – происходит конденсация с выделение тепла.

Упрощенные формулы для расчетов испарения с поверхности суши, снега и льда, а также с водной поверхности и их вывод содержатся в учебнике Л. Т. Матвеева „Курс общей метеорологии. Физика атмосферы." [9]. Испарение зависит от характера увлажнения подстилающей поверхности, влажности воздуха, скорости ветра, шероховатости поверхности, стратификации приземного

слоя воздуха. В связи с этим условия испарения, а, следовательно, и скорость испарения, различаются над сушей и океаном и зависят также от характера деятельного слоя различных районов суши. Как для океана, так и для суши скорость испарения изменяется в течение года, поскольку происходит непрерывное изменение испаряющей поверхности. Также изменяется во времени и градиент массовой доли водяного пара.

Для расчета месячных величин испарения с суши используется, например, комплексный метод М.И.Будыко, основанный на совместном решении уравнений теплового и водного балансов и экспериментально установленной зависимости скорости испарения от влажности почвы [4, 6, 8]. В этом методе используются формулы

$$E = E_0 \quad \text{при } \omega \geq \omega_0, \quad (9.7)$$

$$E = E_0 \cdot \omega / \omega_0 \quad \text{при } \omega < \omega_0, \quad (9.8)$$

где: E и E_0 – месячные суммы испарения и испаряемости;

$\omega = \omega_1 + \omega_2$ – среднее за месяц количество продуктивной влаги в активном для растений слое в почве;

ω_1 и ω_2 – количество продуктивной влаги соответственно в начале и конце месяца;

ω_0 – критическое значение продуктивной влажности почвы, выше которого испарение равно испаряемости.

Формулы (9.7) и (9.8) совместно с уравнением водного баланса позволяют рассчитывать месячные значения испарения по известным месячным значениям испаряемости, осадков и стока.

Месячные значения испаряемости E_0 рассчитываются также комплексным методом [6]. В этом методе учитываются основные факторы, определяющие испаряемость: радиационный баланс, температура и влажность воздуха, турбулентный обмен. Испаряемость E_0 рассчитывается по следующей формуле, устанавливающей пропорциональность испарения с влажной поверхности дефициту влажности воздуха, определенному по температуре испаряющей поверхности:

$$E_0 = \rho D(e_s - e) \quad , \quad (9.9)$$

где: ρ – плотность воздуха; D – интегральный коэффициент внешней диффузии; e_s – удельная влажность насыщенного водяным паром воздуха при температуре поверхности θ_w , которая определяется из уравнения теплового баланса суши; e – удельная влажность воздуха.

Примером формулы для расчета испарения с водной поверхности является следующая:

$$E = a \cdot \rho \cdot u \cdot (q_w - q) \quad , \quad (9.10)$$

где: ρ – плотность воздуха, u – скорость ветра, q_w – удельная влажность насыщенного воздуха при температуре испаряющей поверхности, q – удельная влажность воздуха на уровне наблюдений, a – эмпирический коэффициент.

Используя комплексный метод, при подготовке «Атласа теплового баланса земного шара» [2] были рассчитаны годовые и месячные значения испаряемости и на их основании построены годовая и месячные карты испаряемости для суши земного шара [3]. Также было произведено уточнение значений дефицита влажности, определяемых по средним месячным значениям температуры и влажности воздуха путем введения поправки, обусловленной нелинейным характером зависимости упругости насыщенного водяного пара от температуры (поправки Ольдекопа). В пустынях эта поправка может достигать 2–3 мм/мес. Во влажных районах она невелика и составляет, как правило, доли мм/мес. Учет этой поправки привел к увеличению месячных и годовых значений испаряемости, достигающему в некоторых районах 5% для года и 10% для некоторых месяцев.

Первый Атлас теплового баланса был подготовлен сотрудниками Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова и издан в 1955 г. [2]. Уточненная серия карт теплового баланса земного шара, включенная в Атлас, содержит 12 мировых карт, которые характеризуют:

- суммарную солнечную радиацию, приходящую на земную поверхность за год;

- радиационный баланс земной поверхности (год, январь, июль);
- затраты тепла на испарение (год, январь, июль);
- турбулентный теплообмен земной поверхности с атмосферой (год, январь, июль);
- испарение с земной поверхности (год);
- испаряемость (возможное испарение с поверхности суши; год).

Карта пространственного распределения испарения за год (мм) приведена на рис.9.3.

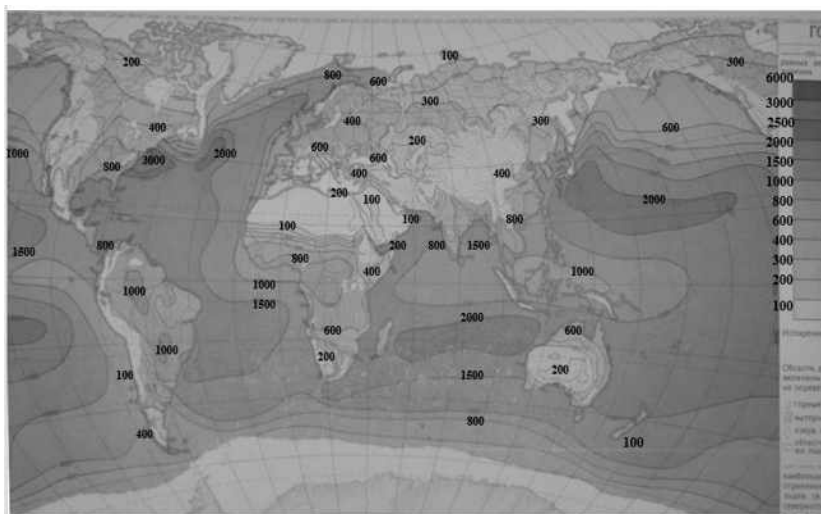


Рис.9.3. Годовые суммы испарения в мм

Как следует из рис.9.3, величины испарения на суше и на океанах существенно различаются, т.к. на океанах фактически имеет место испаряемость, а на суше значения испарения существенно зависят от влажности почвы. Поэтому на океанах испарение изменяется от 600 мм в высоких широтах до 2000 мм в низких широтах и даже до 6000 мм в области атлантического гидрологического фронта. На суше испарение изменяется от 100 мм в высоких широтах и в пустыне до 1000 мм во влажных экваториальных и тропических лесах.

Если же рассчитать испаряемость для суши, то ее значения на суше уже не будут так сильно отличаться от испарения с океанов, что показано на рис.9.4.

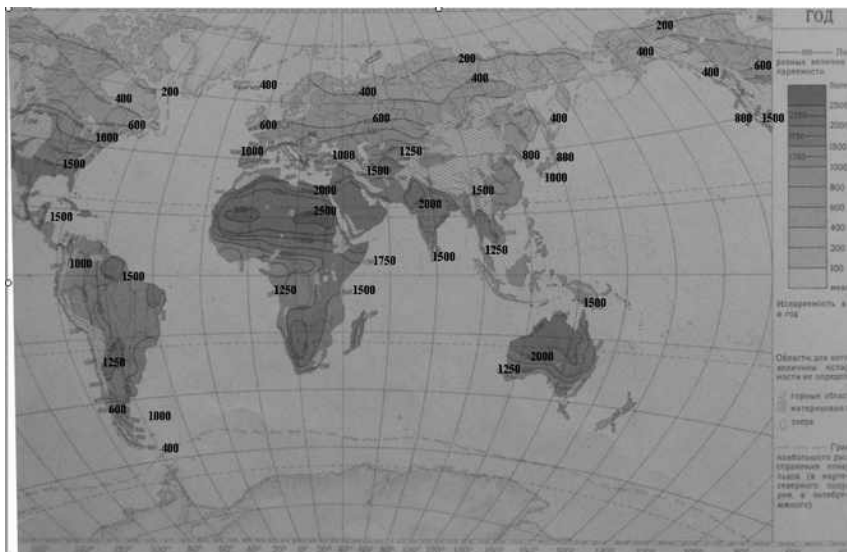


Рис.9.4. Годовые суммы испаряемости в мм

Из данных рис.9.4 следует, что испаряемость (предельно возможное испарение) на суше может изменяться от 200 мм в высоких широтах до 2000–2500 мм в пустынях, т.е. достигает максимумов испарения с океанов и даже превышает его в областях пустынь.

Получив карты испарения, можно также рассчитать и затраты тепла на испарение, которые представлены на рис.9.5 в ккал (верхняя карта) и МДж (нижняя карта). Из рис. 9.5, где точками отмечены локальные максимумы и минимумы затрат тепла на испарение, следует, что в течение года океаны теряют за счет испарения гораздо больше тепла, чем континенты. Максимумы годовых затрат тепла на испарение наблюдаются и в пассатной зоне.

Во внетропических широтах они в среднем уменьшаются с увеличением широты. Однако имеют место и большие отклонения от зонального распределения затрат тепла на испарение над океа-

нами. Основной причиной нарушения зональности является распределение теплых и холодных морских течений.

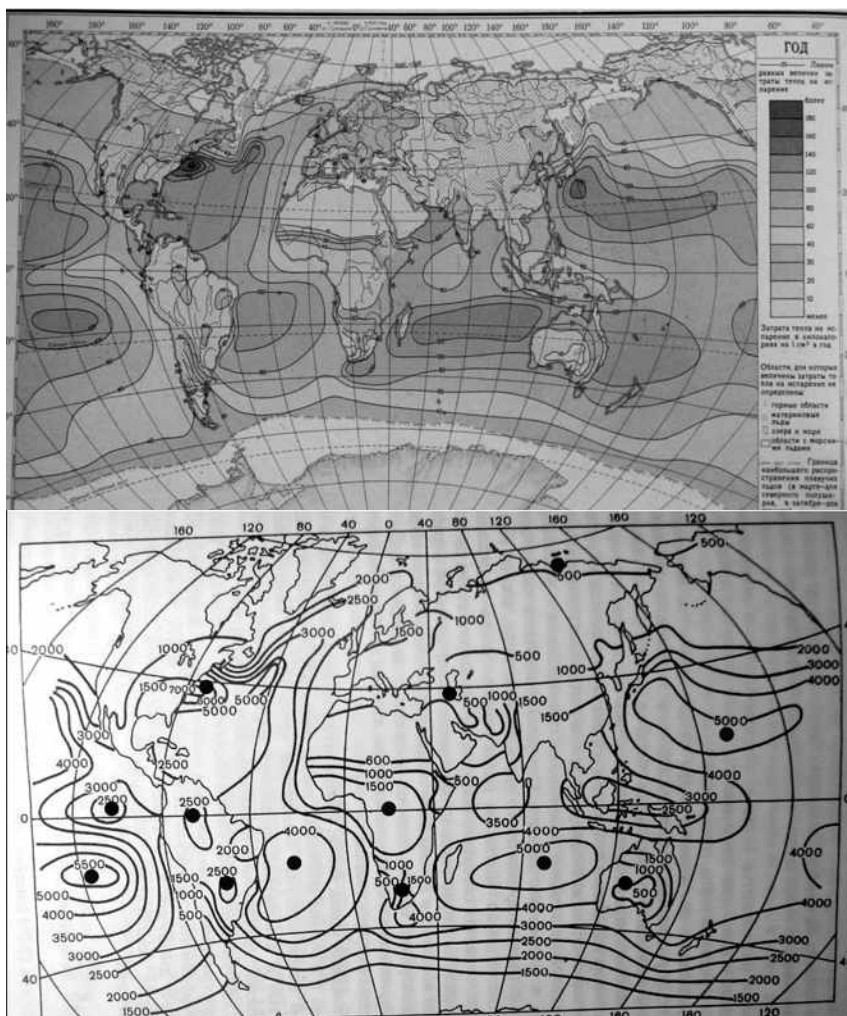


Рис.9.5. Затрата тепла на испарение за год в ккал /см² (вверху)
и в МДж/м² (внизу).

Влияние течений на затраты тепла на испарение наиболее ярко проявляется у восточных берегов Северо-Американского кон-

тинента, в районе теплого течения Гольфстрим. Высокая температура поверхности океана и вторжение относительно холодных и сухих масс воздуха с северо-запада приводят к росту, во-первых, турбулентного обмена и, во-вторых, вертикальных градиентов массовой доли водяного пара, что в конечном счете способствует интенсивному испарению воды с поверхности океана и, следовательно, большим затратам тепла на испарение. Наоборот, в районе холодных течений годовые затраты тепла на испарение резко уменьшаются.

Частный минимум годовых затрат тепла на испарение проявляется над океанами в экваториальной области. Несмотря на высокую температуру испаряющей поверхности, в экваториальной зоне испарение оказывается меньше, чем под тропиками, в результате высокой влажности воздуха и сравнительно небольших ее вертикальных градиентов.

Рассматривая особенности распределения затраты тепла на испарение на суше, можно отметить, что диапазон изменения ее значений составляет около $80 \text{ ккал/ (см}^2 \cdot \text{год)}$ или 3350 МДж/м^2 . В районах достаточного увлажнения затрата тепла на испарение возрастает вместе с увеличением радиационного баланса от высоких широт к экватору, изменяясь от значений, меньших $10 \text{ ккал/ (см}^2 \cdot \text{год)}$ или 420 МДж/м^2 на северных побережьях континентов, до $70\text{--}80 \text{ ккал/ (см}^2 \cdot \text{год)}$ или $2900\text{--}3350 \text{ МДж/м}^2$ во влажных экваториальных лесах Южной Америки, Африки и Малайского архипелага.

Распределение затрат тепла на испарение с поверхности суши отличается от зонального распределения в еще большей мере, чем затраты тепла на испарение с океана. При наличии больших ресурсов тепла и большой сухости воздуха над районами с засушливым климатом велика испаряемость, однако мало испарение, поскольку малы ресурсы влаги. Такие условия наблюдаются над тропическими пустынями, где годовые затраты тепла на испарение меньше $450\text{--}600 \text{ МДж/м}^2$, в то время как над океанами на этих же широтах они составляют $3000\text{--}6000 \text{ МДж/м}^2$. Наоборот, над частями континентов, покрытыми влажными тропическими лесами, испарение велико и, таким образом, больших значений достигают затраты тепла на испарение.

В качестве примера можно привести Экваториальную Африку, а также зону экваториальных и тропических лесов Южно-Американского континента. Малыми оказываются годовые затраты тепла на испарение над умеренными и высокими широтами Евразии и Северной Америки, где невелики и ресурсы тепла, и ресурсы влаги.

Затраты тепла на испарение имеют различия и в годовом ходе, что также определяется ресурсами тепла и влаги. На рис.9.6 показано распределение затрат тепла на испарение в январе, которое в целом похоже на годовое распределение особенно у восточных берегов континентов Северного полушария.

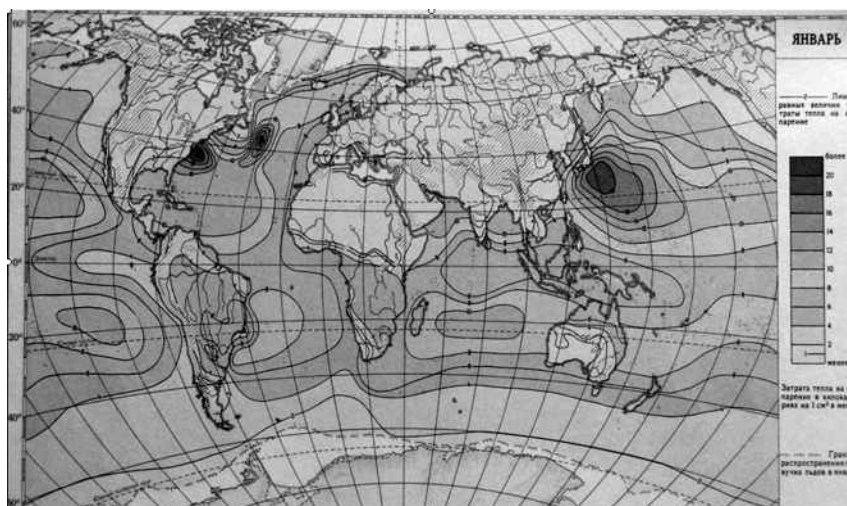


Рис.9.6. Затрата тепла на испарение в январе в ккал /см²

Аналогия годового и январского распределений свидетельствует о том, что очаги больших годовых потерь тепла на испарение складываются здесь в основном из величин осенне-зимнего периода. В холодное время года отчетливо проявляется роль отдельных океанов в процессах теплообмена с атмосферой. Например, в умеренных широтах Северная Атлантика зимой отдает атмосфере за счет испарения почти вдвое больше тепла, чем на этих же широтах Тихий океан.

Зимой помимо радиационного тепла на испарение с океанов, затрачивается также тепло, переносимое теплыми течениями. Это отчетливо видно на карте рис.9.6. Наибольший расход тепла на испарение имеет место в Северном полушарии: более 180 ккал/(см²•год) в районе Гольфстрима и около 140 ккал/(см²•год) в районе Куро시오, где дефицит влажности воздуха оказывается повышенным не только из-за высокой температуры воды, но и из-за сравнительно низкой влажности воздуха, притекающего в эти районы с континентов Северной Америки и Азии в холодное время года.

Самые низкие значения затраты тепла на испарение отмечаются в умеренных широтах Южного полушария в Атлантическом и Индийском океанах. В эти районы со сравнительно низкими температурами воды из низких широт поступают более теплые воздушные массы, что уменьшает затраты тепла на испарение.

Ничтожно малы затраты тепла на испарение зимой на континентах Северного полушария.

Наоборот, пояса высоких значений годовых затрат тепла на испарение в субтропиках формируются за счет весенних и летних величин (рис.9.7). Летом увеличиваются затраты тепла на испарение на континентах умеренных и средних широт. В зоне экваториальных и тропических лесов затраты тепла на испарение в течение года меняются мало.

Во внетропических широтах с условиями достаточного увлажнения наибольшие значения затраты тепла на испарение летом достигают 5–6 ккал/(см²•мес). В районах недостаточного увлажнения максимум затраты тепла на испарение перемещается внутри теплого периода в зависимости от условий увлажнения. В пустынях годовой ход LE определяется годовым ходом осадков. В тропических широтах с влажным климатом затрата тепла на испарение велика в течение всего года и составляет около 6–8 ккал/(см²•мес.). В районах с сезонами пониженных осадков отмечается некоторое уменьшение затраты тепла на испарение, однако амплитуда ее годового хода сравнительно невелика. В областях с хорошо выраженным сухим периодом наибольшие значения затраты тепла на испарение отмечаются в конце влажного периода, наименьшие – в конце сухого.

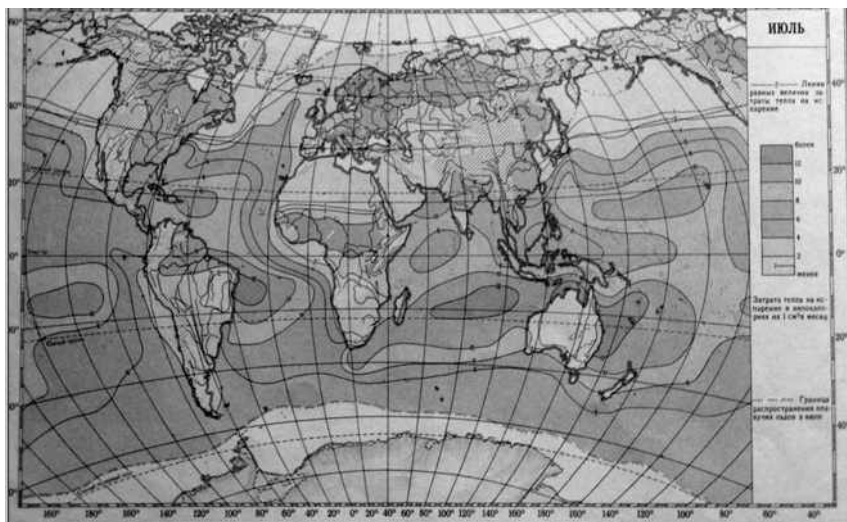


Рис.9.7. Затрата тепла на испарение в июле в ккал /см²

При переходе к лету влияние теплых течений на величину затраты тепла на испарение ослабевает из-за уменьшения энергетических ресурсов течений. Поскольку в летние месяцы происходит снижение средних скоростей ветра и ослабление контраста температуры вода – воздух, расход тепла на испарение заметно падает. Вместе с этим уменьшается различие в значениях затраты тепла на испарение с поверхности отдельных океанов.

Средние широтные значения затраты тепла на испарение (ккал/(см²•год)) приведены в табл.9.1.

Таблица 9.1.

Средние широтные значения затраты тепла на испарение атмосферой
(ккал/см²•год)

широта,°	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70
Северное полушарие							
Суша	57	32	19	23	25	23	16
Океаны	104	117	109	96	67	47	31
Южное полушарие							
Суша	61	45	28	29	22	22	
Океаны	99	113	106	82	51	35	

В целом для суши земного шара (включая Антарктиду) затрата тепла на испарение в среднем за год составляет 27 ккал/см² или 1130 МДж/м², что соответствует 41 см слоя испарившейся воды или 51% от радиационного баланса суши. Остальные 49% расходуются на турбулентный теплообмен между земной поверхностью и атмосферой или нагревание воздуха. При этом в районах избыточного увлажнения на испарение тратится от 70 до 90 % радиационного баланса. В пустынях затрата радиационного баланса на испарение незначительна.

Потери тепла на испарение с океанов составляют 82 ккал/см² или 3400 МДж/м², что соответствует 100 см испарившейся воды или 82% от радиационного баланса океана.

9.3. Турбулентный обмен с атмосферой и его распределение

Температура земной поверхности как на суше, так и в океане обычно не равна температуре располагающихся над ней слоев воздуха. Вследствие этого между подстилающей поверхностью и атмосферой возникает вертикальный поток тепла, обусловленный турбулентной теплопроводностью воздуха. Процесс турбулентной диффузии в соответствии с гипотезой Тейлора можно рассматривать аналогичным молекулярной диффузии, если вместо коэффициента молекулярной диффузии взять коэффициент турбулентной диффузии k , а вместо молекулярной температуры потенциальную температуру. Формула для турбулентного потока тепла примет вид:

$$P = -\rho c_p k \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad (9.11)$$

где k – коэффициент турбулентной диффузии, ρ – плотность воздуха, Θ – потенциальная температура, c_p – теплоемкость воздуха при постоянном давлении, $\partial \Theta / \partial z$ – градиент температуры при условии, что ось z направлена от поверхности вверх и $z_2 - z_1 > 0$.

Если градиент $\partial\Theta/\partial z$ увеличивается с высотой, т.е. $\partial\Theta=\Theta_2-\Theta_1>0$ и $\partial\Theta/\partial z >0$, то поток тепла направлен вниз и $P<0$, т.е. воздух нагревает поверхность.

Если градиент $\partial\Theta/\partial z$ уменьшается с высотой, т.е. $\partial\Theta=\Theta_2-\Theta_1<0$ и $\partial\Theta/\partial z <0$, то поток тепла направлен вверх и $P>0$, т.е. поверхность нагревает воздух.

Поток тепла направлен вверх ($P>0$) и поверхность теряет тепло, если стратификация атмосферы неустойчивая ($\partial\Theta/\partial z<0$) и направлен вниз и поверхность получает тепло ($P<0$), если стратификация атмосферы устойчивая ($\partial\Theta/\partial z>0$). При безразличной стратификации поток тепла отсутствует $P=0$ ($\partial\Theta/\partial z=0$). Такая зависимость турбулентного потока тепла от стратификации атмосферы определяет существенные его колебания от зимы к лету, особенно во внетропических широтах.

Фактически в атмосфере турбулентный поток тепла в сотни тысяч и миллионы раз больше молекулярного потока тепла, и воздух при спокойном его состоянии является изолятором, а не проводником тепла. Поэтому в эмпирических формулах для расчета турбулентного потока тепла присутствует не только градиент температуры, но и скорость ветра вместо коэффициента турбулентной диффузии. Примером может служить эмпирическая формула [10]:

$$P=kc_p u(t_w-t) \quad , \quad (9.12)$$

где u – скорость ветра, t_w-t – разность температур воды и воздуха (t_w – температура воды, t – температура воздуха).

Карта турбулентного потока тепла для года представлена на рис. 9.8. Наибольшие значения турбулентного потока тепла между поверхностью суши и атмосферой отмечаются в тропических пустынях, где они достигают 2300 – 2500 МДж/м². С увеличением увлажненности климата турбулентный поток уменьшается. Так, в районах влажных тропических лесов турбулентный поток составляет 450 – 850 МДж/м². С продвижением в более высокие широты турбулентный поток уменьшается вместе с понижением радиационного баланса. На северных побережьях континентов северного полушария турбулентный поток составляет менее 100 МДж/м².

Такие же значения отмечаются для районов достаточного увлажнения умеренных широт.

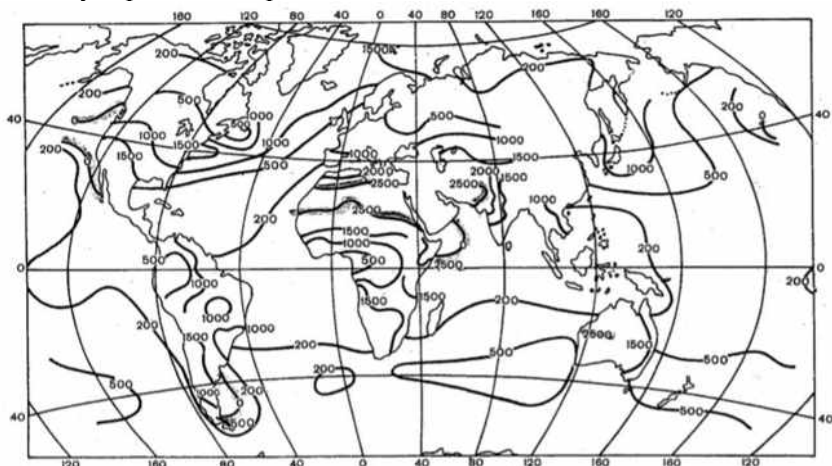


Рис.9.8. Турбулентный поток тепла от подстилающей поверхности в атмосферу за год в МДж/м²

Если рассмотреть только турбулентный теплообмен поверхности океана с атмосферой, то карта рис.9.8 показывает, что почти всюду происходит потеря тепла океанами. Наибольшая теплоотдача с поверхности океанов (как и затрата тепла на испарение) имеет место в западных и северо-западных районах океанов Северного полушария. Здесь турбулентный поток тепла превышает 1500 МДж/м². В более южных районах, особенно вблизи экватора, где в течение года температурные различия между поверхностными водами и протекающими над ними воздушными потоками малы, турбулентный поток тепла с поверхности океанов менее 400 МДж/м². В Южном полушарии ввиду отсутствия резких контрастов температур вода – воздух турбулентный поток значительно меньше, чем в Северном полушарии, и нигде не превосходит 620 МДж/м². Отрицательные годовые суммы турбулентного теплообмена с атмосферой (т. е. приток тепла от атмосферы) наблюдаются в зонах холодного Калифорнийского течения и течения Западных ветров в Южном полушарии. По абсолютным значениям эти отрицательные величины турбулентного потока тепла невелики.

Широтные распределения турбулентного потока тепла отдельно для каждого полушария и суши и океана приведены в табл.9.2.

Таблица 9.2

Средние широтные значения турбулентного теплообмена между земной поверхностью и атмосферой (ккал/(см²·год)

широта,°	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70
Северное полушарие							
Суша	22	42	47	35	20	9	6
Океаны	7	7	7	14	16	19	22
Южное полушарие							
Суша	18	30	43	33	22	13	
Океаны	6	9	11	11	6	9	
Вся Земля							
Суша	24	42	49	37	21	11	6
Океаны	4	6	9	13	14	16	16

В среднем для всей Земли затраты тепла на нагрев воздуха составляют 23 ккал/(см²·год) или 960 МДж/м², а для океана всего 9ккал/(см²·год) или 380 МДж/м². Таким образом, суша нагревает воздух планеты в 2,5 раза больше, чем океан.

Летом турбулентный теплообмен на континентах северного полушария характеризуется положительными величинами потока тепла почти на всех широтах, как показано на рис.9.9.

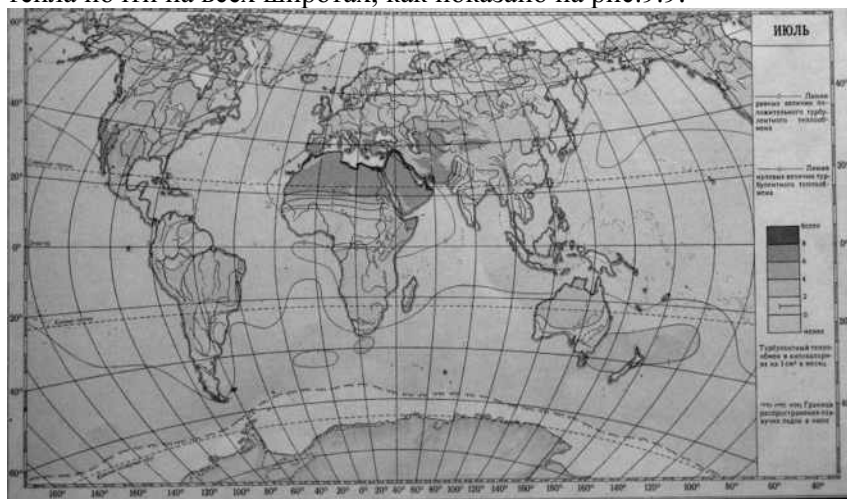


Рис.9.9. Турбулентный поток тепла в июле (в ккал /см²)

Наибольших значений, превышающих $6-8 \text{ ккал/см}^2$ или $250-300 \text{ МДж/м}^2$ за месяц, он достигает в пустынях, особенно прибрежных, где существенное влияние на турбулентный теплообмен оказывают процессы трансформации воздушных масс на границе вода – суша. Во влажных тропических районах турбулентный поток невелик в течение всего года, его месячные значения составляют менее 2 ккал/см^2 или 80 МДж/м^2 . В целом на турбулентный теплообмен с атмосферой за год расходуется 45% годового значения радиационного баланса поверхности континентов.

Над океанами летом турбулентный поток тепла мал. В Северном полушарии наблюдаются обширные зоны, где он становится отрицательным. Это относится, прежде всего, к северным частям Атлантического и Тихого океанов. Такое распределение турбулентного потока тепла свидетельствует о том, что в процессе теплообмена океанов с атмосферой океаны Северного полушария летом получают тепло от атмосферы.

В Южном полушарии в это время океаны отдают тепло атмосфере, т.к. там зима. Однако потери тепла океанами невелики, что связано со сравнительно небольшими контрастами температуры между подстилающей поверхностью и прилегающими слоями воздуха.

Зимой на континентах к северу от $40-45^\circ \text{ с. ш.}$ турбулентный поток тепла направлен от атмосферы к континентам, поскольку в результате отрицательного радиационного баланса континенты сильно выхолаживаются, что приводит к образованию устойчивой температурной стратификации в приземном слое воздуха (рис.9.10).

Над океанами Северного полушария зимой наблюдается другая картина, чем летом. В результате того, что воздух над обширными континентами Северного полушария значительно выхолаживается, при поступлении его в северо-западные районы Атлантического и Тихого океанов, где располагаются теплые течения Гольфстрим и Кюросио, в приземном слое воздуха создаются большие сверхadiaбатические градиенты температуры. Это приводит к возникновению интенсивного турбулентного обмена, который при неустойчивой стратификации, создает интенсивный перенос тепла от поверхности океанов в атмосферу. Отрицатель-

ные турбулентные потоки тепла имеют место и над океанами в области холодных течений, например, Перуанского и Бенгальского.

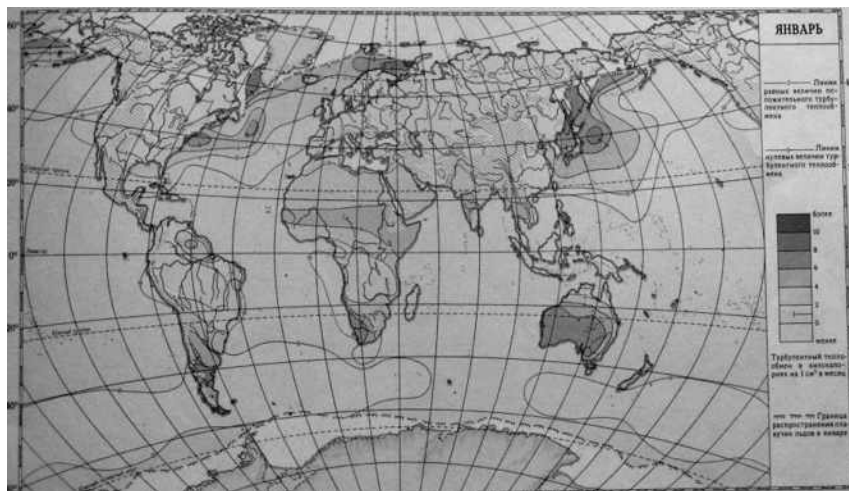


Рис.9.10. Турбулентный поток тепла в январе (в ккал /см²)

В целом в годовом ходе наблюдается закономерность возрастание турбулентного потока с возрастанием радиационного баланса с максимумом летом. В силу этого во внетропических широтах наибольшие в годовом ходе значения турбулентного потока отмечаются летом, наименьшие — зимой. При этом для территории, расположенной выше 40° северной и южной широт, характерна смена направления турбулентного потока в течение года. В зимнее время земная поверхность получает тепло из атмосферы путем турбулентного теплообмена, однако значения теплоотдачи атмосферой невелики, даже на крайнем севере они составляют менее 1 ккал/(см²·мес.) или 40 МДж/м² также в месяц. Поверхность континентов от экватора до 40° северной и южной широт в течение всего года отдает тепло посредством турбулентной теплопроводности. При этом в низких широтах годовой ход турбулентного потока существенно зависит от увлажнения. Наибольшие месячные

значения турбулентного потока наблюдаются в период минимума атмосферных осадков.

Исследования показали, что турбулентный поток тепла и потери тепла за счет испарения на поверхности океанов связаны между собой, что определяется соотношением Боуэна:

$$B_0 = \frac{P}{LE} = \frac{c_p \Delta \Theta / \Delta z}{\Delta S / \Delta z L \Delta s / \Delta z} \approx \frac{c_p (\Theta_2 - \Theta_0)}{L(s_2 - s_0)}, \quad (9.12)$$

где: s_0, s_2 – массовая доля водяного пара у земли (моря) и на высоте 2м, Θ_0, Θ_2 – температура на тех же уровнях.

Это соотношение можно использовать для перехода от одного потока тепла к другому. Знаменатель в отношении Боуэна всегда отрицателен, т.к. для поверхности воды $s_0 >$

s_2 . На рис. 9.11 представлена зависимость соотношения Боуэна от стратификации воздуха.

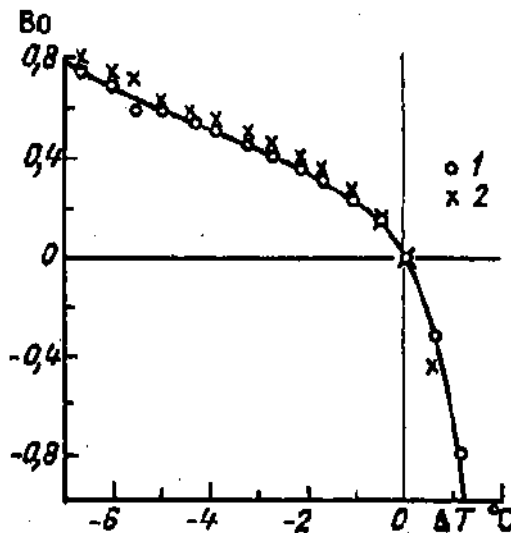


Рис.9.11. Зависимость соотношения Боуэна (B_0) от разности температур воздуха и воды (ΔT) при скорости ветра 8 м/с (1) и 16 м/с (2)

Из рис.9.11 видно, что при неустойчивой стратификации ($\Delta\Theta = \Theta_2 - \Theta_0 < 0$), когда вода нагревает воздух (например, зимой), число $B_0 > 0$. С увеличением контраста температуры оно медленно растет. При устойчивой стратификации ($\Delta\Theta = \Theta_2 - \Theta_0 > 0$), когда воздух нагревает воду, число $B_0 < 0$ меняется значительно быстрее с увеличением контраста температуры, чем в первом случае. Поэтому зимой вода медленно отдает свое тепло воздуху, а летом вода поглощает тепло из воздуха гораздо быстрее.

Справедливость этого соотношения подтверждается и сопоставлением карт распределений по земному шару затрат тепла на испарение и турбулентного потока тепла. Так, в области теплых течений большие положительные потоки затрат тепла на испарение сочетаются с большими положительными турбулентными потоками тепла. В области же холодных океанических течений потери тепла океанической поверхностью за счет испарения связаны с отрицательными турбулентными потоками тепла.

9.4. Теплообмен с нижележащими слоями

Теплообмен между подстилающей поверхностью и более глубокими слоями суши и океана обусловлен различными физическими механизмами и проникновение тепла в океан происходит на большую глубину, чем в почву. Поэтому процессы теплообмена с почвой и океаном следует рассматривать отдельно.

Прежде всего рассмотрим особенности теплообмена в почве. Распространение тепла, поступившего к подстилающей поверхности, в глубь почвы осуществляется посредством молекулярного теплообмена. Поэтому уравнение потока тепла в почву на произвольной глубине ξ имеет вид:

$$A = -\lambda \frac{\partial T}{\partial \xi}, \quad (9.13)$$

где: A – поток тепла в почву, λ - коэффициент теплопроводности почвы, $\partial T / \partial \xi$ – градиент температуры при условии, что ось ξ направлена от поверхности вниз и $\xi_2 - \xi_1 > 0$.

Из уравнения (9.13) следует, что если температура почвы с глубиной убывает ($\partial T/\partial z < 0$), то молекулярный поток тепла $A > 0$. Это означает, что тепло переносится от подстилающей поверхности в глубь почвы. Наоборот, если $\partial T/\partial z > 0$ (температура почвы растет с глубиной), то $A < 0$ и молекулярный поток тепла направлен к подстилающей поверхности. Последний случай имеет место, когда радиационный баланс отрицателен.

Коэффициент λ связан с другими характеристиками почвы соотношением:

$$\lambda = \rho \cdot c \cdot k_m, \quad (9.14)$$

где: ρ – плотность почвы, c – удельная теплопроводность почвы, k_m – температуропроводность почвы, $c_{об}$ – объемная теплоемкость почвы ($c_{об} = \rho \cdot c$).

Объемная теплоемкость почвы зависит от ее минерального состава и колеблется от 0,84 до 1,68 МДж/(м³•К), т. е. может изменяться в 2 раза. В значительно большей степени теплоемкость зависит от пористости почвы и от ее влажности. Объемная теплоемкость воды равна 4,19 МДж/(м³•К), а воздуха – 1,26 МДж/(м³•К). Поэтому, чем больше в почве воды и чем меньше воздуха, тем больше ее теплоемкость.

В зависимости от химического состава почвы коэффициент теплопроводности изменяется в пределах 0,4 – 2,5 Вт/(м•К). Однако поскольку для воды он равен 0,54 Вт/(м • К), а для воздуха – 0,02Вт/(м • К), то в большей степени, чем от химического состава, коэффициент теплопроводности зависит от пористости и влажности почвы. Этими же характеристиками почвы определяется и температуропроводность почвы. В табл. 9.3 приводится зависимость теплофизических характеристик почвы от степени увлажнения.

Таблица 9.3

Зависимость теплофизических характеристик почвы от степени увлажнения

Степень увлажнения почвы	$c_{об}$ МДж/(м ³ •К)	λ Вт/(м•К)	k_m м ² /с
Сухая	1.3397	0.2093	$0.0016 \cdot 10^{-4}$
Слабо увлажненная	1.5909	0.4605	$0.0029 \cdot 10^{-4}$
Хорошо увлажненная	1.9259	0.8375	$0.0043 \cdot 10^{-4}$
Сильно увлажненная	2.4283	1.4654	$0.0060 \cdot 10^{-4}$

Из данных табл.9.3 следует, что скорость теплообмена существенно зависит от влажности почвы. В сухой почве поры заполнены воздухом, который обладает низкой теплопроводностью, и тепло передаётся через точки соприкосновения почвенных частиц между собой. Поэтому процессы теплообмена протекают медленно. С увеличением влажности теплопроводность почвы увеличивается и скорость теплообмена повышается.

Следующей особенностью проникновения тепла в почву является то, что амплитуда внутригодовых колебаний температуры почвы уменьшается с глубиной и ее максимум сдвигается по фазе в направлении конца года и этот сдвиг также зависит от глубины почвы (рис.9.12), что описывается законами Фурье [10].

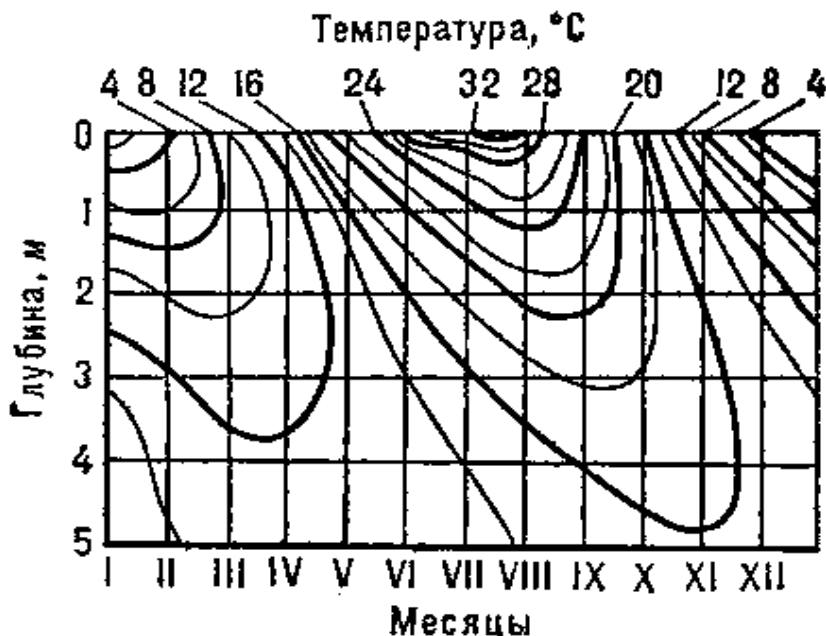


Рис.9.12. Изоплеты температуры почвы

Теплообмен в почве зависит от градиента температуры, который определяется значениями температуры на заданных уровнях (9.13), от радиационного баланса, интенсивности турбулентного обмена в приземном слое воздуха и влажности воздуха. Таким об-

разом, теплообмен в почве связан с теми же физическими величинами, которые определяют теплообмен деятельной поверхности с воздухом, и, следовательно, годовую амплитуду температуры воздуха. Поэтому годовой ход потока тепла в почву связан с годовой амплитудой температуры воздуха. Если годовая амплитуда температуры воздуха невелика, то средние месячные значения потока тепла в почву должны быть близки к нулю.

Расчеты показывают, что действительно при годовой амплитуде температуры меньше $10\text{--}15^\circ\text{C}$ месячные суммы потока тепла в почву малы и могут не учитываться в большинстве приближенных расчетов теплового баланса. Поскольку малые годовые амплитуды температуры имеют место в тропических районах, а также во многих областях морского климата умеренных широт, в этих районах поток тепла в почву не имеет существенного значения. Исследования, проведенные В. В. Мухенберг, показали (табл.9.4), что максимальные месячные значения потока тепла в почву (Амакс) находятся в прямой зависимости от годовой амплитуды температуры воздуха (A_t).

Таблица 9.4

Зависимость потока тепла в почву от амплитуды внутригодовых колебаний температур воздуха

Годовая амплитуда температуры воздуха (A_t), $^\circ\text{C}$	10	15	20	25	30	35	40
Максимальный за месяц поток тепла в почву (Амакс), МДж/м^2	15	22	28	34	41	52	63

В районах Северного полушария с большой амплитудой температуры весьма значительными оказываются молекулярные потоки тепла в почву A . Их годовой ход $A(t)$ по отношению к максимальным величинам Амакс представлен в табл. 9.5.

Таблица 9.5

Годовой ход относительных значений потока тепла в почву

месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$A(t)/A_{\text{макс}}$	-0.8	-0.6	0.03	1.00	1.00	0.91	0.56	0.26	-0.2	-0.5	-0.8	-0.9

Зная годовую амплитуду температуры воздуха, по табл.9.4 можно определить максимальный за месяц поток тепла в почву

(Амакс), а на его основе и по отношению $A(t)/A_{\text{макс}}$ из табл.9.5 определить поток тепла в почву для каждого месяца.

На теплообмен в почве влияет снежный покров, который уменьшает потоки тепла в холодное время года. Если таяние снежного покрова происходит поздно, это приводит к запаздыванию времени наибольшего увлажнения почвы и соответственно максимума потока тепла в почву.

Таким образом, поток тепла в почву имеет суточный и годовой ход и днём поток тепла направлен в глубь почвы, ночью – к поверхности; летом в глубь почвы, а зимой к её поверхности. В годовом теплообмене участвуют слои земли до 10-20 м, в суточном – до 100 см.

Теплообмен в океане существенно отличается от теплообмена в почве. Эти различия обусловлены, прежде всего, большой теплопроводностью воды, особенно в верхнем слое толщиной 50–100м, примерно в 2 раза большей, чем у почвы, большой объемной теплоемкостью, проникновением солнечной радиации до значительных глубин. В результате этого возникают более сложные по сравнению с молекулярной теплопроводностью физические механизмы теплообмена, как показано на рис.9.13.

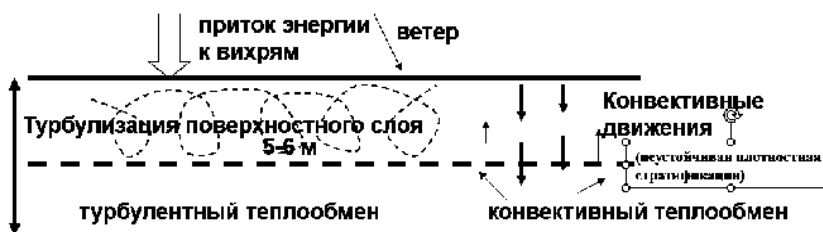


Рис.9.13. Физические процессы теплообмена в поверхностном слое океана

Как следует из рис.9.13, теплосодержание воды в поверхностном слое определяется радиационным балансом, турбулентным потоком тепла, затратами тепла на испарение. Кроме того, теплообмен происходит вследствие упорядоченных вертикальных движений вод, вертикального мелкомасштабного турбулентного перемешивания и молекулярного потока тепла. Еще одним факто-

ром, влияющим на теплосодержание, является горизонтальный теплообмен, обусловленный адвекцией тепла океаническими течениями и турбулентными вихрями мезомасштаба. Все эти механизмы теплообмена имеют существенное значение, за исключением молекулярного теплообмена.

Верхний слой океана в результате динамического и теплового воздействия атмосферы всегда находится в турбулизированном состоянии. Наиболее интенсивный приток энергии турбулентности приходится на три участка спектра масштабов движений в океане: крупномасштабный, мезомасштабный и мелкомасштабный. В первых двух участках спектра влияние атмосферы осуществляется непосредственно в виде дополнительного притока энергии к крупным вихрям с квазивертикальной осью. В мелкомасштабном участке спектра имеет место хорошо выраженное воздействие ветра, которое приводит к вертикальному перемешиванию верхнего слоя океана. Большое турбулизирующее влияние оказывают поверхностные ветровые волны, вызывающие дрейфовые движения океанических вод за счет передачи энергии ветра.

Атмосфера влияет на интенсивность турбулентного перемешивания океана не только путем передачи механической энергии движения воздушных частиц, но и посредством тепло- и влагообмена, действие которых выражается в формировании определенной стратификации вод в поверхностном слое океана. Турбулентные вихри в устойчиво стратифицированном слое диссипируются. Неустойчивая стратификация, наоборот, увеличивает интенсивность турбулентного перемешивания, которое при определенных условиях может перейти в конвекцию. Конвективные движения в океане, как и в атмосфере, возникают при неустойчивой плотностной стратификации. Конвекция имеет ячеистую структуру циркуляции с нисходящими движениями в центре ячейки и с восходящими на ее периферии. При увеличении толщины слоя конвекции и разности температуры на его границах увеличивается интенсивность турбулентности, искажающей конвективные ячейки, которые могут превратиться в беспорядочную совокупность нестационарных нисходящих струй различной длины, а также опускающихся тонких слоев.

Под действием конвективного и турбулентного теплообмена

происходит выравнивание температуры и солености в поверхностном слое воды, который называется квазиоднородным слоем. Ниже этого слоя температура воды с глубиной быстро изменяется. Слой с резким изменением температуры называется слоем сезонного термоклина. Наиболее хорошо термоклин проявляется в период с июля по октябрь. В это же время толщина квазиоднородного слоя невелика и достигает 50 м. С увеличением интенсивности конвективных движений и турбулентного перемешивания в период с декабря по март толщина квазиоднородного слоя возрастает до 100-150 м, а сезонный термоклин оказывается менее выраженным.

Помимо вертикального теплообмена для океана большое значение имеет приход или расход тепла вследствие горизонтального теплообмена, обусловленного океаническими течениями. Если рассматривать теплообмен за год, когда изменение теплосодержания равно нулю, то этот механизм будет одним из определяющих [11]. Посредством теплых и холодных океанических течений в океанах происходит перераспределение большого количества тепла между низкими и высокими широтами.

На рис.9.14 показано пространственное распределение теплообмена с нижележащими слоями воды для океанов.

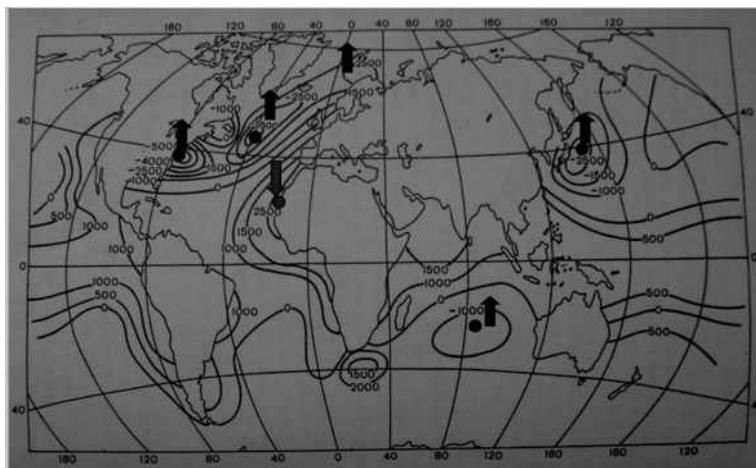


Рис.9.14. Теплообмен между поверхностью океанов и нижележащими слоями воды за год (МДж/м²)

На рис.9.14 стрелками показаны главные области положительного (стрелка вниз) и отрицательного (стрелка вверх) потоков тепла на планете. Из рисунка следует, что области с отрицательными значениями потока тепла, которые соответствуют притоку от нижележащих слоев к поверхности океана, располагаются там, где находятся теплые течения Гольфстрим и Куроисио. Наоборот, большие потоки тепла от поверхности океана, направленные вглубь, совпадают с местоположением холодных океанических течений. Эти потоки тепла определены как остаточный член уравнения теплового баланса. Поэтому совпадение областей с экстремальными потоками тепла между различными слоями океанов с районами расположения океанических течений свидетельствуют о главенствующем вкладе этого механизма в годовые потоки тепла.

В табл. 9.5 приводятся средние широтные составляющие теплового баланса океанов.

Таблица 9.5

Средние широтные годовые значения составляющих теплового баланса для океанов (МДж/м²) по М.И.Будыко

Широта	R	LE	P	A_0	Широта	R	LE	P	A_0
70-60с	960	1300	920	-1260	0-10ю	5320	4140	250	930
60-50	1800	1970	790	-960	10-20	5110	4730	380	0
50-40	2680	2810	670	-800	20-30	4560	4440	460	-340
40-30	3770	4020	590	-840	30-40	3850	3430	460	-40
30-20	4650	4560	290	-200	40-50	3010	2140	250	620
20-10	5080	4910	290	-120	50-60	1930	1460	380	90
10-0	5190	4350	290	550	Сумма	3810	3430	380	0

Из табл.9.5 следует, что теплообмен в океане A_0 соизмерим с турбулентным потоком тепла, а в высоких широтах (60-70° с. ш.) по абсолютному значению даже превышает радиационный баланс. Если в среднем за год поток тепла к поверхности океана от более глубоких слоев равен притоку тепла за счет океанических течений, то для отдельных месяцев он складывается из адвективных потоков тепла и изменения теплосодержания океана. Наибольшими являются изменения теплосодержания в умеренных широтах, особенно в северо-западной части Тихого океана и прилегающих морях, где они достигают 1050 МДж/м² за месяц. Изменения теплосодержания легко определяются по данным о температуре поверхности воды. Учитывая изменение теплосодержания, можно найти

потоки тепла, обусловленные только океаническими течениями и турбулентностью.

На рис. 9.15 показан приход и расход тепла за счет океанических течений в северной половине Атлантического океана.

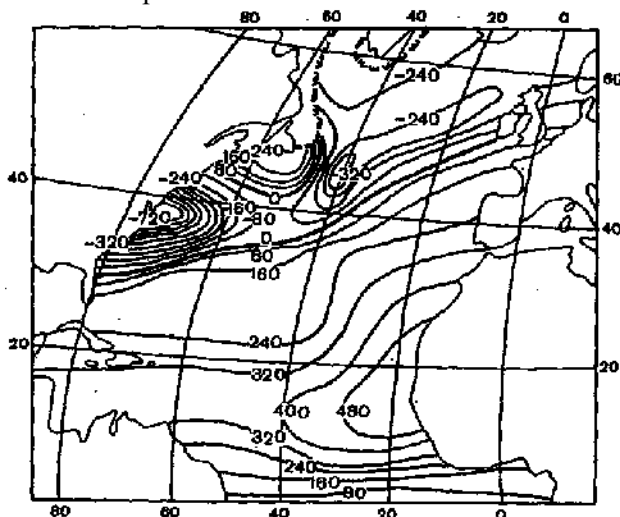


Рис.9.15. Теплообмен между поверхностью океана и нижележащими слоями воды за январь в Северной Атлантике (МДж/м²)

Из рис.9.15 следует, что зимой в области теплого течения Гольфстрим океан передает в атмосферу огромное количество тепла, которое компенсируется переносом тепла из экваториальных и тропических широт. Как было показано ранее, именно на районы северо-западной части Атлантики приходятся максимумы турбулентных потоков тепла и затрат тепла на испарение.

Еще одной важной особенностью теплообмена между океаном и атмосферой является наличие морских льдов, когда в уравнении теплового баланса появляется дополнительное слагаемое (B_k), характеризующее затраты тепла на таяние снега и льда:

$$R = LE + P + A + B_k \quad (9.15)$$

Морские льды составляют значительную часть криосферы. Общий объем морского льда на Земле в период максимального

развития ледяных полей составляет около $55,5 \cdot 10^3 \text{ км}^3$, из них на долю северного полушария приходится $25,5 \cdot 10^3 \text{ км}^3$. Ежегодно из общего количества льда тает и снова образуется больше половины, в северном полушарии – $14 \cdot 10^3 \text{ км}^3$. Интенсивность развития ледяных полей от года к году колеблется в зависимости от гидрометеорологических условий. Амплитуда колебаний положения границы ледяных полей в южном полушарии составляет 200 км, а в северном полушарии – 100 км.

Ледяные поля, оказывая большое влияние на энергетическое взаимодействие океана с атмосферой, играют существенную роль в развитии процессов, протекающих в атмосфере и океане. Поэтому характеристики ледяных полей относят к информации, обладающей долговременной метеорологической памятью, и рассматривают в качестве предикторов в моделях прогноза погоды и одного из важных граничных условий в моделях климата.

О характере различий теплообмена атмосферы с океаном при открытой водной поверхности и ледяном покрове можно судить по данным о годовом ходе основных составляющих теплового баланса для Центральной Арктики (табл.9.6), где лп – ледовый покров, оvp – открытая водная поверхность.

Таблица 9.5

Составляющие теплового баланса при открытой водной поверхности и ледяном покрове (МДж/м²). Центральная Арктика

Месяц	P		LE		R	
	лп	овп	лп	овп	лп	овп
1	-50	920	0	650	-92	-397
2	-34	955	0	678	-84	-356
3	-29	920	0	653	-25	-343
4	-13	686	4	485	71	8
5	17	551	21	368	138	401
6	13	100	29	84	155	602
7	13	13	25	25	67	485
8	18	17	29	29	-25	230
9	-8	335	7	272	-54	-25
10	-5	574	8	406	-54	-222
11	-25	808	0	573	-75	-347
12	-34	837	0	595	-84	-372
год	-117	6716	123	4821	-72	-336

Из табл. 9.5 следует, что летом затраты тепла на испарение и турбулентные потоки тепла с открытой водной поверхности и ледяной поверхности примерно одинаковы. В холодное время года в результате большого контраста температуры между водной поверхностью и воздухом потоки тепла в атмосферу с открытых поверхностей океана больше чем на порядок превышают потоки тепла от льда. Так как площадь открытой поверхности воды в холодное время года в Северном Ледовитом океане составляет примерно 1% от площади ледяных полей, то с нее и с поверхности льда в атмосферу поступает примерно одинаковое количество тепла.

В тоже время на поверхности океана в высоких широтах большую роль играют фазовые преобразования воды. Это создает условия для возникновения источников и стоков тепла. В среднем источник тепла за счет этого механизма находится в Северном Ледовитом океане, а сток – в северной части Атлантического океана, куда выносятся большое количество льда. Подсчитано, что из Северного Ледовитого океана выносятся и тает такое количество льда, которое соответствует выделению там количества тепла при льдообразовании равного 46% всей приходной части теплового баланса. Если учесть, что адвективный перенос тепла водами Атлантики соответствует 42 % приходной части теплового баланса, то становится очевидной большая мощность этого источника тепла и его роль в энергетических преобразованиях при взаимодействии рассматриваемых подсистем климатической системы.

Лед оказывает влияние и на теплообмен в океане. При наличии ледяных полей на его поверхности поток тепла в океане всегда направлен ко льду. Поэтому он совместно с теплом кристаллизации приводит к повышению температуры воздуха. Лед оказывает влияние на характер теплового баланса и в теплое время года. Большое количество солнечной энергии, поступающей в Арктический бассейн, расходуется на таяние льда. При интенсивном таянии льда образуется слой воды, имеющий пониженную плотность, который под действием турбулентности и конвективных движений хорошо перемешивается. Формируется отчетливо выраженный квазиоднородный слой и ослабевает теплообмен с нижележащими слоями, т. е. уменьшается прогрев океана. При охлаждении поверхности моря талые воды, препятствуя поступлению тепла с

больших глубин, способствуют понижению температуры поверхностных вод и образованию льда.

9.5. Тепловой баланс и его распределение

После рассмотрения каждой составляющей теплового баланса и их распределений по поверхности планеты, можно определить значение этих составляющих для всего земного шара и установить их совместные закономерности внутри года в разных частях Земли. В табл. 9.6 приведены значения составляющих теплового баланса земной поверхности для различных широтных зон суши и океанов и для всей Земли в целом.

Таблица 9.6

Средние широтные значения составляющих теплового баланса поверхности Земли (ккал /см² год)

широта	Суша			Океаны				Земля			
	<i>R</i>	<i>LE</i>	<i>P</i>	<i>R</i>	<i>LE</i>	<i>P</i>	<i>A</i>	<i>R</i>	<i>LE</i>	<i>P</i>	<i>A</i>
70-60С	22	16	6	23	31	22	-30	22	20	11	-9
60-50	32	23	9	43	47	19	-23	37	33	13	-9
50-40	45	25	20	64	67	16	-19	54	45	18	-9
40-30	58	23	35	90	96	14	-20	76	65	23	-12
30-20	64	19	45	111	109	7	-5	94	75	21	-2
20-10	74	32	42	121	117	7	-3	109	95	16	-2
10-0	79	57	22	124	104	7	13	114	93	10	11
0-10Ю	79	61	18	127	99	6	22	116	90	9	17
10-20	75	45	30	122	113	9	0	112	98	14	0
20-30	71	28	43	109	106	11	-8	100	88	18	-6
30-40	62	29	33	92	82	11	-1	88	76	14	-2
40-50	44	22	22	72	51	6	15	71	50	7	14
50-60	35	22	13	46	35	9	2	46	35	9	2
Земля	50	27	23	91	82	9	0	79	66	13	0

Из данных табл.9.6 следует, что радиационный баланс как на суше, так и на океане, так и в целом по планете закономерно убывает от экватора к полюсам. Затраты тепла на испарение на океанах в среднем почти в 3 раза больше, чем на суше. На суше они закономерно убывают от экватора к полюсам, но имеют локальный минимум на широтах пустынь, больший в Северном полушарии.

рии, чем в Южном. На океанах, наоборот, максимум испарения имеет место на широтах пустынь, а на экваторе наблюдается локальный минимум. Затраты тепла на нагрев воздуха на суше в среднем в 2,5 раза выше, чем на океанах. На суше максимальные значения турбулентного обмена с атмосферой имеют место в тропиках ($10-40^\circ\text{ш}$), а на океанах Северного полушария наибольший нагрев воздуха имеет место в высоких широтах, а в Южном полушарии – в тропиках, хотя в этом океаническом полушарии затраты тепла на нагрев воздуха в 2 раза меньше, чем в Северном. Теплообмен с почвой на суше на всех широтах за год является практически нулевым, т.к. летом и днем воздух нагревает почву, а зимой и ночью – почва нагревает воздух. На океанах, особенно в Северном полушарии имеет место широтное перераспределение: в низких широтах воздух нагревает океан, в средних и высоких – поток тепла идет из океана и нагревает воздух.

Составляющие теплового баланса имеют и внутригодовые изменения, которые определяются разными факторами. Прежде всего, на их годовой ход оказывает влияние широта, от которой зависит инсоляция. Большое значение имеют особенности распределения материков и океанов, особенности циркуляции атмосферы и океана. Рассмотрим особенности внутригодового хода составляющих теплового баланса в 5 точках планеты, приведенных на рис.9.16.

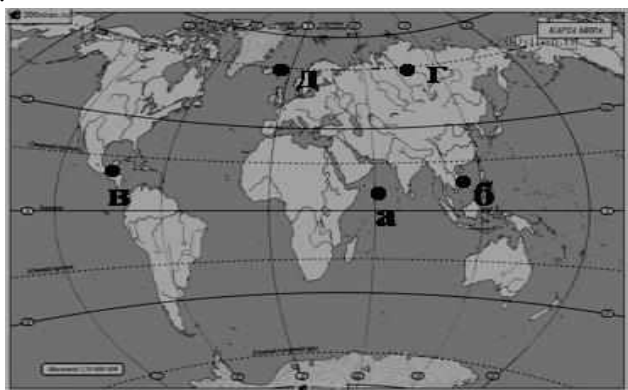


Рис.9.16. Расположение пунктов наблюдений за составляющими теплового баланса: а) Индийский океан ($15^\circ\text{с.ш. } 70^\circ\text{ в.д.}$), б) Хошимин, в) Четумаль, г) Туруханск, д) Северная Атлантика

На рис.9.17а показан внутригодовой ход составляющих теплового баланса в тропической муссонной области Индийского океана.

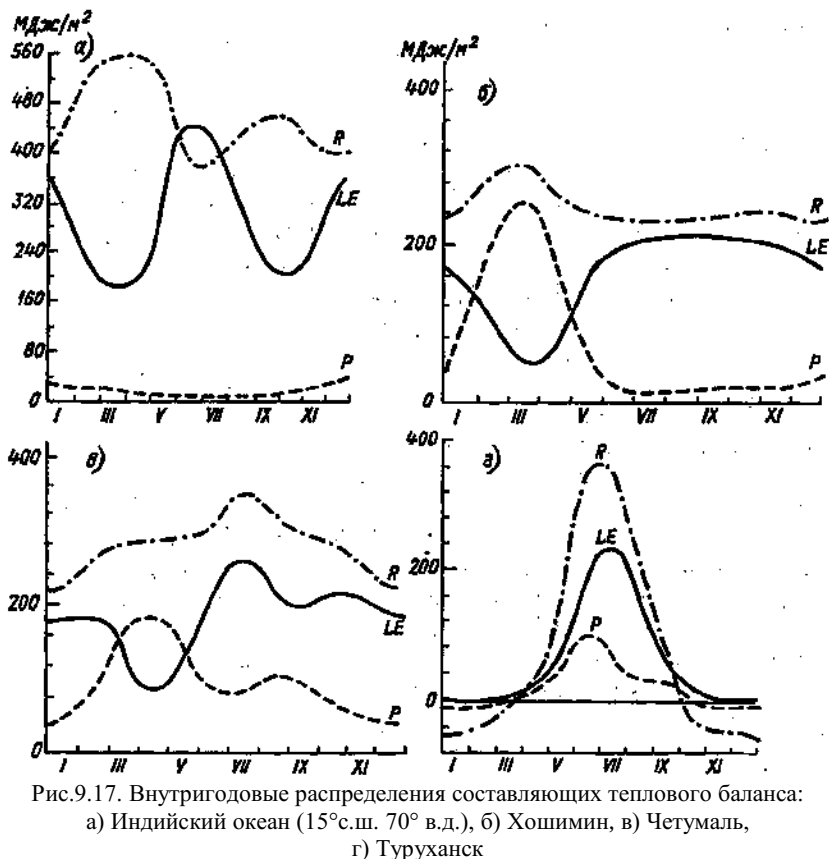


Рис.9.17. Внутригодовые распределения составляющих теплового баланса: а) Индийский океан (15°с.ш. 70° в.д.), б) Хошимин, в) Четумаль, г) Туруханск

Здесь в годовом ходе радиационного баланса (R) имеется два минимума и два максимума. Первый минимум приходится на декабрь — январь, когда Солнце переходит в Южное полушарие, а второй — на июль, который объясняется увеличением облачности в период максимального развития экваториального муссона. Турбулентный перенос тепла (P) невелик, а затраты тепла на испарение (LE) изменяются в годовом ходе обратно пропорционально радиационному балансу. Зимний максимум испарения объясняется

приходом в эти районы зимой относительно сухих воздушных масс с Азиатского континента, а летний обусловлен увеличением скорости ветра в период наибольшего развития экваториального муссона. Летом, очевидно, затраты тепла на испарение не компенсируются радиационным балансом. Поэтому происходит перенос тепла от нижних уровней деятельного слоя океана к его поверхности. Весной и осенью происходит аккумуляция тепла океаном.

Над континентами в экваториальной зоне, где развит экваториальный муссон (рис. 9.17б), наблюдается один максимум радиационного баланса, который приходится на сухой сезон, когда с Азиатского континента поступает сухой и сравнительно холодный воздух. С ним связаны минимум затрат тепла на испарение и резко выраженный максимум турбулентного потока тепла. С приходом влажного воздуха экваториального муссона увеличивается количество облаков и осадков, усиливается ветер. Это приводит к уменьшению радиационного баланса и увеличению затрат тепла на испарение. В сентябре действие экваториального муссона прекращается, однако начинает развиваться северо-восточный зимний муссон, который также приносит на восточное побережье Индокитайского полуострова облачность и осадки, что поддерживает на высоком уровне затраты тепла на испарение, которые почти полностью компенсируются радиационным балансом.

В районах западной периферии тропических антициклонов имеет место совсем иной ход составляющих теплового баланса (рис. 9.17в). Радиационный баланс здесь зависит от угловой высоты Солнца. Затраты тепла на испарение велики, поскольку выпадает много осадков. Испарение уменьшается весной во время непродолжительного сухого периода. В это время увеличивается турбулентный перенос тепла. Большая часть радиационного баланса компенсируется затратами тепла на испарение. В субтропическом муссонном климате у восточного побережья материков максимум радиационного баланса и затрат тепла на испарение сдвинут на конец лета, в связи с большим количеством облачности в период с мая по июль. Основная часть радиационного баланса расходуется на испарение, а турбулентный теплообмен невелик.

В средних и высоких широтах над континентом (рис. 2.15 г) радиационный баланс резко возрастает с апреля по июнь и резко

убывает с июня по сентябрь. В остальные месяцы он отрицателен, и минимум его приходится на декабрь – январь. В период резкого увеличения радиационного баланса значительно возрастают затраты тепла на испарение, поскольку подстилающая поверхность хорошо увлажнена.

Еще один интересный вариант внутригодовых изменений составляющих теплового баланса показан отдельно на рис.9.18 для точки «д» в Северной Атлантике 60° с.ш. 10° з.д. (рис.9.16).

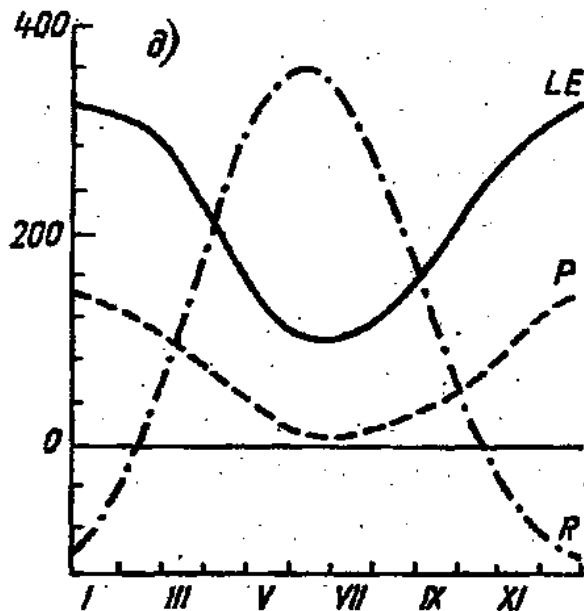


Рис.9.18. Внутригодовые распределения составляющих теплового баланса в точке «д» Северной Атлантики (60° с.ш. 10° з.д.)

В этой области Атлантики располагается теплое Северо-Атлантическое течение и максимум затрат тепла на испарение и турбулентного потока тепла приходится не на середину лета, когда наблюдается максимум радиационного баланса, а на середину зимы, когда радиационный баланс достигает наибольшего по модулю отрицательного значения. Причиной этого является вторжение на теплую океаническую поверхность сухого и холодного воздуха с континента, в результате чего создаются большие вертикальные

градиенты температуры, которые наряду с большими скоростями ветра создают условия для интенсивного испарения и хорошо развитого турбулентного обмена.

Тепловой баланс земной поверхности не характеризует все виды преобразования энергии в климатической системе, поскольку не учитывает процессы, протекающие во всей толще атмосферы. Учесть все составляющие теплового баланса можно, если рассмотреть приход и расход тепла в вертикальной колонке, проходящей через всю атмосферу, верхние слои океана или литосферу вплоть до уровней, где прекращаются сезонные колебания температуры. Нагрев столба атмосферы может происходить в результате действия нескольких механизмов (рис.9.19).

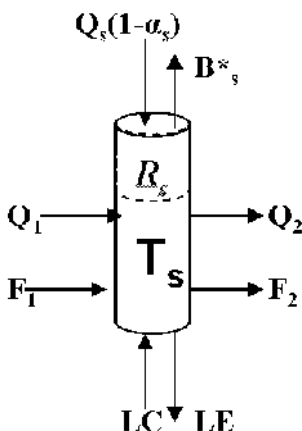


Рис.9.19. Схема теплового баланса системы Земля - атмосфера

Притоки тепла к вертикальной колонке на рис.9.19 поступают от следующих источников:

- а) поглощение солнечной энергии, определяемое как $Q_s(1 - \alpha_s)$, где Q_s - инсоляция, α_s - альбедо системы Земля - атмосфера;
- б) конденсация водяного пара, в результате чего выделяется скрытое тепло LC , где C - масса водяного пара, сконденсировавшаяся в единицу времени над единичной площадью;
- в) перенос горизонтальными атмосферными течениями внутрь данного объема явного тепла Q_1 ;

г) перенос горизонтальными океаническими течениями внутрь данной колонки объема явного тепла F_1 ;

Кроме притоков тепла необходимо учесть и возможные его стоки, к которым относятся:

а) испускание в космическое пространство теплового инфракрасного излучения B^*_s ;

б) испарение воды, на которое расходуется тепло LE ;

в) горизонтальный поток явного тепла, выносимого атмосферными течениями из рассматриваемой колонки Q_2 ;

г) горизонтальный поток явного тепла, который выносится океаническими течениями F_2 .

Если обозначить изменение теплосодержания внутри выделенной колонки через T_s , то баланс энергии для этой колонки может быть записан следующим образом:

$$T_s = Q_s(1-\alpha_s) + LC + Q_1 + F_1 - B^*_s - LE - Q_2 - F_2 \quad (9.16)$$

При этом, разность $Q_s(1-\alpha_s) - B^*_s = R$ является радиационным балансом системы Земля – атмосфера.

Разность $LC - LE = L(E - C) = L\Delta C$ является потоком скрытого тепла, а разности $\Delta Q = Q_2 - Q_1$, $\Delta F = F_2 - F_1$ – потоки явного тепла за счет атмосферных и океанических течений (адвекций).

Тогда тепловой или энергетический баланс системы Земля – атмосфера можно записать как:

$$R_s = L\Delta C + \Delta Q + \Delta F \quad (9.17)$$

За год тепловой баланс системы Земля-атмосфера (T_s) близок к нулю.

В табл.9.7 приведены среднеширотные значения радиационного баланса системы Земля – атмосфера за год и его составляющих, полученные по спутниковым данным при принятом значении солнечной постоянной $1,37 \text{ кВт/м}^2$. Из табл. 9.7 следует, что радиационный баланс в среднем за год для системы Земля – атмосфера является отрицательным выше 35° ш. Уходящее излучение в высоких широтах северного полушария (выше 65°) больше, чем на соответствующих широтах южного полушария, а альbedo – меньше.

Таблица 9.7

Средние за год значения радиационного баланса системы Земля – атмосфера и его составляющих по спутниковым данным (Вт/м²)

φ°	R_s	B^*_s	$\alpha_s\%$	S'	Sa	φ°	R_s	B^*_s	$\alpha_s\%$	S'	Sa
85с	-103.2	174.7	58.9	71.5	102.4	5ю	56.1	258.2	24.1	314.3	99.8
75	-93.6	178.2	54.4	84.6	100.9	15	40.7	266.7	23.6	307.4	95.0
65	-72.1	189.1	45.2	117.0	96.5	25	22.0	262.7	25.1	284.7	95.4
55	-46.7	201.2	40.7	154.5	106.0	35	0.4	244.4	29.6	244.8	102.9
45	-20.9	228.3	35.7	197.4	109.6	45	-27.3	224.4	35.8	197.1	109.9
35	0.7	239.6	30.9	240.3	107.4	55	-57.4	206.9	42.6	149.5	111.0
25	18.2	258.5	27.2	276.7	103.4	65	-85.6	189.6	51.3	104.0	109.6
15	45.5	257.1	24.8	302.6	99.8	75	-89.5	163.3	60.2	73.8	111.7
5	58.9	250.0	25.4	308.9	105.2	85	-87.7	154.3	61.7	66.6	107.3

где: $S' = Q_s(1 - \alpha)$ – поглощенная земной поверхностью коротковолновая радиация, Sa – отраженная коротковолновая радиация, B^*_s – уходящее длинноволновое излучение.

Одновременно и межширотные и внутригодовые изменения составляющих радиационного баланса системы Земля – атмосфера приведены на рис.9.20.

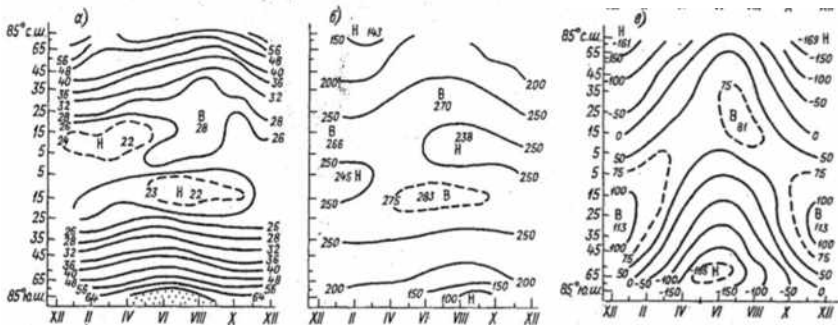


Рис.9.20. Внутригодовые и межширотные изменения составляющих радиационного баланса системы Земля – атмосфера, где: а) – альbedo (α_s), б) – уходящее длинноволновое излучение (B^*_s), в) – радиационный баланс (R_s)

Из рис. 9.20 видно, что годовой ход альbedo (α_s) невелик. Хорошо выражены области минимума альbedo, приходящиеся на тропические и субтропические широты Северного и Южного полушарий. Увеличение альbedo отмечается в полосе $0 - 20^\circ$ с. ш. с 24% в мае до 28% в августе, что связано с влиянием облачности, развивающейся в период юго-западного муссона. Во внетропических широтах обоих полушарий наблюдается значительный годо-

вой ход уходящего излучения (B^*_s) и особенно радиационного баланса (R_s). Так, например, радиационный баланс даже вблизи 25° с. ш. изменяется от -50 Вт/м² в декабре до 75 Вт/м² и более в августе. Столь же велик годовой ход радиационного баланса и в южном полушарии.

Оценка годового хода глобального радиационного баланса показывает, что амплитуда его невелика. Максимум приходится на март (16 Вт/м²), минимум – на июнь (14 Вт/м²). Среднее значение альбедо системы Земля – атмосфера по различным оценкам составляет $28 - 31$ %, а среднегодовое глобальное значение длинноволнового уходящего излучения равно $236,3$ Вт/м².

Анализ годового хода составляющих радиационного баланса Земли в целом показывает, что годовой ход поглощенной солнечной радиации и радиационного баланса не зависит от годового хода облачности, а определяется главным образом астрономическим фактором – изменением расстояния между Землей и Солнцем. Также мало меняется в течение года уходящая радиация, что свидетельствует о почти полной взаимной компенсации в пределах всей Земли изменений коротковолновой и длинноволновой компонентов за счет влияния облачности. Однако региональные значения составляющих радиационного баланса системы Земля – атмосфера под влиянием облачности изменяются в значительных пределах.

Широтное распределение основных составляющих годового теплового баланса системы Земля – атмосфера (9.16) может быть наглядно представлено диаграммой Селлерса (рис.9.21).

Как следует из рис. 9.21, радиационный баланс (R_s) имеет простое широтное распределение с максимумом на экваторе и минимумами у полюсов, причем выше 40° ш. годовой радиационный баланс системы Земля – атмосфера становится отрицательным.

Результирующий поток скрытого тепла (LAC) имеет минимум в приэкваториальной зоне между 10° с. ш. и 10° ю. ш. Еще два минимума обнаруживаются в поясах $40-60^\circ$ ш. обоих полушарий. Минимумы потоков скрытого тепла объясняются избытком осадков во внутритропической зоне конвергенции и высокой повторяемостью циклонических вихрей в бароклинных зонах средних широт. Скорости испарения, как указывалось ранее, наиболее высоки

в субтропиках. Поэтому наблюдаются максимумы полного потока скрытого тепла между 20° и 30° ш. обоих полушарий. Максимум в Южном полушарии выражен лучше, поскольку в Северном полушарии в субтропиках располагаются обширные пространства, занятые пустынями.

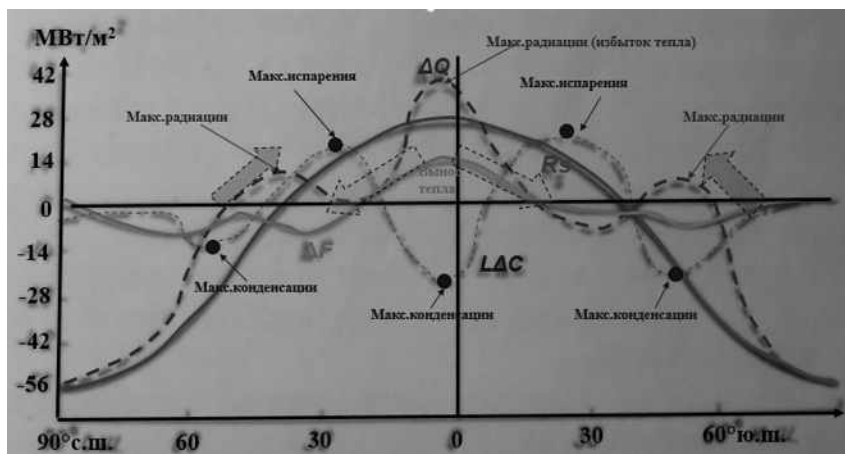


Рис.9.21. Среднее годовое широтное распределение составляющих теплового баланса системы Земля – атмосфера (по Селлерсу)

Полный поток явного тепла в атмосфере (ΔQ) имеет три максимума, из которых один располагается у экватора, а два других – у 40° ш. обоих полушарий. Образуются они потому, что в широтном поясе между указанными широтами наблюдается избыток радиационной энергии, в то время как области, которые находятся в более высоких широтах, испытывают недостаток этой энергии. Наибольший избыток тепла, который переносится под влиянием атмосферной циркуляции в другие области, находится в приэкваториальном поясе.

Результирующий поток явного тепла, обусловленного океаническими течениями, имеет максимум, располагающийся в широтном поясе между 20° с.ш. и 20° ю.ш., где $\Delta F > 0$. Выше 20° ш. величина $\Delta F < 0$. Это означает, что в средних и высоких широтах происходит накопление тепла в океане за счет интенсивного выно-

са его из тропиков океаническими течениями. Затем тепло передается в атмосферу с помощью уже рассмотренных выше механизмов теплообмена между подстилающей поверхностью и воздухом. В Северном полушарии, однако, эффект преобладания притока тепла над стоком выражен более ярко, поскольку в большей мере развита меридиональность переноса океанических вод.

Карта горизонтального переноса тепла в атмосфере за год приведена на рис.9.22

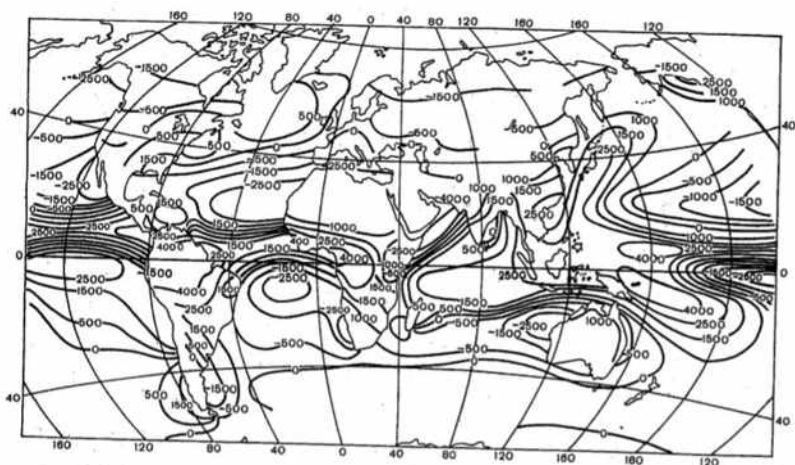


Рис.9.22. Горизонтальный перенос тепла в атмосфере за год (МДж/м²)

Области с положительными значениями потоков тепла характеризуют вынос тепла из этих областей в соседние (они являются донорами тепла), а области с отрицательным потоком являются реципиентами и получают тепло. Из карты следует, что тепло переносится из тропических и субтропических районов континентов, а также из океанических областей умеренных широт.

Распределение потоков лучистой энергии, скрытых и явных потоков тепла в системе Земля – атмосфера, обусловленных процессами теплообмена между различными звеньями климатической системы, в среднем за год в относительных единицах по Шнайдеру и Деннету изображено на рис. 9.23. Из рисунка следует, что из общего количества солнечной энергии в 100 единиц (или 100%) поступающей на верхнюю границу атмосферы, 20 единиц поглоща-

ется в атмосфере термодинамически активными примесями и только 47 единиц – деятельным слоем суши и океана, 5 единиц поглощается облаками и 28 единиц отражается обратно в мировое пространство. Таким образом, в рассматриваемой схеме альbedo системы Земля – атмосфера составляет 28 %.

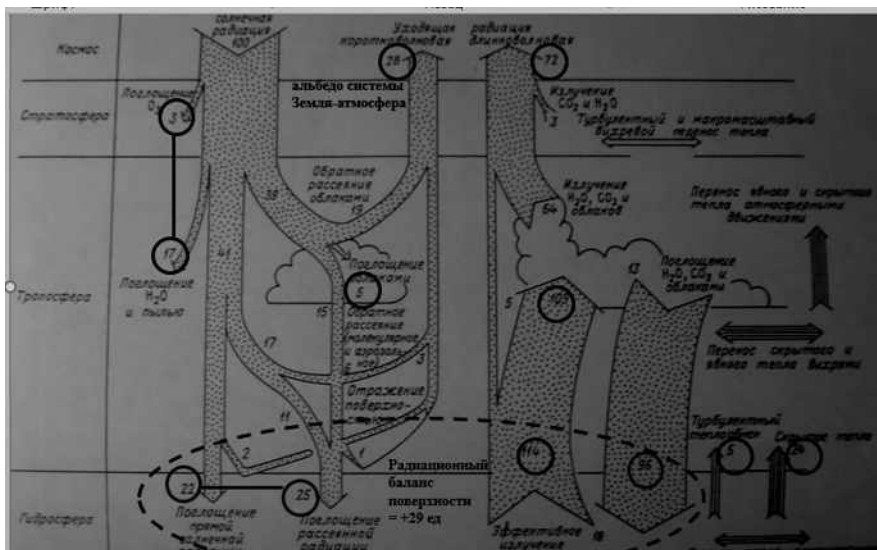


Рис.9.23. Схема теплового баланса системы Земля – атмосфера за год (в условных единицах)

Большая часть длинноволнового излучения подстилающей поверхности поглощается атмосферой (109 единиц из 114 единиц), на противоизлучение атмосферы приходится 96 единиц. Уходящее длинноволновое излучение составляет 72 единицы. Оно определяется излучением верхней границы облачности и верхних слоев атмосферы. Радиационный баланс подстилающей поверхности положителен и равен 29 единиц, в то время как для атмосферы он отрицателен и имеет такое же абсолютное значение. Таким образом, радиационный баланс системы Земля – атмосфера равен нулю. Перенос энергии от подстилающей поверхности к атмосфере осуществляется за счет скрытого тепла. Оно составляет 24 единицы, что приблизительно в 5 раз превышает турбулентный теплообмен (5 единиц).

Аналогичная схема теплового баланса системы Земля – атмосфера, но уже в Вт/м^2 приведена на рис.9.24.

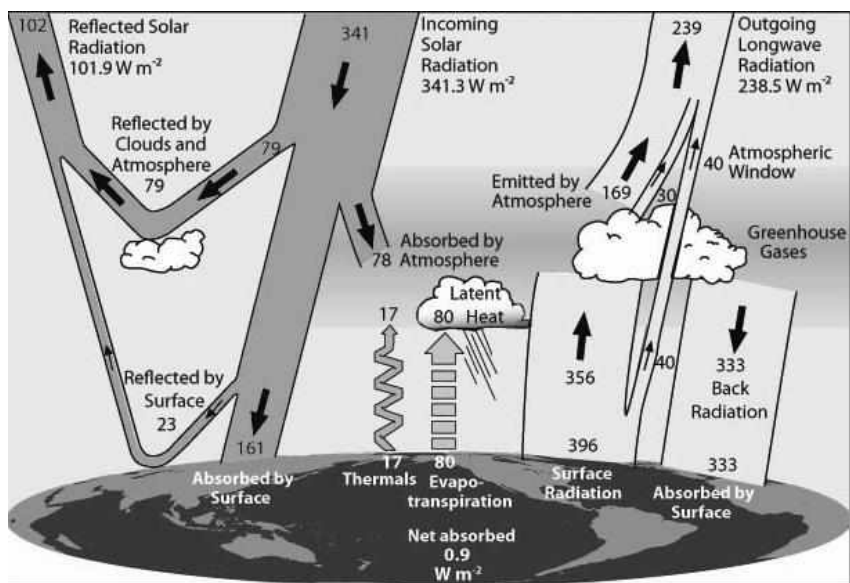


Рис.9.24. Схема теплового баланса системы Земля – атмосфера за год (в Вт/м^2)

Изображенные на схеме источники и стоки тепла представляют в основном механизмы вертикального перераспределения энергии в климатической системе. Однако, как указывалось выше, радиационный баланс компенсируется не только фазовыми преобразованиями тепла и турбулентным теплообменом, но и поступлениями энергии при ее горизонтальном переносе в океане и атмосфере за счет межширотного обмена масс воздуха и воды с различными температурными характеристиками. Именно горизонтальный перенос энергии имеет большое значение при формировании благоприятных климатических условий на планете, т.к. без него температура на экваторе была бы равна $+60^\circ\text{C}$, а на Северном полюсе -60°C с градиентом экватор – полюс в 120°C , в то время как при существующем переносе тепла среднегодовая температура на экваторе $+25^\circ\text{C}$, а на Северном полюсе -20°C [5]. Фактический градиент, который в 2,7 раза меньше и дает возможность для форми-

рования различных видов атмосферной циркуляции на планете, а не только одного преобладающего циркуляционного кольца между экватором и полюсом.

Литература

1. Алисов Б. П., Б. В. Полтараус Климатология, изд-во МГУ, 1974. – 298 с.
2. Атлас теплового баланса, под ред. М. И. Будыко, Л., 1955.
3. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. М., Межведомственный геофизический комитет, 1963.
4. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956. – 255 с.
5. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971. – 472 с.
6. Будыко М. И., Зубенок Л. И. Определение испарения с поверхности суши, – «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1961, № 6, с. 3–17.
7. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
8. Зубенок Л. И. Испарение на континентах. Л., Гидрометеиздат, 1976. 264 с.
9. Л.Т.Матвеев «Курс общей метеорологии. Физика атмосферы» Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 752 с.
10. С.П.Хромов, М.А.Петросянци Метеорология и климатология. Учебник. – 7-е изд., М.: Изд-во Моск. Ун-та: Наука,
11. U. S. Navy Marine Climatic Atlas of the World, vol. I–V, 1955–1959.

Лекция 10. Общая циркуляция атмосферы

Радиационный и тепловой балансы земной поверхности определяют запасы тепла в атмосфере и в деятельном слое и лежат в основе широтного распределения тепла. Наряду с этим течения общей циркуляции атмосферы создают межширотный обмен воздушных масс и служат причиной разнообразных адвективных переносов тепла.

Неравномерное поступление тепла к поверхности Земли приводит к неравномерному распределению атмосферного давления, а разность давления приводит к движению воздуха из областей высокого давления в области с низким давлением, которое воспринимается нами как ветер. На характер движения воздуха относительно земной поверхности оказывают влияние множество факторов, включая суточное вращение Земли, шероховатость поверхности, орографию и другие. Масштабы горизонтальных движений воздуха очень разные: от мельчайших вихорков до воздушных масс в тысячи километров и волн, сопоставимых с размерами материков и океанов. Поэтому по пространственному масштабу движения воздуха можно разделить на те, которые формируют или местную, или глобальную (общую) циркуляцию атмосферы. К местной циркуляции относятся, например, бризы, горно-долинные ветры, фёны, бора и другие.

Система же крупномасштабных воздушных течений на Земле называется общей циркуляцией атмосферы (ОЦА)[10]. Циркуляция атмосферы существенно нарушает широтную однородность климатических характеристик и, например, температуры воздуха на одной и той же широте могут отличаться на десятки градусов, особенно зимой. В результате общей циркуляции формируются и множество типов климата на планете и ОЦА является важнейшим климатообразующим фактором [11,19].

На характер движения воздуха относительно земной поверхности заметное влияние оказывает тот факт, что движение это происходит в очень тонкой газовой оболочке. Основная масса воздуха, около 80 %, сосредоточена в тропосфере — примерно в десятикилометровом слое. Радиус планеты равен 6371 км, высота тропосферы меняется и составляет приблизительно 16–18 км на эква-

торе, 10–12 км — в средних широтах, 7–10 км — в полярных областях. Такое соотношение между радиусом планеты и толщиной тропосферы позволяет использовать приближение мелкой воды при описании движений в тропосфере [19].

Квазипостоянство внешних (приходящая радиация, скорость вращения Земли) и внутренних (подстилающая поверхность, состав и структура атмосферы, рельеф) условий формируют и устойчивые виды общей циркуляции атмосферы на планете. К основным видам ОЦА на планете можно отнести следующие [17,21]:

- циркуляция в полярных областях планеты (полярный вихрь);
- зональная циркуляция или западный перенос в средних широтах;
- струйные течения;
- система циклонов и антициклоном межширотного обмена;
- центры действия атмосферы и климатические фронты;
- циркуляция в тропических широтах;
- муссонная циркуляция.

Различают две основные формы крупномасштабных движений воздуха: вихревые и волновые. К вихревым формам относятся циклоны и антициклоны, к волновым — волны Россби длиной более 5000 км, гравитационные и циклонические.

Существуют также 3 основных метода изучения общей циркуляции атмосферы: синоптический, статистический (или климатический) и гидродинамический. Синоптический метод подразумевает изучение крупномасштабных воздушных течений с помощью карт погоды различных уровней на конкретный момент времени. Статистический метод или метод синоптической климатологии основан на осреднении тех же синоптических карт или полей (давления, направления и скорости ветра, температуры). Гидродинамический метод содержит в своей основе математическое моделирование атмосферных процессов с помощью уравнений гидродинамики, отражающих физические закономерности, присущие атмосфере Земли и является наиболее перспективным для моделирования климатической системы Земли.

В настоящем курсе общей климатологии общая циркуляция атмосферы будет рассмотрена в рамках статистического метода, а применение физико-математических моделей климата будет рассмотрено в курсе динамики или теории климата.

10.1. Формирование общей циркуляции и ее виды

Основой циркуляции на любой, даже не вращающейся планете, является разность между поступлением тепла к экватору и полюсу, которая создает главный планетарный температурный градиент. Температурный контраст между полюсами и экватором назван В. В. Шулейкиным тепловой машиной первого рода (рис.10.1).



Рис.10.1. Главный температурный градиент между экватором и полюсом

По образному определению В.В.Шулейкина эта "машина планеты" работает следующим образом: "Экватор словно горячий паровой котел. Белые шапки полюсов – там холодильники. А топка – это Солнце. Лучистое солнечное тепло нагревает котел – воздух экватора. Нагретый воздух поднимается и течет к холодильникам, там остывает и, опускаясь, течет понизу к экватору. Так над Землей вращается огромное воздушное колесо, которое приводит в ход Солнце". Фактически – это первое и главное кольцо атмосферной циркуляции.

На самом же деле планета вращается, а на вращающейся планете возникает сила Кориолиса, которая отклоняет все движущиеся тела, в том числе и воздушные массы, вправо в северном полушарии и влево в южном полушарии, как показано на рис.10.2 сле-

ва. В районах около 30° градусов северной и южной широты движение становится направленным с запада на восток параллельно экватору. В результате теплый воздух, движущийся от экватора и холодный воздух, движущийся от полюса в главном кольце атмосферной циркуляции, отклоняются и встречаются примерно на 30° широты, где и происходит накопление воздуха, он опускается вниз и формирует зоны повышенного давления. Кроме того, зоны повышенного давления воздуха находятся на полюсах, в результате чего на планете формируются области высокого и низкого давления, как показано на рис.10.2 справа.

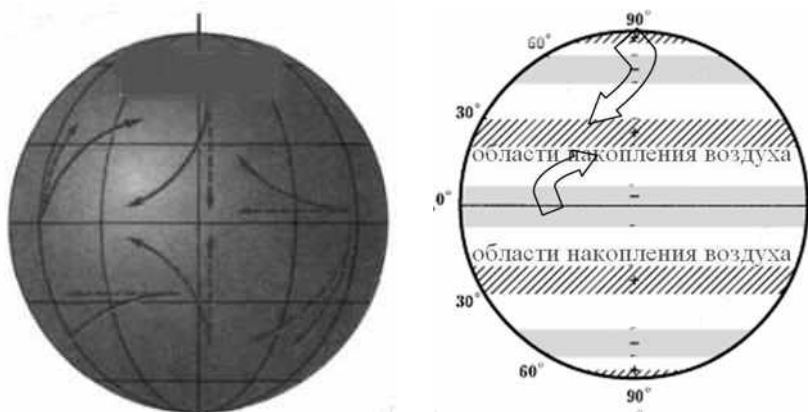


Рис.10.2. Отклоняющее воздействие силы Кориолиса (слева) и области высокого и низкого давления (справа)

В предположении равномерного прямолинейного горизонтального движения воздуха и отсутствия силы трения, при действии только двух взаимно уравнивающих сил — барического градиента и силы Кориолиса, крупномасштабная циркуляция атмосферы принимает квазигеострофический характер, когда сила барического градиента практически компенсируется силой Кориолиса. Это значит, что глобальные движения общей циркуляции достаточно близки к геострофическому ветру, т. е. мало криволинейны, мало подвержены трению и связаны с распределением давления таким образом, что направлены почти по изобарам (перпендикулярно градиенту давления). Отсюда — зонально ориентированная общая циркуляция атмосферы. Однако в слое трения

ближе к земной поверхности течения существенно отличаются от геострофического ветра и значительно отклоняются от изобар. Над слоем трения также нарушается геострофичность. Но все же в свободной атмосфере (тропосфере) отклонения движений общей циркуляции от геострофического ветра невелики, поэтому такие движения называют квазигеострофическими. Условие квазигеострофичности не выполняется на экваторе и в приэкваториальной области (и у земной поверхности и в свободной атмосфере). Так как в этих областях отклоняющая сила Кориолиса равна нулю или ничтожно мала, она не может уравнивать силу барического градиента

В связи с тем, что атмосфера имеет и вертикальную составляющую, между поясами высокого и низкого давления на Земле формируются и ячейки вертикальной циркуляции, как показано на рис.10.3.



Рис.10.3. Ячейки атмосферной циркуляции и основные ветры

Схема циркуляции, приведенная на рис.10.3 уже ближе соответствует фактической циркуляции тропосферы планеты, в которой имеют место 3 вертикальные циркуляционные ячейки в каждом полушарии: Хэдли, Ферреля и полярная (рис.10.4).

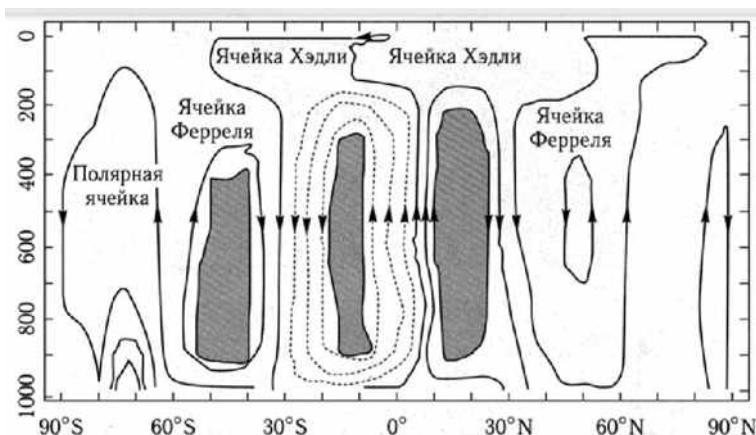


Рис.10.4. Вертикальная структура ячеек атмосферной циркуляции с направлением движения воздуха в них (по данным реанализа)

Циркуляционная ячейка Хэдли распространяется от экватора до тропиков, т.е. до 30° широты в обоих полушариях. Названа в честь английского метеоролога-любителя Джорджа Хэдли, впервые описавшего механизм возникновения пассатов в 1735 году. Эта замкнутая ячейка характеризуется восходящим движением воздуха у экватора, направленным к полюсу потоком на высоте 10–15 км, нисходящим движением в тропиках и противоположным потоком от тропиков по направлению к экватору у поверхности. Ветры, замыкающие ячейку Хэдли (от тропиков к экватору), называются пассатами или торговыми ветрами (trade winds), и являются северо-восточными в Северном полушарии и юго-восточными – в Южном. В противоположность им ветры на высоте в этой ячейке, дующие от экватора к тропикам получили название антипассатов. Зона схождения пассатов Южного и Северного полушарий получила названия внутритропической зоны конвергенции (ВЗК или InterTropical Convergence Zone (ITCZ)) и характеризуется низким давлением. Другое название этой зоны – экваториальная ложбина низкого давления. Циркуляционное движение воздуха в ячейке Хэдли осуществляется против часовой стрелки и с севера она ограничена тропическим поясом высокого давления, где нис-

ходящие потоки воздуха этой ячейки встречаются с нисходящими потоками воздуха ячейки Ферреля.

Ячейка Ферреля представляет собой замкнутый круговорот воздуха между субтропическими и субполярными широтами (от 30° до 60° широты) с переносом к высоким широтам в нижнем слое, подъемом в субполярных широтах, возвращением к низким широтам в верхнем слое и опусканием воздуха в субтропиках. Направление вращения происходит по часовой стрелке и противоположно вращению в соседней с ней ячейке Хэдли. Теория существования этой ячейки была разработана американским метеорологом Уильямом Феррелем в 1856 году.

Еще одним отличием от ячейки Хэдли является то, что у поверхности в средних широтах преобладают ветры не восточного, а западного направления, которые формируют отдельный и достаточно мощный элемент глобальной циркуляции атмосферы – западный перенос или зональную циркуляции (westerlies). Существование западного переноса связано с невыполнением для планеты закона сохранения абсолютного момента импульса т.к. в низких широтах в атмосферу поступает больший момент импульса, чем стекает к поверхности в средних широтах. Чтобы выровнять момент импульса скорости западных ветров растут до тех пор, пока не выравниваются по абсолютной величине сток и приток момента импульса. Основная причина больших скоростей западных ветров в том, они что расположены ближе к оси вращения Земли, чем зоны восточных ветров из-за сплюснутости планеты у полюсов. Поэтому для западных ветров характерно явление суперротации, когда их скорости больше, чем скорость вращения Земли. А для восточных ветров — явление субротации, когда их скорость меньше скорости вращения планеты.

Полярная ячейка или полярный вихрь (ПВ) имеет вид приповерхностного вихря, который закручивается на запад, выходя из полюсов; и высотного вихря, закручивающегося к востоку. Этот сильный циркумполярный поток воздуха возникает в период зимней полярной ночи в нижней и средней стратосфере. Из-за боковой изоляции воздух внутри вихря зимой сильно охлаждается (температура опускается ниже -80°C в Антарктиде). В Арктическом регионе ПВ не так четко выражен, как в Антарктике. Извест-

но, что возникновение озоновых дыр, например, в Антарктиде, происходит в основном из-за невозможности проникновения богатого озоном среднеширотного воздуха в полярную область [5].

Таким образом на Земле формируются области повышенного давления на широтах около 35° между ячейками Хэдли и Ферреля и около полюсов на широтах выше 65° в полярной ячейке. Зоны пониженного давления находятся около экватора (экваториальная депрессия) и в субполярных широтах (субполярные депрессии).

Направления ветров в разных областях также разное, как отдельно показано на рис.10.5.

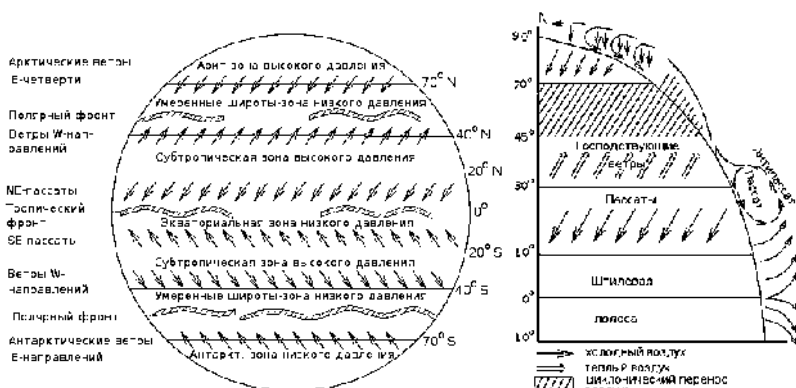


Рис.10.5. Зональное распределение направлений ветров на Земле

Области сходимости ветров или зоны конвергенции являются климатическими фронтами, которые отделяют один вид воздуха от другого. Так полярный фронт разделяет арктический воздух и воздух умеренных широт и с полюса из области высокого давления к фронту дуют арктические холодные ветры, а с юго-запада из субтропической области высокого давления относительно теплые ветры. Еще одним фронтом является тропический фронт, связанный с пассатами. Аналогичные климатические фронты, разделяющие антарктический воздух, воздух умеренных широт и тропический воздух имеют место и в Южном полушарии.

Однако, нельзя забывать и о главном температурном градиенте экватор-полюс, который определяет межширотный перенос воздуха. Именно меридиональные составляющие переноса воздуха

в общей циркуляции атмосферы, хотя они и меньше по сравнению с зональными, имеют очень большое значение и обуславливают обмен воздуха между различными широтами Земли. Природа этого межширотного переноса, согласно, например, Н.С.Сидоренкову [12] связана с тем, что тепловой баланс тропосферы положителен в экваториальных и тропических областях и отрицателен в умеренных и полярных широтах. Тропосфера непрерывно подогревается в низких широтах и охлаждается в высоких. А из-за того, что теплый воздух имеет меньшую плотность, чем холодный, то существует градиент плотности и воздух под действием архимедовых сил стремится перемещаться так, чтобы ликвидировать этот градиент. Фактически воздух движется не в виде замкнутых ячеек циркуляции, а в виде неупорядоченного, хаотического (турбулентного) перемещения крупных воздушных масс в направлении меридиана. Это проявление главного кольца циркуляции между экватором и полюсом. По-другому – это межширотный обмен воздухом в виде циклонов и антициклонов. Характерные горизонтальные размеры этих воздушных масс как элементов макротурбулентного обмена составляют тысячи километров, а вертикальная протяженность (толщина) примерно 10–20 км. Именно эти воздушные массы могут приносить тропический воздух далеко на север, а холодный северный воздух далеко на юг, который и вызывает холод и снегопады, например, в Северной Африке и на Ближнем Востоке.

Такой сложный характер атмосферной циркуляции, когда имеет место и вертикальная ячейчатая структура и межширотный обмен воздушных масс под влиянием главного градиента экватор – полюс и западный перенос, обуславливающий мощный поток воздуха вдоль широты приводит к ее неустойчивости. Согласно [3] возникающие в таком неустойчивом потоке волны могут распространяться и привести к полному разрушению зональной циркуляции и ее замене возмущенной циклонической циркуляцией.

Кроме того, на формирование общей циркуляции влияют и другие факторы. Согласно [6,7], неоднородности земной поверхности (распределение суши, моря, горных систем) способствуют созданию зон активного перемещения циклонических вихрей. Так, вдоль восточных побережий Азии и Северной Америки зимой проходят основные пути циклонов. Такой еще один специфиче-

ский тип атмосферной циркуляции как муссоны связан с неоднородностью нагрева и отдачи тепла морем и сушей.

Помимо кратко рассмотренных основных видов циркуляции, которые проявляются в основном в тропосфере, существуют еще особенности циркуляции стратосферы. К одному из таких важных видов стратосферной циркуляции относятся воздушные течения или джеты. На рис.10.6 показано расположение основных струйных течений: полярного и субтропического.

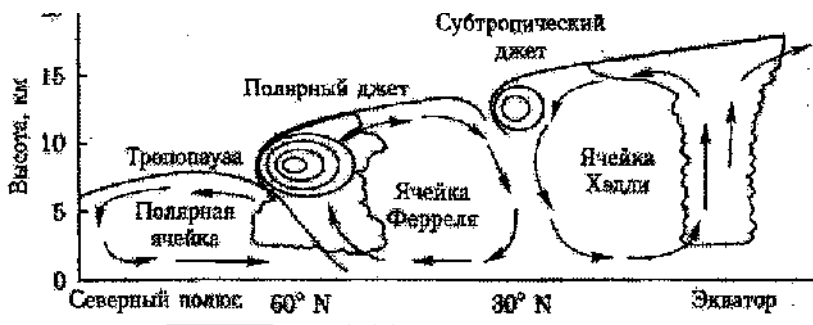


Рис.10.6. Расположение основных струйных течений в меридиональной циркуляции

Как следует из рис.10.6 [12], высота циркуляционных ячеек разная и уменьшается от 18 км на экваторе до 6–7 км в районе Северного полюса, что и определяет нижнюю границу основных струйных течений и их расположение: в стратосфере в низких широтах и в тропосфере и районе тропопаузы в высоких широтах.

Рассмотрим сейчас более детально каждый из основных видов атмосферной циркуляции в той же последовательности как в [4].

10.2. Зональная циркуляция

Главной причиной западного переноса являются температурная неоднородность атмосферы по широте и отклоняющее действие вращения Земли. Температурная неоднородность атмосферы обусловлена особенностями энергетического взаимодействия между деятельной поверхностью и атмосферой, и температурный контраст, имеющий место между низкими и высокими широтами,

проявляется не только у поверхности земли, но и во всей толще тропосферы. Поле давления на некотором уровне в тропосфере определяется полем температуры. Поэтому градиент давления в среднем также направлен от низких широт к высоким. На вращающейся Земле возникает перенос воздуха с запада на восток в результате закона сохранения момента количества движения. Однако температурные контрасты определяют не только интенсивность зонального движения воздуха, но и стимулируют возникновение вихревого компонента в форме циклонических и антициклонических вихрей, которые являются одним из основных механизмов межширотного обмена масс воздуха. Поэтому, чем больше температурные контрасты, тем интенсивнее вихревое движение в тропосфере, которое способствует некоторому выравниванию температурного контраста путем переноса избытка тепла в высокие широты, а избытка холода – в низкие.

Наглядное представление о вкладе межширотного переноса тепла можно судить из данных табл.10.1, где $T_{лр}$ – температура лучистого равновесия, т.е. обусловленная только приходящей радиацией без влияния межширотного переноса тепла; $T_{ф}$ – фактическая средняя температура на рассматриваемой широте; ΔT – вклад в фактическую температуру межширотного переноса тепла.

Таблица 10.1.

Распределение среднеширотных значений температуры лучистого равновесия и фактической температуры воздуха в Северном полушарии

Тем- ра, °C	Широта (град.)									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
$T_{лр}$	39	36	32	22	8	-6	-20	-32	-41	-44
$T_{ф}$	26	27	25	20	14	6	-1	-9	-18	-22
ΔT	-13	-9	-7	-2	6	12	19	23	23	22

Из табл. 10.1 видно, что межширотный воздухообмен приводит к понижению температуры на 7–13 °C в низких широтах и к повышению температуры на 19–23 °C в высоких широтах, т. е. посредством этого обмена высокие широты приобретают дополнительное тепло, а низкие широты охлаждаются за счет притока более холодного воздуха из высоких широт. Причем приток тепла на

широтах от 50° до 80° увеличивает температуру в несколько раз, например, с -23°C до -1°C на широте 60° .

Однако, влияние межширотного обмена теплом или вклад тепловой машины 1-го рода (экватор – полюс) существенно уменьшается, если перейти к рассмотрению сезонов. Так, на рис.10.7 приведена карта относительной топографии ОТ 500/1000 для января, которая характеризует температуру тропосферы в слое до 9 км. Из деформации изогипс следует, что зимой тепло в средние широты поступает в основном не от экватора, а от океана, т.к. над океанами имеют место гребни тепла, а на суше ложбины холода. В этом случае работает в основном тепловая машина 2-го рода (океан – суша).

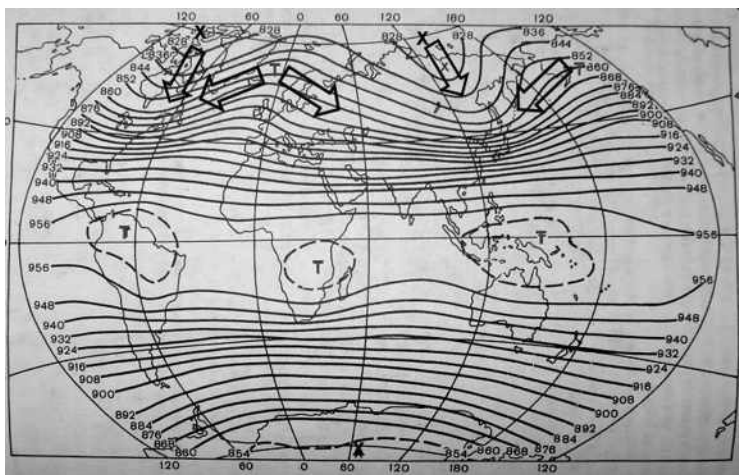


Рис.10.7. Относительная топография ОТ 500/1000. Январь.

В июле же, наоборот, гребни тепла располагаются уже над перегретыми континентами от которых океаны получают тепло. В Южном полушарии такая заметная деформация изогипс отсутствует, поскольку большую его часть занимает однородная океаническая поверхность.

Интенсивность западного переноса или зональной циркуляции хорошо выражена на рис.10.8 и 10.9, на которых показано широтное и высотное распределение в тропосфере зональных компонентов скорости ветра над Северным полушарием для года

(рис.10.8) и для четырех его сезонов (рис.10.9), где положительные значения скорости соответствуют западному ветру, отрицательные – восточному.

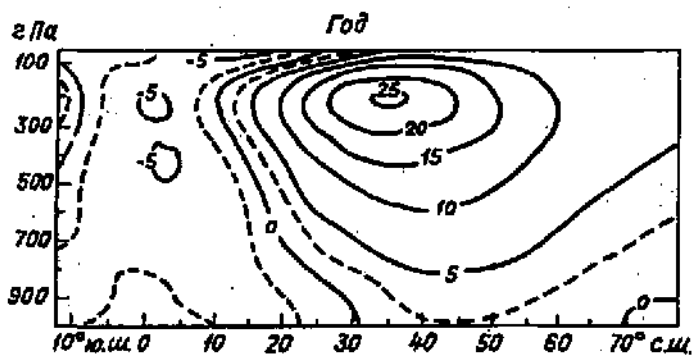


Рис.10.8. Средние за год значения зональной составляющей скорости ветра (м/с)

Из рис.10.8 следует, что западные ветры значительно сильнее восточных и охватывают большую часть северного полушария севернее широты 30° с максимумом в 25 м/с на высоте 200 гПа или 12 км.

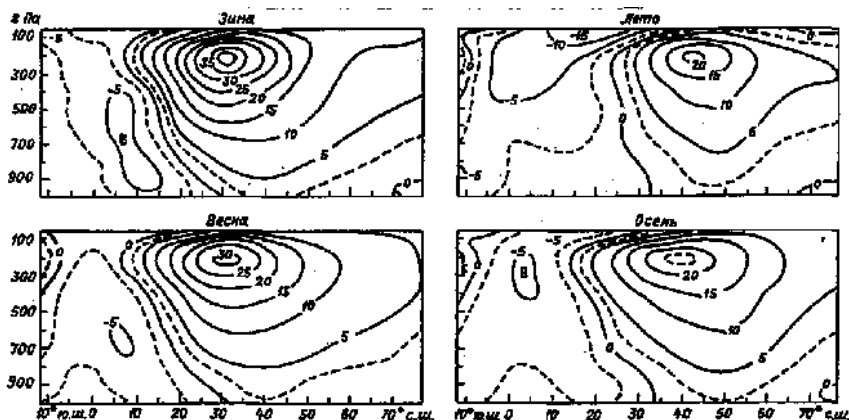


Рис.10.9. Средние за сезоны значения зональной составляющей скорости ветра (м/с)

Из сезонных распределений скорости на рис.10.9 видно, что во все сезоны западный перенос преобладает над большей частью

тропосферы, особенно зимой, хотя интенсивность его в значительной степени зависит от времени года. Наибольшая интенсивность западного переноса наблюдается зимой вблизи 30° с. ш. на высоте изобарической поверхности 200 гПа также, как и для среднегодовых скоростей ветра (рис.10.8) Летом очаг максимума западного переноса проявляется около 40° с. ш. В экваториальной и тропической зонах направление переноса масс воздуха меняется на противоположное. При этом вертикальная протяженность, интенсивность, характер вертикального сдвига восточного потока в большей мере зависят от времени года и широты. Например, если осенью максимум скорости восточного потока располагается на уровне поверхности 300 гПа (9 км), то весной наиболее сильный восточный ветер в тропиках отмечается вблизи изобарической поверхности 700 гПа (3 км).

В Южном полушарии скорости западного переноса во все сезоны превышают аналогичные скорости ветра в Северном полушарии и если в Северном наибольшие скорости составляют 20-25 м/с, то в Южном они составляют 30-35 м/с и располагаются между широтами 40° и 50° .

Более подробную картину представляют поля средних месячных значений зональных и меридиональных составляющих скорости ветра на различных высотах в тропосфере и стратосфере. В них более рельефно проявляются особенности воздушных течений, определяющиеся влиянием наиболее важных климатообразующих факторов, таких как неравномерное распределение солнечной энергии на земной поверхности, особенности распределения океанов и материков, рельеф, сезонные особенности поглощения солнечной радиации термодинамически активными примесями в стратосфере, и образование под действием перечисленных факторов зон высокой бароклинности в атмосфере.

Зональная циркуляция в тропосфере

Прежде всего, рассмотрим поле средних значений зональной составляющей скорости ветра (м/с) в тропосфере на разных высотах в разные месяцы характерных сезонов года. На рис.10.10 представлено поле зональной составляющей скорости ветра на высоте 3 км в январе в Северном полушарии, где оконтуренные области с

буквой «з» характеризуют западную составляющую зонального ветра, а области с буквой «в» – восточную составляющую. Практически все Северное полушарие вплоть до 20° с. ш. охвачено хорошо выраженным западным переносом. Лишь над центральной Арктикой формируется область восточных ветров, распространяющаяся на Чукотку, Берингово и Охотское моря.

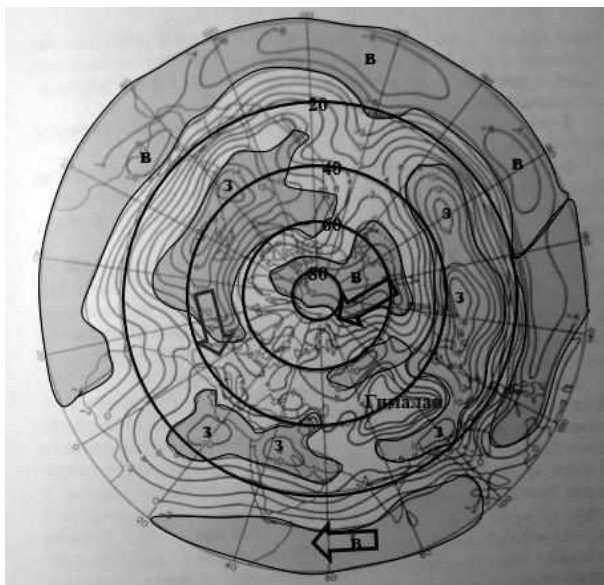


Рис.10.10. Поле средних значений зональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 3 км в январе

В общем западном потоке выделяется пояс наиболее сильных ветров над Тихим океаном, Северо-Американским континентом и Атлантическим океаном. Он располагается между широтами 35° – 45° с. ш. В нем наблюдается несколько максимумов среднемесячных значений зонального компонента. Над восточной частью Атлантического океана пояс интенсивного западного переноса опускается до 25° – 35° с. ш., проходит над северной частью Африки и Аравией. Далее к востоку зона интенсивного западного переноса разделяется на две части, обтекая обширную горную систему Азиатского континента с севера и юга. Над Китаем эти потоки вливаются в зону сильных западных ветров над Тихим океаном.

Смещение пояса сильных ветров к югу над Африкой и Евразией обусловлено выхолаживанием континентов. Благодаря этому зона наиболее сильной бароклинности занимает более южное положение по сравнению с положением ее над океанами. Раздвоение потока над Азией происходит под влиянием обширнейшей горной системы, включающей Гималаи, Тибет, Тянь-Шань и Алтай. В тропической зоне южнее 20° с. ш. западные потоки сменяются восточными.

На высоте 12 км западный перенос масс воздуха наблюдается практически уже над всем полушарием. Восточные потоки можно обнаружить лишь в тропической зоне Тихого и Индийского океанов (рис. 10.11).



Рис.10.11. Поле средних значений зональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 12 км в январе

Зона наиболее интенсивной зональной циркуляции на высоте 12 км выделяется еще более отчетливо, чем на высоте 3 км. Над Северо-Американским континентом и Атлантическим океаном она располагается на $30^\circ - 40^\circ$ с. ш. Отрог, направленный к северо-

востоку от основного течения, совпадает с положением североатлантической энергоактивной зоны, характеризующейся высокой бароклинностью. Основной западный поток из центральной Атлантики устремляется к юго-востоку и, имея ось примерно на 30° с. ш., проходит по северу Африки, Аравии, северу Индии, через центральный Китай, несколько южнее Японии, пересекает Тихий океан и выходит на Северо-Американский континент.

Таким образом, зимой Северное полушарие в полосе 25° – 40° с. ш. окольцовано интенсивным западным переносом. В азиатской ветви этого кольца обнаруживаются максимумы. Один из них можно видеть над Персидским заливом, второй – над Японскими островами. Последний из них можно считать абсолютным максимумом для Северного полушария. В его области даже среднемесячная скорость зонального потока превышает 60 м/с.

Очевидно, что помимо зональной составляющей (западной и восточной) скорость ветра имеет и меридиональную составляющую (северную и южную), поля которой показаны на рис.10.12.

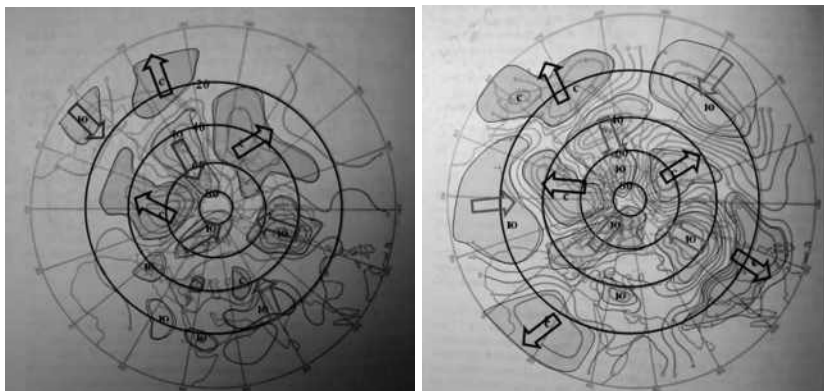


Рис.10.12. Поля средних значений меридиональной составляющей скорости ветра (м/с) в январе на высоте 3 км (слева) и 12 км (справа)

На высоте 3 км (рис.10.12 слева) обширная область с южной составляющей скорости ветра обнаруживается в юго-восточной Европе и распространяется на Малую Азию, Казахстан и Среднюю Азию, затем переходит на юг Китая и северную часть Индокитая. Северная составляющая охватывает практически всю нижнюю

тропосферу над Северо-Американским континентом. Эта обширная зона через полярные районы соединяется с другой большой зоной, в которой северная составляющая ветра охватывает Северную, Западную и Центральную Европу, а также Средиземное море. Поэтому над западной частью Европы в средней тропосфере зимой преобладают северо-западные ветры, в то время как над восточной ее частью – юго-западные. Северо-западные ветры наблюдаются также над восточной частью Азии.

Меридиональные воздействия на зональный поток на высоте 12 км (рис.10.12 справа) приводят к тому, что практически весь Северо-Американский континент на высоте 12 км охвачен северо-западным потоком. Зона с северной составляющей над Америкой через полярные районы соединяется с другой обширной областью преобладания северной составляющей, включающей всю Европу, большую часть Азии, в том числе Сибирь, Монголию, Северный Китай. К югу от этой области располагается область южной составляющей переноса. Она занимает большую часть Северной Африки, Индию, Индокитай, Филиппинские острова и распространяется далее к северо-востоку, охватывая Японию, Камчатку, Чукотку и северо-западную часть Тихого океана.

На высоте 3 км максимальные скорости западной составляющей ветра достигают 14–18 м/с, восточной составляющей – 6–8 м/с, северной – 4–6 м/с и южной – 4–8 м/с. Поэтому можно считать, что у поверхности западная составляющая ветра преобладает над всеми остальными как по величине в 2–2.5 раза, так и по площади распространения. На высоте 12 км преобладает только западная составляющая, максимальные скорости которой составляют 40–60 м/с, в то время как остальных составляющих – 6–10 м/с, т.е. в 6 раз меньше.

Летом, как свидетельствует рис. 10.13, в средней тропосфере на высоте 3 км над большей частью Северного полушария также преобладает западный перенос. Западный поток над Северо-Американским континентом наибольшей скорости достигает над районом Великих озер. Зона максимальных ветров вытягивается через о. Ньюфаундленд на северную часть Атлантического океана. Над Атлантическим океаном граница западного потока проходит

по 35° с. ш. и над восточной Атлантикой поворачивает к югу на Северную Африку.

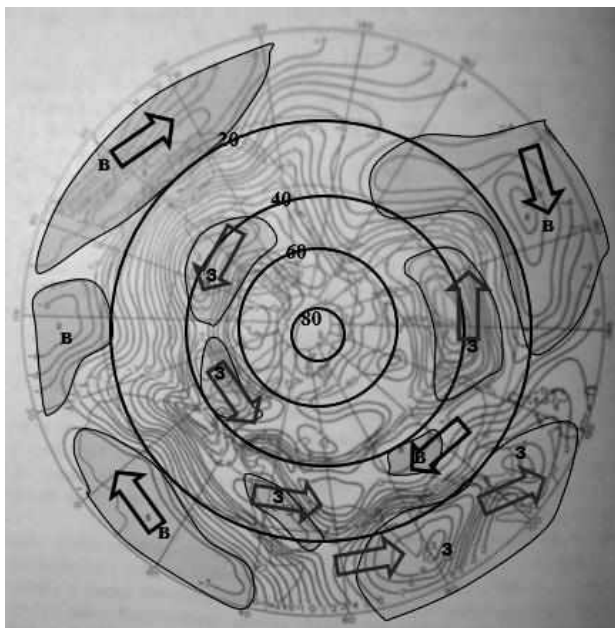


Рис.10.13. Поле средних значений зональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 3 км в июле

В области западного потока над Европой обнаруживается два частных максимума, один из которых располагается юго-западнее Ирландии, второй – над Средиземным морем. Эти максимумы дают начало двум ответвлениям западного потока. Одна ветвь проходит через Европу на Казахстан, юг Сибири, Монголию, северо-восточный Китай, Корею и Японию. Далее она поворачивает на северо-восток и через Чукотку, Аляску и северную часть Тихого океана сливается с западным течением над Северо-Американским континентом. Вторая ветвь западного переноса проходит к юго-востоку на Аравийский полуостров и вливается в обширную область западных ветров, которая охватывает Индостан, Индокитай,

Филиппинские острова и омывающие их просторы северной части Индийского океана.

Структура зонального потока в верхней тропосфере (рис. 10.14) является более простой, чем в нижней тропосфере, поскольку многообразие влияния подстилающей поверхности с высотой ослабевает. Особенности ее заключаются в том, что западный перенос наблюдается практически во всей внетропической части северного полушария, а над Тихим океаном происходит распространение области западного переноса далеко к югу и юго-западу, так что граница его проходит от Марианских островов до о. Пальмира и поворачивает к северо-востоку на Центральную Америку.

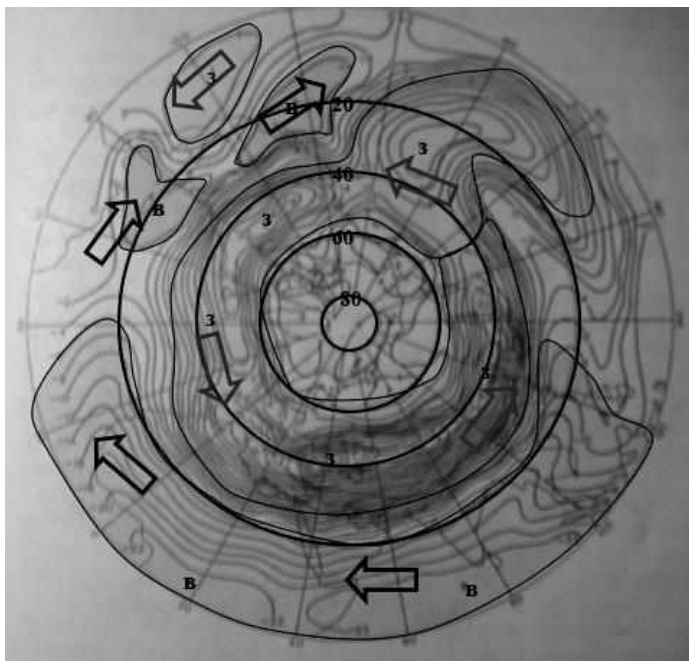


Рис.10.14. Поле средних значений зональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 12 км в июле

В области западного потока в верхней тропосфере выделяется зона наиболее сильных ветров, расположенная между 40° и 50° с. ш. В ней наблюдается несколько максимумов западного ветра.

Среднемесячное значение зонального компонента скорости ветра в областях максимумов составляет 24 – 30 м/с.

В целом летом зональная циркуляция менее интенсивна, чем зимой, но при этом и влияние меридиональной составляющей более существенно. Так на высоте 3 км максимальные скорости западной составляющей летом в 2 раза меньше, чем зимой и равны 8-10 м/с, а восточной близки к ней и составляют 7–9 м/с. В тоже время и максимальные скорости меридиональной составляющей ненамного ниже и равны 4–5 м/с для южной и 3–4 м/с для северной составляющих, т.е. в 2 раза меньше, чем западной.

Влияние меридиональной составляющей летом показано на рис. 10.15. В средней тропосфере летом над западной частью Северо-Американского континента, южной его частью, а также над Центральной Америкой наблюдается южная составляющая потока (рис.10.15 слева). Остальная часть Северо-Американского континента охвачена потоком с северной составляющей, который наблюдается также над Атлантическим океаном вплоть до западного побережья Европы.

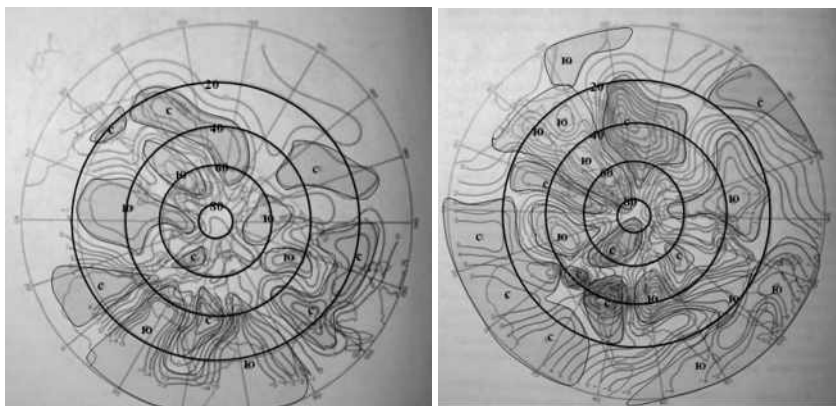


Рис.10.15. Поля средних значений меридиональной составляющей скорости ветра (м/с) в июле на высоте 3 км (слева) и 12 км (справа)

В верхней тропосфере (рис.10.15 справа) над восточной частью Тихого океана и западной частью Северной Америки преобладает южная составляющая потока, переходящая на севере и во-

стоке континента на северную. Южная составляющая появляется только восточнее о. Ньюфаундленд, но уже западнее Азорских островов поток вновь приобретает северную составляющую, так что восточная часть Атлантического океана, Западная Европа находятся под воздействием северо-западного переноса. Южная составляющая вновь появляется над Восточной Европой, но уже над Казахстаном и Средней Азией поток вновь приобретает северную составляющую. Далее над Сибирью в зональном потоке появляется южная составляющая, сменяющаяся над Дальним Востоком на северную. В южных широтах северного полушария над Африкой, Аравией, севером Индии преобладают потоки с южной составляющей.

Максимальные скорости ветра в верхней тропосфере летом также меньше, чем зимой и составляют 28–32 м/с для западной составляющей, 20–22 м/с для восточной, 10–12 м/с для северной и 5–7 м/с для южной составляющей.

Сравнение полей составляющих скорости ветра в тропосфере летом и зимой показывает, что как поля зональной, так и меридиональной составляющей скорости ветра существенно различаются. Причиной этого являются различия в количествах солнечного тепла, поступающего на земную поверхность в зимние и летние месяцы, а также различные механизмы теплообмена между атмосферой и подстилающей поверхностью, которые образуются в процессе сложных взаимодействий между звеньями климатической системы.

Зональная циркуляция в стратосфере

Тепловой режим в стратосфере обладает еще более выраженной сезонностью. Это связано с тем, что в отличие от тропосферы он обусловлен в основном не особенностями энергетического взаимодействия атмосферы с деятельной поверхностью суши и океана, а лучистыми потоками тепла, излучаемыми и поглощаемыми термодинамически активными примесями атмосферы, особенно озоном. Летом поглощение озоном ультрафиолетовой радиации солнца приводит к нагреванию воздуха. С увеличением температуры концентрация озона понижается, что вызывает уменьшение поглощения солнечной радиации. Таким образом, происходит ста-

билизация температуры на верхней границе стратосферы, которая располагается в среднем на высоте 50 км. В течение полярной ночи зимой воздух охлаждается посредством длинноволнового излучения. В стратосфере, особенно на высотах 25–35 км, между зимой и летом возникают большие разности температур. Следствием этих процессов является тот факт, что поле температуры от лета к зиме меняется на противоположное, уменьшаясь или увеличиваясь в высоких широтах в верхней стратосфере на 40 – 50°C и более.

На рис.10.16 представлены карты относительной топографии изобарической поверхности 10 гПа над поверхностью 100 гПа для января (рис.10.16 слева) и июля (рис.10.16 справа), которые характеризуют среднюю температуру воздуха в слое стратосферы между этими изобарическими поверхностями.

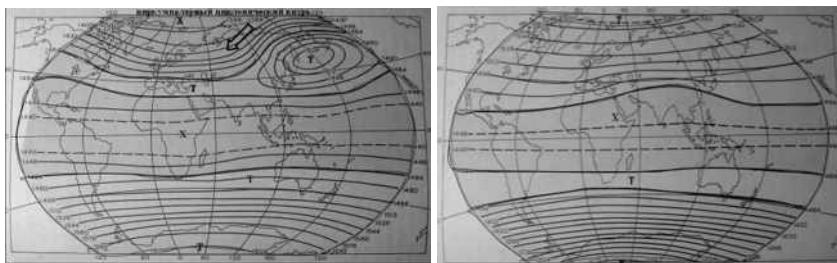


Рис.10.16. Карты относительной топографии ОТ 10/100 гПа для января (слева) и июля (справа).

Как следует из рис. 10.16, в январе в высоких широтах располагается область холода, обусловленная потерей тепла стратосферой посредством инфракрасного излучения. В низких широтах Северного полушария обнаруживается полоса тепла, смещенная к северу над Тихим океаном. Однако основная область тепла захватывает приполярные районы Южного полушария, которые в январе непрерывно освещаются солнцем. В июле, наоборот, область тепла образуется над высокими широтами Северного полушария, а область холода – над высокими и средними широтами Южного полушария.

Так как высота геопотенциала пропорциональна средней температуре воздуха в слое, с областью тепла связана область повы-

шенного давления – антициклонический циркумполярный вихрь, а с областью холода – стратосферная область низкого геопотенциала – циркумполярный циклонический вихрь. В Северном полушарии в январе над восточными частями континентов обнаруживаются ложбины, а над океанами – гребни. Особенно это влияние сказывается в Южном полушарии. Над приполярными районами на высоте около 20 км наблюдается не антициклонический вихрь, как в июле в высоких широтах Северного полушария, а слабовыраженный циклон. Области высокого давления в январе располагаются в тропиках северного полушария и в Южном полушарии в средних широтах.

На рис. 10.17 представлены поля зональной и меридиональной составляющих скорости ветра на высоте 30 км в январе.

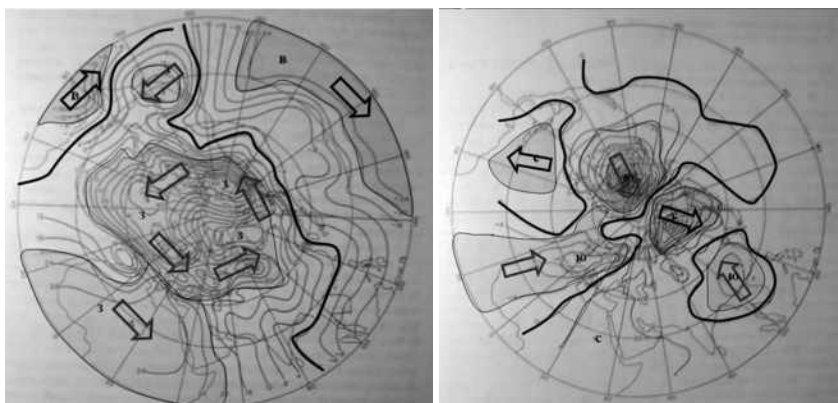


Рис.10.17. Поля средних значений зональной (слева) и меридиональной (справа) составляющей скорости ветра (м/с) в январе на высоте 30 км

Из рис.10.17 следует, что в стратосфере зимой западный перенос занимает большую часть полушария, однако распределен он неравномерно. Над Тихим океаном и западом Северной Америки его граница поднимается до $45 - 50^\circ$ с.ш., в то время как над районами Юго-Восточной Азии граница между западными и восточными потоками опускается в тропическую зону. Как и в тропосфере, в стратосфере зимой в западном потоке формируется зона наиболее интенсивной циркуляции. Она располагается в широтном поясе между 50° и 70° с. ш. В этой зоне образуется ряд макси-

мумов, в которых среднемесячное значение зональной составляющей достигает 30 – 40 м/с и более. Один из них располагается над американским сектором Арктики (о. Виктория – Баффинова Земля), второй – над севером Атлантического океана, третий – над севером Европы. Еще два частных максимума выделяются над Центральной Европой и югом Сибири. Максимальные скорости западной составляющей ветра зимой составляют 40 – 46 м/с, а восточной почти в 2 раза меньше: 20 – 25 м/с.

Вместе с тем, зимой в стратосфере существенны и меридиональные составляющие скорости ветра, достигающие 32 – 46 м/с, для южной составляющей и 24 – 28 м/с для северной. Поэтому зимой в стратосфере над обширным пространством, включающим Северо-Американский континент, Центральную Америку, центральную и восточную части Тихого океана, потоки имеют северную составляющую (рис.10.17 справа). Наибольшие значения меридионального компонента располагаются над севером Канады. Эта зона на востоке через Северную Атлантику переходит в область северной составляющей над западной половиной Европы. Над большей частью Азии зимой располагается обширная область с юго-западными потоками. Лишь над Китаем и Индокитаем обнаруживается область слабовыраженных северных составляющих.

В соответствии со структурой поля давления, стратосфера летом над всем северным полушарием охвачена только восточным потоком (рис. 10.18) с его максимальными скоростями 36 – 42 м/с. Западная составляющая ветра практически отсутствует, также незначительны северная (максимальная скорость 4 – 5 м/с) и южная (максимальная скорость 1 – 2 м/с) составляющие. Небольшие возмущения восточного потока за счет меридиональной составляющей приводят к тому, что в стратосфере, над центральной и восточной частями Тихого океана скорости ветра имеют южную составляющую. Она захватывает и западное побережье Северной Америки. Над остальной частью этого континента наблюдаются северо-восточные ветры, которые над центральной частью Атлантического океана переходят на юго-восточные. Их можно обнаружить также над Европой. Область с северной составляющей располагается над Сибирью и Дальним Востоком, а также Китаем.

Большая часть стратосферы тропической и субтропической зоны Северного полушария охвачена юго-восточными потоками.

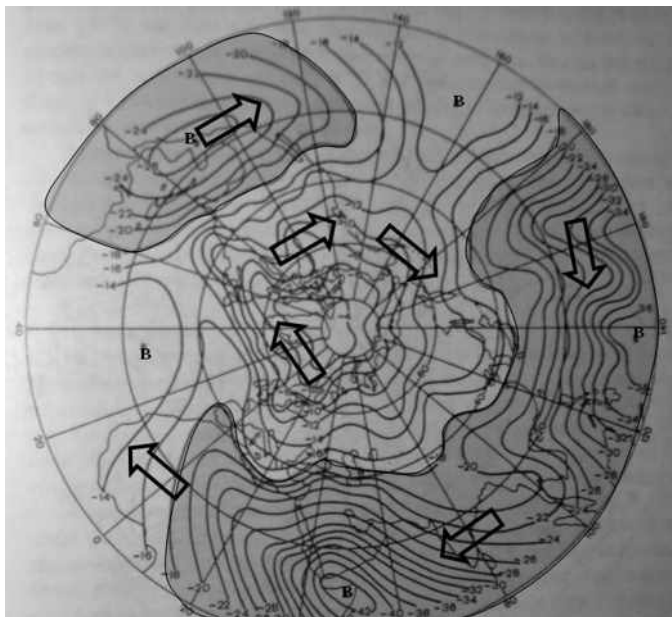


Рис.10.18. Поля средних значений зональной составляющей скорости ветра (м/с) в июле в стратосфере на высоте 30 км

Таким образом, если зимой наблюдающийся в тропосфере внетропических широт западный перенос продолжает сохраняться в стратосфере и распространяется даже на мезосферу, летом он, начиная с некоторой высоты, переходит на восточный. Переход циркуляции в стратосфере, а также в мезосфере от зимнего типа к летнему и наоборот происходит соответственно в весенний и осенний сезоны. Смена зимнего западного течения на летнее восточное происходит, как правило, сверху вниз. В верхней мезосфере она начинается в конце марта – начале апреля и продолжается в течение апреля в нижней мезосфере и стратосфере. При этом обращение ветра распространяется вниз в северных широтах быстрее, чем в южных. Осенняя перестройка поля ветра происходит в особенно короткий период времени.

10.3. Струйные течения

На климатических картах абсолютной и относительной топографии в тропосфере и нижней стратосфере выделяются зоны со значительным сгущением изогипс. Если же рассматривать не осредненные климатические, а, например, ежедневные карты барической топографии, то обнаруживаются узкие зоны с очень большими градиентами геопотенциала, так называемые высотные фронтальные зоны. В этих зонах скорость ветра обычно достигает очень больших значений по сравнению с соседними районами.

Поэтому такой узкий поток воздуха со скоростями более 30 м/с, расположенный в верхней тропосфере или стратосфере, который характеризуется большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра, а также наличием одного или нескольких максимумов скорости ветра, называют струйным течением. В струйных течениях вертикальный градиент ветра более 5 м/с на 1 км, горизонтальный более 10 м/с на 100 км.

Струйное течение (*jet stream*) связано с фронтальными зонами и имеет эллиптическое по форме вертикальное поперечное сечение. Протяженность струйных течений составляет тысячи километров, ширина – несколько сотен километров, а глубина по вертикали – несколько километров. Скорости ветра в струйном течении изменяются вдоль струи, причем очаги максимальных скоростей на оси перемещаются по ветру. Струи перемещаются в виде извивающихся «воздушных рек» и в основном направлены вдоль широты, но могут иметь меридиональное и ультраполярное направление.

По расположению в атмосфере струйные течения делятся на тропосферные и стратосферные. Стратосферные струйные течения имеют место у полюсов, а тропосферные в зависимости от широты подразделяются на струйные течения умеренных широт, субтропические струйные течения и экваториальные струйные течения. Основные характеристики струйных течений – это высота или положение оси (Н, км) и скорость: средняя (V_{cp}) и максимальная (V_{max}) в км/час.

На рис.10.19 приведены струйные течения Северного полушария зимой, а на рис.10.20 – летом.

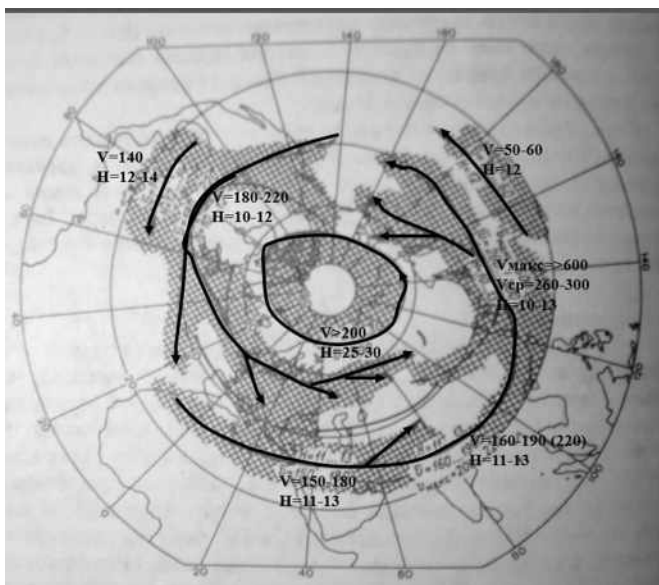


Рис.10.19. Струйные течения в Северном полушарии зимой

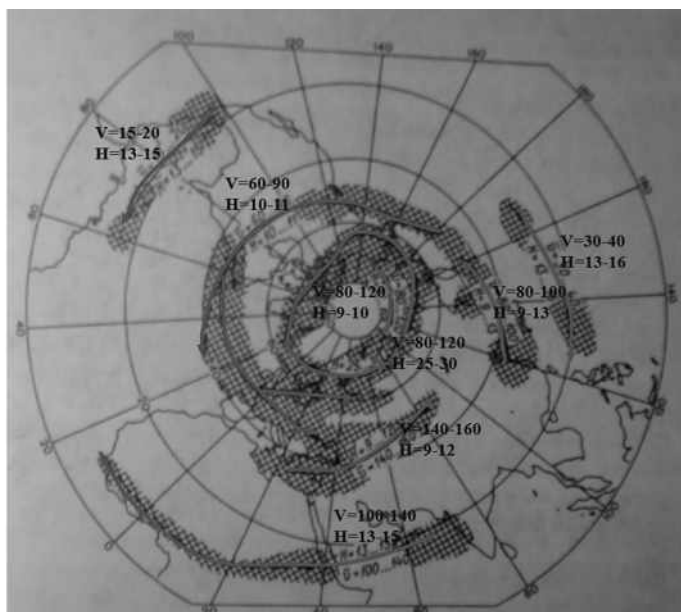


Рис.10.20. Струйные течения в Северном полушарии летом

Сопоставление струйных течений в разные сезоны года примерно на одних и тех же широтах позволяет сделать следующие выводы.

Полярное стратосферное струйное течение зимой наблюдается на высотах 25–30 км со скоростями более 200 км/ч и имеет направление с запада на восток, т.е. формируется в западном потоке. На этой же высоте струйное течение наблюдается в стратосфере и летом, однако направление переноса меняется на противоположное в связи с образованием в полярной стратосфере антициклонического вихря. Летом струйное полярное течение имеет несколько меньшие скорости 80–120 км/ч.

Струйные течения умеренных широт имеют западное направление и образуются в области высотных фронтальных зон, располагающихся между высокими антициклонами и циклонами. Первые из них формируются в области тепла, а вторые – в области холода. Чаще всего уровень максимального ветра в струйном течении умеренных широт находится на высоте 8–10 км зимой и 9–12 км летом. Максимальные скорости ветра на оси струйного течения могут достигать 180–220 км/ч и более.

Субтропические струйные течения возникают на северной периферии субтропических антициклонов. Ось струйного течения находится на высоте 11–13 км. Положение оси субтропического струйного течения меняется от зимы к лету. Зимой она располагается в зоне 25–35° с. ш., летом смещается на север в зону 35–45° с. ш. Средние скорости ветра на оси этого струйного течения составляют 150–200 км/ч. Наибольшие скорости ветра в струйных течениях наблюдаются там, где в области высотных фронтальных зон образуются наибольшие контрасты температуры. Это происходит, как правило, над восточными окраинами материков и прилегающими зонами океанов. В отдельных случаях, например, скорость ветра над Японскими островами превышала 300–400 км/ч. На восточных окраинах материков субтропическое струйное течение часто сливается с внетропическим, образуя широтную зону сильных ветров. Наиболее интенсивным субтропическое струйное течение, как и внетропическое, бывает зимой. Преобладающим направлением течения является западное.

Экваториальные струйные течения развиваются на высотах 15—20 км между 5° с. ш. и 5° ю. ш. Чаще всего они обнаруживаются над севером Южно-Американского континента, северной частью Австралии, южной частью Азии, а также над Африкой и Аравией. В преобладающем числе случаев они имеют восточное направление и обнаруживаются летом.

10.4. Система циклонов и антициклонов

Важным элементом общей циркуляции атмосферы является система циклонов и антициклонов межширотного обмена. Наибольшее значение в этом циркуляционном звене имеет циклоническая деятельность во внетропических широтах. Циклоны и антициклоны внетропических широт образуются в области высотных фронтальных зон, характеризующихся большими горизонтальными градиентами температуры в тропосфере, а, следовательно, большими градиентами давления и высокими скоростями ветра [5,8,15]. На картах относительной и абсолютной топографии можно заметить, что зоны больших контрастов температуры то усиливаясь, то ослабевая опоясывают практически все Северное и Южное полушария. Наиболее благоприятные условия для возникновения циклонов создают интенсивная адвекция холода, усиливающая контраст температуры, и расходимость воздушных течений в средней тропосфере. Такие условия создаются в ряде районов Северного и Южного полушарий, особенно в тех районах Земли, где располагаются так называемые энергоактивные зоны океанов.

Влияние океана на циркуляцию атмосферы более крупномасштабно по сравнению с энергоактивными зонами суши. Мировой океан является главным аккумулятором лучистой энергии Солнца, с одной стороны, а его деятельный слой — главным источником тепла, поступающего в атмосферу умеренных широт в холодное полугодие, с другой. Поэтому теплосодержание Мирового океана является главным генератором общей циркуляции атмосферы. Вихревой компонент в виде циклонов и антициклонов появляется именно при взаимодействии атмосферы с энергоактивными зонами океана.

Распределение энергоактивных зон в Северном и Южном полушариях неодинаково. В результате неравномерного распределения материков и океанов в Северном полушарии распределение энергоактивных зон в нем оказывается значительно более сложным, чем в Южном полушарии. Неодинаковым является и распределение зон с высокой бароклинностью в тропосфере Северного и Южного полушарий. В Северном полушарии поля температуры и геопотенциала в большей степени изменяются от зимы к лету, чем в Южном. Зимой над океанами образуются гребни тепла, а над материками – ложбины холода. Поскольку оси ложбин приходятся на восточные части материков, а оси гребней – на восточные части океанов, то в восточных частях материков (Северной Америки и Азии) происходит интенсивная адвекция холода, и именно здесь наблюдаются благоприятные условия для возникновения циклонов, над континентами – благоприятные условия для антициклологенеза.

С точки зрения общей циркуляции интерес представляю области с наибольшей повторяемостью циклонов и антициклоном. На рис.10.21 приведены карты повторяемостей подвижных циклонов и антициклонов в январе над северным полушарием.

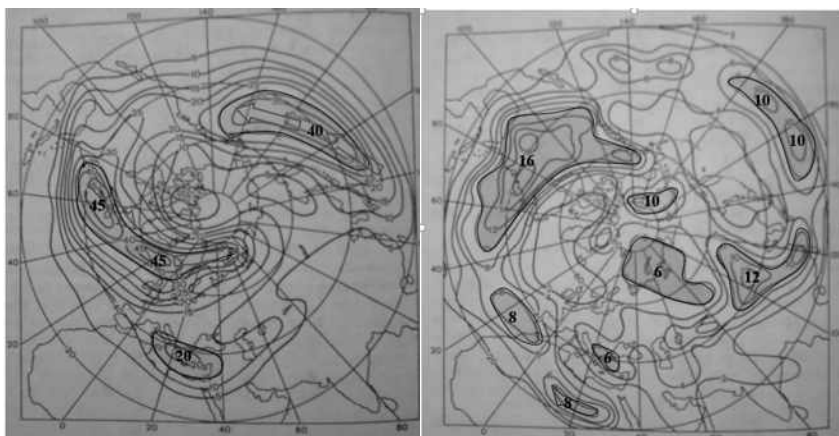


Рис.10.21. Повторяемость (в %) подвижных циклонов (слева) и антициклонов (справа) в январе

На рис.10.21 контурами выделены замкнутые области с наибольшей повторяемостью подвижных циклонов и антициклонов и цифрами обозначена повторяемость в %.

К подвижным относятся те циклоны, которые образуются и развиваются при нестационарности атмосферных процессов макросиноптического масштаба в области высотных фронтальных зон [3,5,14]. Рассматривая рис. 10.21 слева, можно увидеть не только положение областей, характеризующихся наиболее активным циклогенезом, но и преобладающие перемещения циклонов, которое показано стрелками.

Первая область большой повторяемости циклонов располагается над северной частью Атлантического океана. Возникая у восточных берегов Северной Америки, циклоны перемещаются в северо-восточном направлении от Ньюфаундленда на Исландию и Баренцево море. Чаще всего над Исландией они достигают наибольшего развития, т.е. оказываются наиболее глубокими. При дальнейшем перемещении к северо-востоку они заполняются. Вторая большая область имеет место над севером Тихого океана. Возникая у восточных берегов Азии, циклоны углубляясь перемещаются в северо-восточном направлении, так что самое низкое давление в их области оказывается в районе Алеутских островов и далее у Аляски циклоны заполняются. Перечисленные особенности циклогенеза и обуславливают вытянутость области высокой повторяемости подвижных циклонов в Северном полушарии с юго-запада на северо-восток.

На карте повторяемости подвижных циклонов обнаруживается еще один частный максимум, располагающийся над Средиземным морем. Он объясняется тем, что по западной периферии ложбины, ориентированной со Скандинавии на юг, происходит интенсивная адвекция холода. Несмотря на то что над Средиземным морем в среднем не наблюдается расхождение изогипс, адвекция холодного воздуха приводит к фронтогенезу, который сопровождается возникновением циклонов. Из карты следует, что процесс циклогенеза имеет место в Средиземноморье не так часто, как в районах основных максимумов циклонической деятельности, однако она протекает здесь более интенсивно, чем внутри континен-

та, где циклоны появляются только при очень интенсивных меридиональных процессах.

Процент повторяемости подвижных антициклонов зимой меньше, чем циклонов (рис.10.21 справа) и наибольшая повторяемость отмечается на материках Северная Америка и Азия, т.е. восточнее районов, где обнаруживается активная циклоническая деятельность. Она распространяется и на прилегающие части океанов. Этот факт объясняется тем, что антициклоны обычно не возникают над океанами, а развиваются в тылу циклонов при перемещении с материков на океаны. Частные максимумы повторяемости антициклонов обнаруживаются над Восточной Европой и Балканами, Западной Сибирью и севером Африки.

В Южном полушарии в связи с более однородным характером подстилающей поверхности конфигурация зоны повышенной повторяемости циклонической деятельности оказывается существенно проще и образует полосу, прилегающую к Антарктиде с повторяемостью циклонов 30–40%. Далее к северу от Антарктиды за полосой циклонов наблюдается пояс антициклонов, повторяемость которых возрастает.

Летом в северном полушарии условия для цикло- и антициклогенеза значительно отличаются от зимних. Благодаря тому, что температура поверхности океана от зимы к лету меняется мало, а континенты летом значительно прогреваются, температурные контрасты в тропосфере оказываются значительно меньшими, чем зимой. Это обуславливает тот факт, что повторяемость циклонов в июле над океанами значительно меньше, чем повторяемость циклонов в январе и соответственно ниже интенсивность всей атмосферной циркуляции (рис.10.22 слева).

Вместе с тем, повторяемость циклонов увеличивается над континентами, особенно над северо-востоком Азии, в связи с тем, что возникающие в бассейне рек Оби и Енисея циклоны, перемещаясь в восточном и северо-восточном направлениях и над Восточной Сибирью и Дальним Востоком достигают наибольшего развития.

В противоположность циклонам, которые имеют тенденцию отклоняться к северу, т.е. в направлении увеличения отклоняющего действия вращения Земли, антициклоны, перемещаясь под дей-

ствием преобладающего запасного переноса, имеют тенденцию отклоняться к югу. В соответствии с этим, как видно на рис. 10.22 справа, в июле антициклоны часто оформляются над океанами в субтропиках.



Рис.10.22. Повторяемость (в %) подвижных циклонов (слева) и антициклонов (справа) в июле

Увеличение повторяемости подвижных антициклонов отмечается, кроме того, над морями Арктического бассейна и прилегающими районами континентов, а также в Средиземноморье.

Летом в Южном полушарии общая картина распределения интенсивности циклонической деятельности, практически не меняется и остается такой же как зимой.

10.5. Центры действия атмосферы и климатические фронты

Центры действия атмосферы

Описанные в предыдущем разделе особенности процессов цикло- и антициклогенеза обуславливают основные особенности структуры поля давления у земной поверхности. Эти особенности можно выявить путем осреднения фактических полей давления, например, за январь каждого года, а затем поля давления всех ян-

ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ
ЯНВАРЬ

Шкалы на уровне моря (сантиметры и миллиметры)
Изогипсы абсолютной температуры (градусы по Цельсию)
Изогипсы относительной влажности (проценты)
Изогипсы уровня моря (метры)
Направления ветров (стрелы)

Н Низкое давление
В Высокое давление

Из рис. 10.23 следует, что как в Северном, так и в Южном полушариях в поле давления обнаруживаются области высокого и низкого давления, которые принято называть центрами действия атмосферы [13]. Эти центры характеризуют районы, где преобладает циклоническая или антициклоническая деятельность. Возникающие у восточных побережий материков циклоны, перемещаясь к северо-востоку, наибольшей интенсивности достигают в районе Исландии и Алеутских островов. Именно благодаря тому, что в районах Исландии повторяемость циклонов наибольшая и что они оказываются здесь наиболее глубокими, при осреднении поля давления образуется обширная и глубокая депрессия, которая получила название исландской. По аналогичной причине на севере Тихого океана наблюдается алеутская депрессия. Повышенной по-

вторяемости антициклонов на континентах Северного полушария соответствуют азиатский (сибирский) и североамериканский антициклоны.

В Южном полушарии вновь обнаруживаются предантарктическая зона пониженного давления и ряд антициклонов, располагающихся в субтропиках над океанами: южноатлантический, южноиндийский и южнотихоокеанский. В тропической зоне Южного полушария, кроме того, наблюдаются летние южноафриканский и австралийский циклоны. В районе экватора между двумя полосами повышенного давления Северного и Южного полушарий располагается приэкваториальная полоса пониженного давления (экваториальная ложбина).

Такая структура среднего поля давления в январе создает определенную систему течений у земной поверхности. Севернее $60-65^{\circ}$ с.ш. преобладают северные и северо-восточные потоки, направленные от области относительно, повышенного давления над Арктическим бассейном (слабовыраженного арктического антициклона) к исландской и алеутской депрессиям и простирающимся от них к востоку и западу ложбинам. В полосе от 35° до 45° с.ш. преобладают юго-западные потоки воздуха, направленные от пояса повышенного давления к исландской и алеутской депрессиям. Над севером Восточной Сибири в связи с распространением гребня азиатского антициклона далеко к северу, юго-западные и южные ветры достигают 70° с.ш. и даже распространяются выше. Между полосой высокого давления в умеренных и субтропических широтах Северного полушария и экваториальной ложбиной воздух у земной поверхности перемещается с севера и северо-востока к югу и юго-западу, обуславливая циркуляцию в тропических широтах Северного полушария.

В Южном полушарии в тропиках преобладают юго-восточные потоки воздуха от полосы южных субтропических антициклонов к приэкваториальной полосе пониженного давления. В $35-50^{\circ}$ ю.ш. имеют место северо-западные устойчивые потоки воздуха. В связи с большими горизонтальными градиентами давления, наблюдающимися в этом поясе широт и обусловленными большими градиентами температуры, западные и северо-западные ветры имеют большие скорости, особенно у южной оконечности Южной Аме-

рики. Пояс западных ветров над Южным полушарием называют «ревушими сороковыми». Южнее оси предантарктической ложбины обнаруживаются юго-восточные потоки.

На рис.10.24 показано многолетнее поле среднемесячного давления и системы воздушных течений для июля на уровне моря.

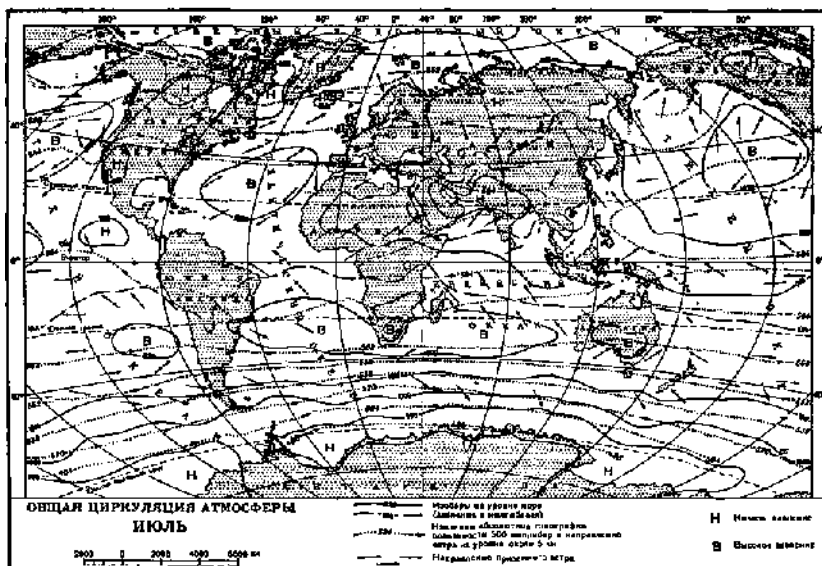


Рис.10.24. Среднее многолетнее поле давления на уровне моря в июле (гПа) и направления ветров

В связи с малой повторяемостью циклонов и малой их интенсивностью исландская депрессия на карте среднего давления воздуха на уровне моря в июле проявляется слабо, а алеутская депрессия исчезает совсем. Практически весь Азиатский материк занимает обширная азиатская депрессия, которая образуется за счет сильного прогрева материка в субтропических районах. Ее ложбины, вытянутые к северу, северо-западу и северо-востоку, а также к юго-востоку, обусловлены интенсивной циклонической деятельностью над Сибирью и Дальним Востоком. Летом большой интенсивностью обладают азорский и тихоокеанский антициклоны, которые постоянно регенерируют при вхождении в их области ядер высокого давления, перемещающихся к юго-востоку в тылу

циклонических серий. Эти антициклоны практически захватывают все пространства северной половины Атлантического и Тихого океанов. От азорского антициклона на Европу и Средиземное море и Северную Америку распространяются хорошо выраженные гребни, которые соответствуют повышенной повторяемости антициклонов в этих районах полушария. Вытянутый к западу гребень имеет и тихоокеанский антициклон. На восточной его части гребни не обнаруживаются, что отражает влияние Кордильер и Скалистых гор, которые тянутся почти меридионально вдоль всего Тихоокеанского побережья Северной Америки.

Как и в январе, в июле в субтропической зоне Южного полушария обнаруживаются хорошо выраженные южноатлантический, южноиндийский и южнотихоокеанский антициклоны, которые вместе со слабовыраженным антициклоном над Австралией образуют полосу высокого давления. Эта полоса отделяется от антарктического антициклона предантарктической ложбиной.

В соответствии с описанной структурой поля давления летом у поверхности земли образуются определенные системы воздушных течений. Достаточно слабый западный перенос захватывает высокие и умеренные широты Северного полушария. Над океанами он переходит на юго-западный, а его интенсивность увеличивается. Над Азиатским материком в области обширной депрессии циркуляция воздуха является достаточно сложной. Южнее 40° с.ш. западный перенос сменяется северо-западным и северо-восточным, который над юго-востоком и югом Китая, Индокитаем, севером Индостана конвергирует с юго-восточным и юго-западным потоками.

Сложный характер по сравнению с январем имеет приэкваториальная полоса пониженного давления. Если над Тихим и Атлантическим океанами она располагается несколько севернее географического экватора, то в азиатской части она по существу сливается с азиатской депрессией и перемещается далеко на север. В связи с этим юго-восточные потоки тропической зоны Южного полушария, обусловленные северной периферией южноиндийского субтропического антициклона, при перемещении к северу пересекают экватор, меняются на юго-западные и распространяются на южную часть Азии. В тропических районах Южного полушария

над Атлантическим и Тихим океанами имеют место юго-восточные потоки. Южнее зоны высокого давления в Южном полушарии наблюдаются северо-западные и западные потоки, интенсивность которых в связи с ростом меридионального градиента температуры зимой Южного полушария значительно возрастает. Северо-западные течения входят в предантарктическую ложбину, южнее которой они сменяются юго-восточными.

Все основные центры действия атмосферы (ЦДА) в характерные месяцы зимы и лета приведены на рис.10.25.

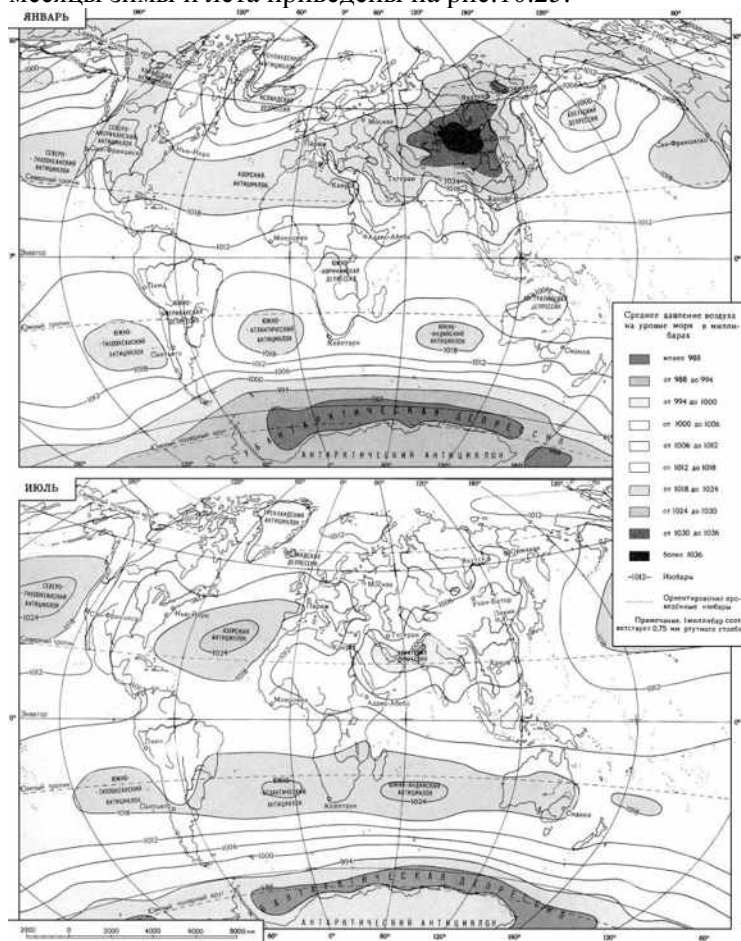


Рис.10.25. Центры действия атмосферы в январе (вверху) и в июле (внизу)

Из сопоставления зимних и летних ЦДА можно сделать вывод, что ЦДА можно разделить на постоянные или те, которые наблюдаются в течение всего года, и сезонные, которые имеют место в один из сезонов года. К постоянным ЦДА можно отнести:

- исландскую депрессию,
- азорский максимум давления,
- тихоокеанский максимум давления,
- экваториальную ложбину низкого давления,
- антициклоны в южном полушарии,
- субантарктическую депрессию,
- антарктический антициклон.

Постоянные ЦДА наблюдаются в течение всего года, но их интенсивность может быть разной. Так, например, исландская депрессия лучше всего выражена зимой, а летом проявляется слабо. Также океанические антициклоны лучше выражены летом, чем зимой.

К сезонным ЦДА можно отнести:

- сибирский антициклон, который является областью самого высокого давления на планете зимой, а летом полностью отсутствует;
- алеутский минимум давления, который также отсутствует летом.

Климатические фронты

В поле преобладающих переносов воздуха у подстилающей поверхности, связанных с центрами действия атмосферы, обнаруживаются более или менее выраженные зоны конвергенции или сходимости ветров, вдоль которых сходятся различные по происхождению воздушные массы (рис10.26).

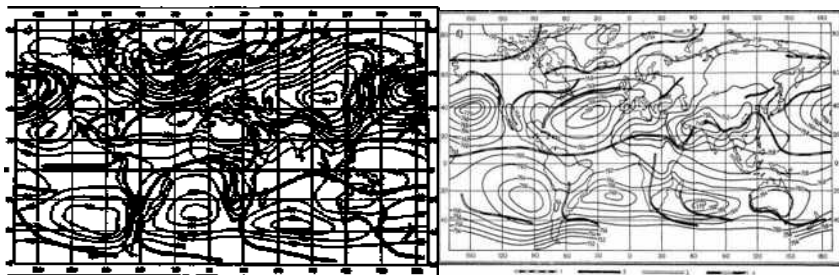


Рис.10.26. Климатические поля давления с выделенными зонами конвергенции в январе (слева) и июле (справа)

Площади земной поверхности, занимаемые арктическим воздухом, воздухом умеренных широт, тропическим воздухом, выделяются также путем осреднения полей давления и ветра, равно как и положение линий разделения воздушных масс – атмосферных фронтов. Многолетние средние положения главных фронтов в разные сезоны называются климатическими или климатологическими фронтами. Они играют важную роль в понимании циркуляционных механизмов формирования климатов. Так же как реальные поля давления в те или иные синоптические сроки отличаются от представленных выше осредненных полей, положение реальных атмосферных фронтов на синоптических картах может значительно расходиться с положением климатических фронтов, которые для января и июля приводятся на рис. 10.27.

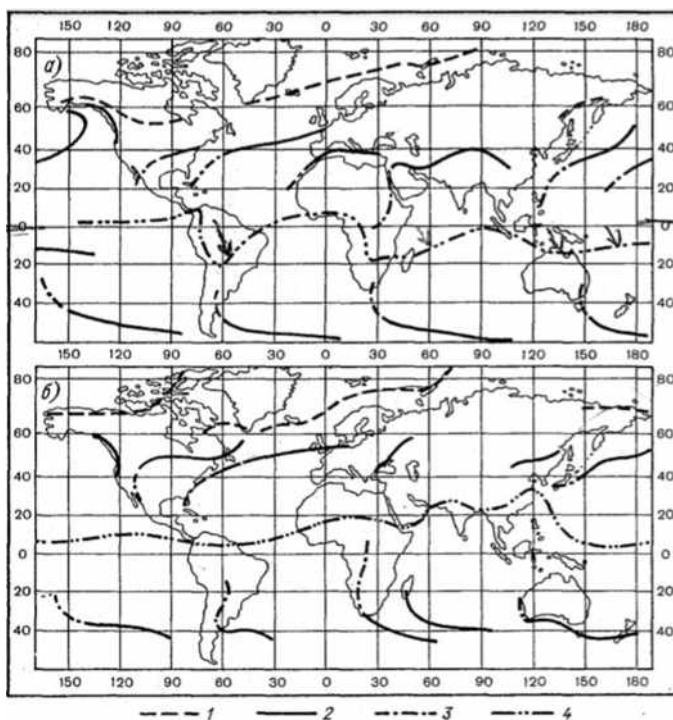


Рис.10.27. Климатологические фронты в январе (а) и июле (б). 1 — арктический; 2 — полярный; 3 — пассатный (продолжение полярного фронта в тропическую зону); 4 — ось экваториальной ложбины

В Северном полушарии в январе (рис. 10.27 а) выделяются две ветви арктического фронта, разделяющего арктический воздух и воздух умеренных широт. Одна из них располагается на севере Атлантического океана и Евразийского материка, вторая проходит через Аляску и север Канады. В июле арктические фронты занимают более северное положение по сравнению с январем. Арктический воздух Южного полушария от умеренного воздуха отделяет антарктический фронт, окружающий Антарктиду.

Южнее арктического фронта располагается система полярных фронтов, отделяющих районы с воздухом умеренных широт от районов, в которых преобладает тропический воздух. Полярные фронты в Северном полушарии обнаруживаются от 30 до 50° с.ш. В январе одна из ветвей полярного фронта проходит от Флориды до Ла-Манша, вторая наблюдается над Средиземным морем, третья ветвь обнаруживается в Азии вдоль горных хребтов Ирана, Афганистана и по северной границе Тибета. Еще одну ветвь можно обнаружить в Тихом океане. Она проходит от Филиппинских островов к южной оконечности Аляски. В Южном полушарии полярные фронты занимают более узкую зону и размещаются в пределах 40–50° ю.ш. В июле атлантическая и тихоокеанская ветви полярного фронта располагаются несколько севернее по сравнению с январем. Азиатская ветвь проявляется только над Дальним Востоком, а американская, едва заметная в январе над югом США, в июле пересекает всю центральную часть Северо-Американского материка. В Южном полушарии ветви климатологического полярного фронта располагаются у круга широт, соответствующего 40° ю.ш.

Между поясами субтропических антициклонов Северного и Южного полушарий располагается полоса пониженного давления, вдоль оси которой осуществляется схождение северо-восточных ветров северного полушария и юго-восточных ветров южного полушария, называемых пассатами. Полосу пониженного давления принято называть экваториальной ложбиной, а ось ложбины иногда именуют внутритропическим климатологическим фронтом.

Как видно на рис. 10.27, в арктическом и полярном фронтах имеются разрывы, которые особенно велики над Евразийским материком. Они указывают районы, где осуществляется глубокое

проникновение холодных воздушных масс к югу, теплых — к северу, а атмосферные фронты размываются. На представленных картах можно заметить, что концы полярных фронтов проникают далеко в глубь тропиков, где они разделяют уже не тропический воздух и воздух умеренных широт, а различные массы тропического воздуха, сформировавшиеся в различных субтропических антициклонах. В связи с этим их называют пассатными фронтами.

Климатологические фронты имеют тот же смысл, что и центры действия атмосферы, т.е. являются результатом статистического осреднения. Они показывают, в каких районах Земли в течение года преобладают те или иные воздушные массы, характеризуют районы, где от зимы к лету происходит смена воздушных масс с различными свойствами. На основе этих критериев Б. П. Алисовым была разработана генетическая классификация климатов.

10.6. Особенности циркуляции в тропической области

В тропических и экваториальных широтах циклоническая деятельность ослаблена, а основные циркуляционные механизмы генерируются постоянно поддерживаемой разностью температур между районами субтропиков и экваториальными районами. В связи с этим сезонные особенности проявляются здесь более отчетливо, чем во внетропических широтах.

В соответствии с общей схемой рис.10.3 атмосферная циркуляция в тропической зоне должна быть обусловлена замкнутой крупномасштабной ячейкой Хэдли. Ячейка Хэдли характеризуется восходящим движением у экватора, направленным к полюсу потоком на высоте 10-15 км, нисходящим движением в субтропиках и потоком по направлению к экватору у поверхности. Компенсационное течение воздуха к экватору называется пассатами, которые под действием силы Кориолиса отклоняются вправо, т.е. приобретают северо-восточное направление в Северном полушарии и юго-

восточное направление в Южном. Сходящиеся пассаты Северного и Южного полушарий формируют восходящее движение с последующим растеканием воздуха к северу и югу от экватора и эти течения воздуха получили название антипассатов. В субтропиках в результате накопления воздуха вследствие сходимости воздушных течений на высотах возникают нисходящие движения, которые являются причиной образования субтропических областей высокого давления. Поэтому можно считать, что субтропические антициклоны являются следствием пассатной циркуляции.

Такова основная идеализированная схема атмосферной циркуляции в тропической области, но она не является единственной. Здесь существует также смещение оси экваториальной ложбины, имеют место тропические циклоны, муссонная циркуляция, квазидвухлетняя цикличность в стратосфере, пассатная инверсия и другие особенности, которые существенно нарушают эту пассатную модель. Рассмотрим отдельно основные из них [16].

Внутритропическая зона конвергенции

Внутритропической зоной конвергенции (сходимости) или ВЗК называется полоса вдоль экватора шириной несколько сот километров, где сходятся пассаты Северного и Южного полушарий. По-другому, эта область называется экваториальной ложбиной с низким атмосферным давлением.

Ось экваториальной ложбины не располагается строго по экватору. Она постоянно меняет свое положение, которое зависит от склонения Солнца и долготы места. Отсюда и годовой ход экваториальной ложбины зависит от годового хода склонения Солнца. Но между ними наблюдается сдвиг по фазе, равный двум месяцам, так что наступление максимума и минимума в положении экваториальной ложбины отстает от соответствующих экстремумов склонения Солнца (рис. 10.28). Это объясняется тем, что наиболее высокие температуры воздуха достигаются спустя два месяца после летнего солнцестояния.

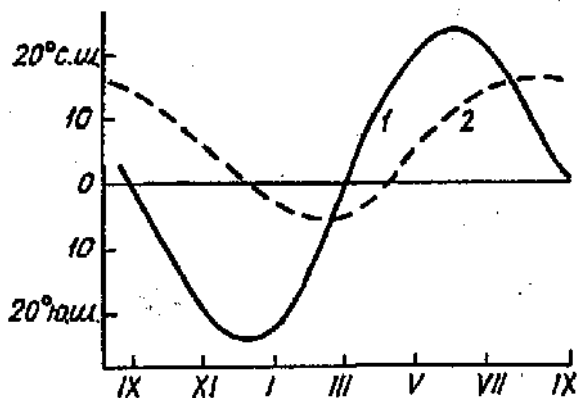


Рис.10.28. Годовой ход склонения Солнца (1) и положения экваториальной ложбины (2).

Зависимость от долготы местности отражает неравномерность распределения материков и океанов на поверхности Земли. В среднем за год ось экваториальной ложбины находится на 5° с. ш. Поэтому особенности поля давления, свойственные Северному и Южному полушариям, разделяются не географическим экватором, а широтным кругом 5° с. ш., который называют метеорологическим экватором. Отсюда следует, что метеорологическое Северное полушарие в среднем меньше метеорологического Южного полушария.

Ось экваториальной ложбины смещается в течение года и в январе она располагается в среднем около 5° ю. ш., а в июле — около 15° с. ш. В действительности же ось ложбины не параллельна кругам широты и существенно зависит от долготы (рис.10.29). Так в январе в поясе, где оказывают большое выхолаживающее влияние Азия и Северная Африка, ось экваториальной ложбины располагается в Южном полушарии, достигая $15\text{--}17^{\circ}$ ю.ш. Наоборот, над большей частью Тихого океана и над Атлантическим океаном, т. е. над относительно теплой подстилающей поверхностью, ось экваториальной ложбины располагается в январе в Северном полушарии, достигая 8° с. ш. над Тихим океаном. В июле среднее положение экваториальной ложбины изменяется от 2° до 27° с. ш. Наиболее высоких широт она достигает над Азией.

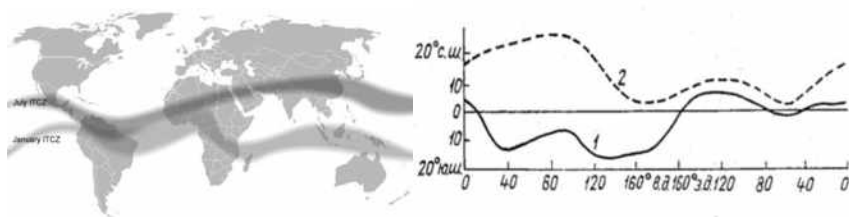


Рис.10.29. Среднее положение оси экваториальной ложбины в январе (1) и июле (2).

От года к году положение экваториальной ложбины колеблется относительно среднего. Однако в сторону Южного полушария она смещается меньше, чем в сторону Северного полушария. Причиной этого является более устойчивая зональная циркуляция в средних широтах Южного полушария, ограничивающая распространение к югу экваториальной ложбины.

Так как к северу и к югу от экваториальной ложбины давление увеличивается, на ее оси должна происходить конвергенция воздуха Северного и Южного полушарий. В действительности конвергенция в области экваториальной ложбины не везде отчетливо проявляется. Именно те части экваториальной ложбины, где конвергенция хорошо выражена и называются внутритропической зоной конвергенции (ВЗК). Эти зоны непрерывно возникают и разрушаются и, как показывают наблюдения, в области экваториальной ложбины иногда образуется несколько зон конвергенции, но чаще всего две (рис.10.30).

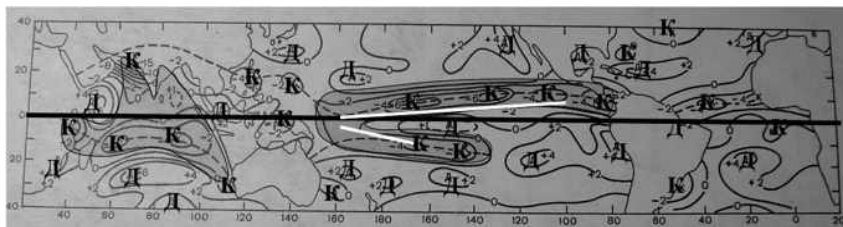


Рис.10.30. Основные области конвергенции (К) и дивергенции (Д) воздушных потоков в тропической области в июле

На рис.10.30 видно, что над океанами, особенно над Тихим и Индийским, отчетливо прослеживаются две зоны конвергенции. Между ними располагается зона дивергенции.

Особенности внутригодовой динамики оси экваториальной ложбины и ВЗК приводят к меридиональной форме циркуляции, в результате которой как экваториальная ложбина, так и области пассатов смешаются в течение года как на север, так и на юг, что показано на рис.10.31.

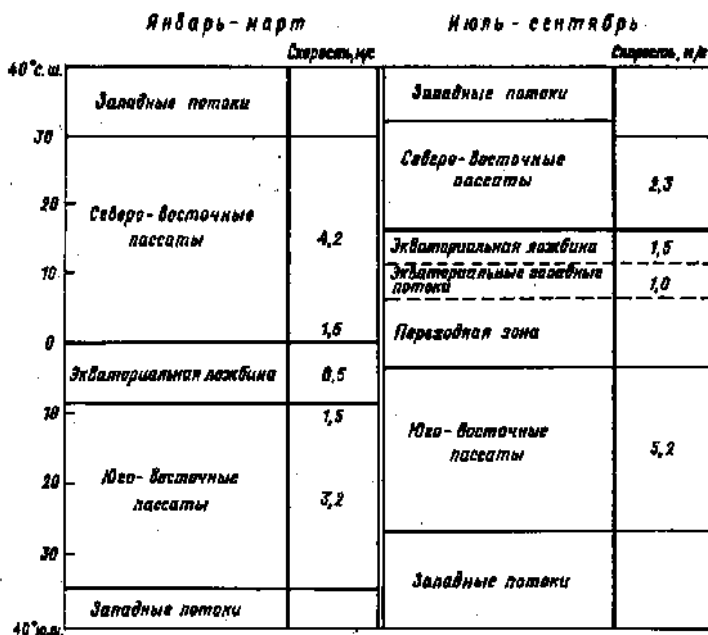


Рис.10.31. Межширотная внутригодовая динамика экваториальной ложбины и пассатов

Зимой пассатная зона простирается от экватора до 28° с. ш., а экваториальная ложбина находится в Южном полушарии от экватора до 9° ю. ш. Летом экваториальная ложбина перемещается в Северное полушарие, и пассатная зона располагается между 18° и 31° с. ш. Таким образом, площадь, охватываемая пассатной циркуляцией, от зимы к лету уменьшается вдвое и средняя скорость пас-

сата летом также в 2 раза меньше, чем зимой. В Южном полушарии ширина пассатной зоны примерно одинакова зимой и летом, а скорость летом (в Южном полушарии) в 1,5 раза меньше, чем зимой. В целом же скорости и интенсивность пассатной циркуляции в Южном полушарии на 25-50% больше, чем в Северном. Кроме того, в Северном полушарии летом под влиянием хорошо развитой муссонной циркуляции пассатная зона приобретает сложную структуру.

Тропические циклоны

Еще одним важным видом атмосферной циркуляции синоптического масштаба в тропической области являются тропические циклоны — циклонические вихри, которые занимают сравнительно небольшие пространства, но обладают колоссальными энергетическими ресурсами. Такие вихри получили название тропических циклонов, хотя в разных географических районах их называют по-разному: в Юго-Восточной Азии — это тайфуны (по-китайски «сильный ветер с моря»), в Атлантическом океане — ураганы, в Индийском океане — циклоны.

По сравнению с внетропическими циклонами тропические циклоны невелики. Их диаметр не превышает нескольких сотен километров, но горизонтальные градиенты давления и скорости ветра в них намного больше, чем в хорошо развитых внетропических циклонах. Возникают тропические циклоны над океанами в тропической зоне, преимущественно между широтами 10° – 20° в обоих полушариях над теплыми частями океанической поверхности, где температура воды достигает 28°C , и начинают перемещаться в основном вдоль ведущего потока, т. е. с востока на запад.

В Северном полушарии над Тихим океаном, перемещаясь в западном направлении, тропические циклоны в зависимости от структуры термобарического поля подходят к берегам Азии и либо перемещаются на континент, где быстро заполняются, либо под действием меридионального потока на западной периферии тихоокеанского антициклона отклоняются к северо-востоку и смещаются на Японские острова. В Атлантическом океане они также выходят на юг Северо-Американского континента или поворачивают к северу и постепенно заполняются.

На рис. 10.32, где показаны траектории тропических циклонов, видно, что в Южном полушарии тропические циклоны не перемещаются южнее 30° ш., в то время как в Северном они могут проникать севернее 40° ш. Причиной этого является большая меридиональность потоков в северном полушарии по сравнению с южным. На траектории тропических циклонов оказывает влияние температура поверхности океана. Сравнение распределения температуры поверхности океана с траекторией движения тропических циклонов показывает, что развивающиеся тропические циклоны стремятся перемещаться в сторону более теплой воды. Это можно, по-видимому, объяснить тем, что положительным аномалиям температуры поверхности океана соответствуют положительные аномалии потоков в атмосферу тепла и влаги, которые и благоприятствуют развитию тропических циклонов.

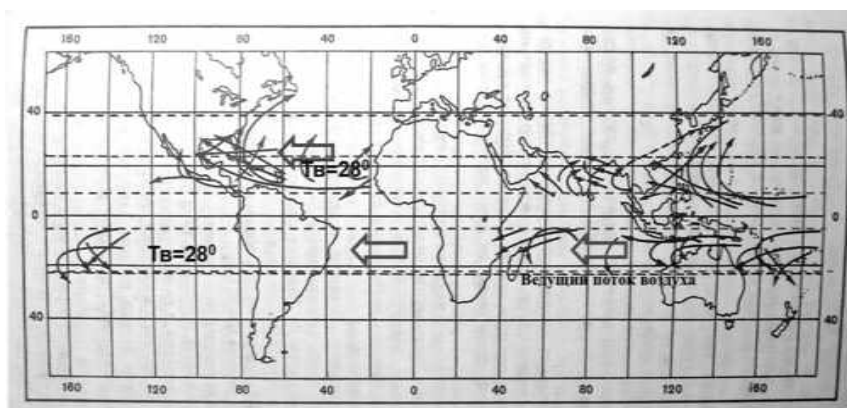


Рис.10.32. Траектории и области тропических циклонов

Тропические циклоны возникают в низких широтах субтропических областей океанов. В Северном полушарии это: Тихий океан к востоку от Филиппин и Южно-Китайское море, Тихий океан к западу от Калифорнии и Мексики, Атлантический океан к востоку от Больших Антильских островов, Бенгальский залив и Аравийское море. В Южном полушарии: Тихий океан к востоку от Новой Гвинеи, Индийский океан к востоку от Мадагаскара и к северо-западу от Австралии [9]. Тепло, требующееся для их зарож-

дения, всегда в достаточном количестве содержит теплый в этих районах океан.

В Атлантике основное гнездо тропических циклонов лежит в Северном полушарии: это западная часть океана, Карибское море и Мексиканский залив. Здесь за год возникает в среднем примерно 8, редко более 10 тропических циклонов (максимальное число, 21, было отмечено в 1933 году). Через Кубу крупные тропические циклоны проходят в среднем каждые два года. С 1800 года 81 раз они обрушивались на остров, причем чаще в октябре и сентябре.

Наблюдаются тропические циклоны и в Индийском океане: в Бенгальском заливе, Аравийском море, возле Мадагаскара и у западных берегов Австралии. Австралию тропические циклоны беспокоят и с севера, из района Корралового, Тиморского и Арафурского морей. В каждом районе тропические циклоны имеют, конечно, свои особенности (например, в западной части Тихого океана их размеры, глубина и разрушительная сила наибольшие), но по существу представляют собой одно природное явление.

Двигаясь над океаническими водами, ураганы появляются и в более высоких широтах. Тропические циклоны Атлантики добираются до широты Нью-Йорка и даже Канады. Известны случаи, когда огромные тропические вихри, зародившись на 15–20° северной широты, описывали определенную территорию и через 10–15 дней доходили почти до Европы. Встречаются случаи, когда тайфуны обрушивались на Владивосток, Сахалин и Курильские острова, иногда даже Камчатку.

Данные спутникового мониторинга позволяют сделать вывод о том, что тропические циклоны образуются достаточно часто. В среднем за год насчитывается около 120 тропических циклонов, хотя их повторяемость может сильно меняться от года к году. Установлено также, что повторяемость тропических циклонов в Северном полушарии примерно в 3 раза превышает их повторяемость в Южном полушарии. В большинстве районов наиболее часто тропические циклоны возникают в конце лета и осенью, когда наблюдается самая высокая температура воды поверхности океана. Осенью тропические циклоны образуются примерно в 2 раза чаще, чем летом. Хорошо развитые тропические циклоны, несмотря на небольшие размеры, обладают колоссальной энергией. Отмеча-

лись случаи, когда скорость ветра в их области достигла 70–90 м/с и даже превышала 100 м/с. Средняя продолжительность жизни тропических циклонов составляет 6 суток. Это время исчисляется от его зарождения до выхода на сушу или перехода в зону средних широт. Однако бывают случаи, когда тропические циклоны существуют до двух недель и даже месяца.

Процесс эволюции тропического циклона делят на четыре стадии:

1). Стадия формирования. Тропические циклоны образуются только из синоптических волновых возмущений в восточном потоке. Их углубление происходит в течение нескольких суток, однако может носить и взрывной характер.

2). Стадия молодого циклона. Развитие тропического циклона в этой стадии может идти по двум направлениям. Либо он в виде неглубокой депрессии перемещается на большие расстояния и затухает, либо циклон интенсифицируется, давление в его области резко падает до значений ниже 1000 гПа, вокруг центра образуется плотное кольцо ветров ураганной силы радиусом 30–50 км.

3). Стадия зрелости. Падение давления в центре циклона и увеличение скорости ветра прекращается, однако система циркуляции распространяется на большие расстояния, а радиус увеличивается до 100–200 км, иногда может достигать 300 км. Симметрия возмущения нарушается, так как зона штормовых ветров распространяется вправо, если смотреть по направлению движения. Эта стадия может продолжаться несколько суток.

4). Стадия затухания. Она начинается, когда тропический циклон выходит на сушу или на область холодного океанического течения. Однако иногда в Северном полушарии, перемещаясь на восток или северо-восток, тропический циклон, регенерирует на полярном фронте, теряет температурную симметрию, превращается в интенсивный внетропический циклонический вихрь. В этом случае он вносит большой энергетический вклад в общую циркуляцию атмосферы.

С тропическими циклонами связаны не только ветры ураганной силы, но и большие количества осадков, а в прибрежных районах и огромные разрушительные волны. Количество осадков может достигать нескольких десятков, а в некоторых случаях и не-

скольких сотен сантиметров. Выпадение такого количества осадков часто вызывают наводнения, которые совместно с ураганным ветром причиняют большой ущерб и приводят к человеческим жертвам.

Обнаружение тропических циклонов и определение их параметров, таких как положение центра, геометрические размеры, перепад давления, максимальная скорость ветра в настоящее время осуществляется на основе спутникового мониторинга (рис.10.33). Это связано с тем, что циклоны проходят над поверхностью океана, где в большинстве случаев недоступны прямые метеорологические и аэрологические измерения.



Рис.10.33. Спутниковый снимок двух тропических циклонов

Спутниковые методы обладают преимуществом по сравнению с традиционными методами измерения: частота получаемой информации (интервал между изображениями с геостационарных спутников достигает 15 минут); практически мгновенное покрытие больших площадей; высокая детальность изображений; возможность получения трёхмерной картины распределения характеристик температуры и влагосодержания атмосферы, а также параметров поверхности океана.

10.7. Муссонная циркуляция

Помимо перечисленных особенностей атмосферной циркуляции для тропической зоны характерна и муссонная циркуляция. В связи с тем, что этот тип циркуляции распространен и в других широтных зонах планеты он рассматривается отдельно.

Муссонами (от арабского «mawsim» – время года) называются ветра, возникающие на границе материка и океана, периодически меняющие своё направление: летом дуют с океана, зимой – с материка. Эта циркуляционная система обладает отчетливо выраженным сезонным характером. На её формирование большое влияние оказывает термический режим суши и океана, складывающийся под действием радиационных факторов [1,2]. Муссоны являются результатом сезонного сдвига планетарных зон ветров. Они представляют собой квазигоризонтальные зональные потоки – реальные составляющие общей циркуляции атмосферы. Сезонный режим погоды в различных областях муссонов может быть разным в зависимости от термодинамического состояния участвующего в муссонной циркуляции воздуха и характера рельефа.

С.П.Хромовым дается более широкое определение муссона: «Это такой режим общей циркуляции атмосферы в большой географической области, при котором ветры одного направления в каждом месте этой области резко преобладают над остальными, а само преобладающее направление ветра от зимы к лету и от лета к зиме меняется на противоположное или близко к противоположному" [20]. К противоположным относятся направления, угол между которыми составляет 120° и более, а к резко преобладающим – направление, имеющее повторяемость 40% и более. Механизм формирования муссонных ветров связан с основными элементами общей циркуляции атмосферы, циклонами и антициклонами. На основе этих критериев Хромов построил карту, на которой обозначены области с муссоном, а также области с „муссонной тенденцией", где противоположные ветры зимой и летом имеют повторяемость менее 40 % (рис.10.34).

На карте рис.10.34 видно, что муссонные области объединяются в несколько зон, вытянутых в широтном направлении. Вместе эти зоны хорошо оконтуривают периферийные районы

Евразийского материка с севера, востока и юга. Они обнаруживаются также в отдельных районах Африки и американских континентов, т. е. там, где происходит смена направления горизонтального градиента температуры между сушей и морем.

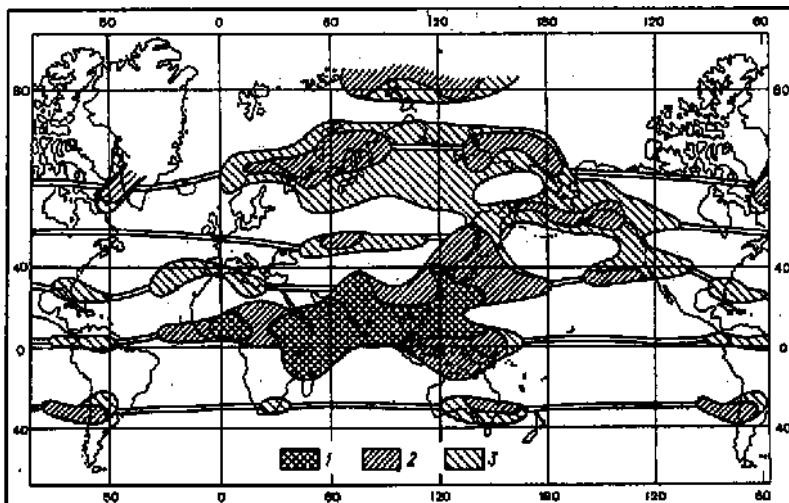


Рис.10.34. Географическое распределение муссонных областей, характеризующееся повторяемостью преобладающих направлений ветра. По С. П. Хромову. 1) 40 %; 2) 40-60 %; 3) 60 %. Заштрихованы области с углом (между преобладающими направлениями ветра в январе и июле) от 120 до 180°.

Структура муссонных областей связана с изменением положения и интенсивности центров действия атмосферы. Можно выделить следующие основные муссонные зоны:

- тропическую, располагающуюся между 20° с. ш. и 20° ю. ш.;
- две субтропические, которые размещаются между 30° и 40° ш. в обоих полушариях,
- зону умеренных широт;
- полярную зону.

Муссонные зоны умеренных широт и полярная имеют место только в Северном полушарии в пределах 50°–60° и около 70° с. ш, соответственно. Следует заметить, что муссоны зонально размещаются вдоль тех частей тропической зоны, где имеют место

достаточно заметные изменения температуры и, следовательно, давления между сушей и морем в зимний и летний сезоны. Зональность нарушается только на востоке Азии. Там образуется меридиональная полоса муссонов, которая является результатом слияния и усиления трех зон.

Попытку уточнить границы муссонов сделал К. Рамедж. Он предлагал считать муссонами только те области из выделенных на рис. 10.34, в которых средняя скорость результирующего ветра в январе и июле превышает 3 м/с и в каждом пятиградусном квадрате в каждый из этих месяцев любого двухлетнего периода происходит меньше одной смены антициклона на циклон, или наоборот. В результате протяженность зоны с муссонной циркуляцией значительно уменьшилась. В нее вошло пространство, ограниченное 35° с. ш. и 25° ю. ш., а также 30° з. д. и 170° в. д., которое характеризует только тропическую область.

Фактически же распространенность муссонов намного больше и та же аazonальная область над востоком Азии распадается на ряд зональных областей. Обнаруживается муссонораздел, который можно объяснить тем, что он характеризует границу муссонов, возникающих посредством различных циркуляционных процессов. Здесь не наблюдается какое-либо одно хорошо выраженное преобладающее направление ветра. Муссонораздел проходит примерно по 20° с. ш. Южнее него располагается зона тропического муссона, где наблюдается наиболее устойчивый муссон. К северу от муссонораздела находится область субтропических муссонов, занимающих полосу от 25° до 43° с. ш. Она охватывает Китай, Корею, Японию, южную часть Приморья и простирается в глубь материка вплоть до 105° в. д. Зона муссона умеренных широт располагается между 45° и 65° с. ш.

Природа муссонов в разных зонах различна. Если тропический муссон образуется при взаимодействии экваториальной ложбины и сибирского антициклона зимой, азиатской депрессии и южноиндийского антициклона летом, то субтропический муссон формируется благодаря азиатской депрессии и отрогу тихоокеанского антициклона летом, сибирскому максимуму и юго-западной ложбине алеутской депрессии зимой.

Рассмотрим наиболее мощный из муссонов — восточно-азиатский или азиатский муссон в разные сезоны года.

Зимой в Северном полушарии образуется сибирский антициклон — обширная область высокого давления и сильное радиационное выхолаживание способствует существованию этого антициклона в течение всей зимы. Из области антициклона происходит отток холодного воздуха через Китай, Японию к югу и юго-востоку. В полосе 15° – 20° с. ш. над Южно-Китайским морем этот воздух конвергирует с северо-восточным пассатным течением. Сливаясь при дальнейшем перемещении к западу, эти течения проникают на Индокитай, Малайзию, Филиппинские острова и даже могут достигать северного побережья Австралии. Таким образом, зимой ВЗК, располагающаяся в Южном полушарии, разделяет муссонное течение, приобретающее после пересечения экватора северо-западное направление, и пассат южного полушария. Схема воздушных течений зимнего азиатского муссона приводится на рис. 10.35.

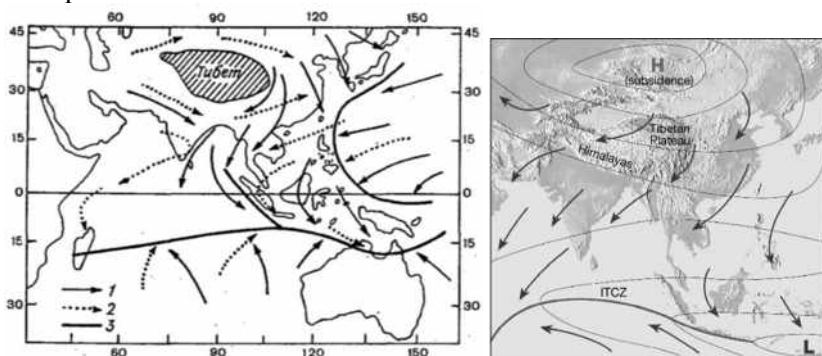


Рис.10.35. Зимний азиатский муссон: 1 — ветры у поверхности земли; 2 — ветры на уровне 700 гПа; 3 — положение ВЗК

Вертикальная протяженность зимнего муссона не одинакова в различных географических районах. Над центральным и восточным Китаем на уровне изобарической поверхности 700 гПа отмечается интенсивный западный перенос, обусловленный разностью температур между полюсом и экватором. При продвижении к югу

вертикальная мощность муссона увеличивается, и над югом Азии он прослеживается уже и на уровне поверхности 500 гПа.

Зимний азиатский муссон несет сухой холодный воздух из области сибирского антициклона. Выходя на теплую океаническую поверхность, этот воздух прогревается и обогащается влагой. На районы Индокитая поступает уже теплая морская воздушная масса, приносящая облачную и дождливую погоду. При дальнейшем перемещении к экватору воздух зимнего азиатского муссона приобретает свойство экваториального воздуха.

Летом над континентом образуется обширная азиатская депрессия, с которой сливается экваториальная ложбина, а над океанами происходит усиление антициклонов. Возникают воздушные течения, направленные с водной поверхности на сушу. Деление азиатского муссона на тропический, субтропический и муссон умеренных широт летом обнаруживается особенно отчетливо. Субтропическая ветвь и ветвь умеренных широт проявляется в виде юго-восточного потока влажного воздуха, перемещающегося из области тихоокеанского антициклона на юго-восточную часть Китая, Корею, Японию и Приморье.

Развитие тропической ветви летнего муссона связано с перемещением экваториальной ложбины на юг Азиатского материка. Сначала юго-западное муссонное течение захватывает южную часть Китая, затем распространяется на Индокитай и Индию. На рис. 10.36 приводится схема воздушных течений летнего азиатского муссона.

Летний азиатский муссон имеет большую вертикальную протяженность, чем зимний. Над Индией и Бирмой он достигает высоты 6–9 км. С продвижением к северу вертикальная протяженность его уменьшается и над северо-восточным Китаем, Кореей и Японией муссон редко достигает 2 км, хотя при разных синоптических условиях вертикальная протяженность его может колебаться в широких пределах. Приходящий на сушу воздух летнего азиатского муссона содержит много влаги и поэтому с ним связывают обильные осадки, выпадающие в это время в районах Южной и Юго-Восточной Азии. Однако для образования осадков необходимо не только большое влагосодержание воздуха, но и интенсивное развитие процессов, приводящих к конденсации водяного пара. К

ним относятся термическая конвекция, усиливающаяся вынужденным поднятием воздуха вдоль южных склонов многочисленных горных хребтов Южной Азии, а также вовлечение влажного воздуха в систему циклонической циркуляции.

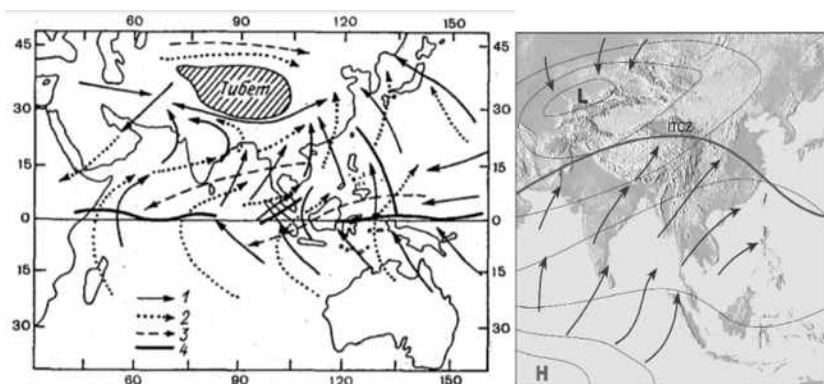


Рис.10.36. Летний азиатский муссон: 1 — ветры у поверхности земли; 2 — ветры на уровне 700 гПа; 3 — ветры на уровне 500 гПа; 4 — положение ВЗК.

В период летнего муссона над Южной Азией происходят внутрисезонные усиления и ослабления муссона, которые зависят от углубления и ослабления летней азиатской депрессии, а также от территориального перемещения ее центра, что в свою очередь определяется процессами, развивающимися над умеренными широтами. Усиление циклонической деятельности в умеренных широтах приводит к значительным меридиональным преобразованиям полей давления и ветра в тропосфере, сопровождающимися адвекцией холодных масс воздуха к югу и увеличением горизонтальных градиентов температуры и давления. Вызванное этими процессами увеличение нестационарности приводит к изменению давления и перемещению центра азиатской депрессии, а также к появлению дополнительных центров над Аравией, Ираном, Южным Китаем. Поэтому периоды сильных муссонных дождей чередуются с периодами спокойного течения юго-западного муссона, когда осадки отсутствуют.

Таким образом, муссон сопровождается выпадением осадков только в то время, когда имеют место условия, благоприятные для конденсации водяного пара и образования облачных систем. Если

эти условия отсутствуют, то при потоке влажного воздуха с океанической поверхности может наблюдаться и засуха. Это означает, что летний азиатский муссон только способствует образованию осадков, но не является их единственной причиной.

Таким образом, азиатский муссон имеет две составляющие тропическую и субтропическую. Зимой в тропической составляющей основной градиент давления создают самый мощный на планете сибирский антициклон и экваториальная ложбина пониженного давления. Эта составляющая является преобладающей и направление движения воздуха происходит с севера на юг. В этот сезон субтропическая составляющая представлена сибирским антициклоном и алеутской депрессией, имеет широтное направление и слабее, чем меридиональная. Летом тропическая составляющая азиатского муссона представлена азиатской депрессией на севере и южноиндийским антициклоном на юге, что характеризует меньший масштаб меридиональной составляющей. Широтная субтропическая составляющая муссона определяется азиатской депрессией и тихоокеанским антициклоном.

Еще одним примером муссона является африканский муссон, проявление которого зимой и летом показано на рис.10.37.

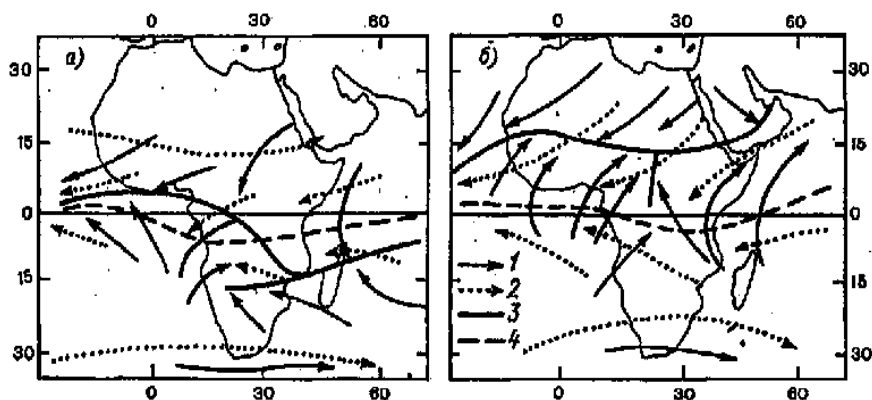


Рис.10.37. Зимний (январь, а) и летний (июль б)) африканский муссон, где 1 и 2 — ветры на уровнях 850 и 500 гПа; 3 и 4 — положение ВЗК на уровнях 850 и 500 гПа.

Отличие от азиатского муссона заключается в том, что циркуляция в африканском оказывается менее развитой как по площади, так как занимает только африканский континент, так и по вертикали. Относительно небольшие размеры африканского муссона определяются как сравнительно небольшими размерами Африканского континента, так и незначительными сезонными перемещениями экваториальной ложбины. Холодные воздушные массы умеренных широт, во-первых, не участвуют в формировании муссона Африки. Поэтому различия свойств воздушных масс летнего и зимнего муссонов над Африкой не столь значительны, как в Азии. Во-вторых, наблюдаются большие различия муссонов западной и восточной частей Африканского континента, что определяется строением континента. На западе зимний и летний муссоны формируются в различных по своим свойствам воздушных массах.

Зимой в северном полушарии, когда ВЗК находится на западе континента вблизи экватора, а на востоке смещается в южное полушарие (рис. 10.37), большая часть Африканского континента оказывается под действием северо-восточного потока. Воздух, поступающий с северо-востока, формируется над пустынями, а поэтому является холодной устойчивой воздушной массой. Летом ВЗК перемещается в северное полушарие и размещается в июле над Африкой у 15° с. ш. В связи с этим юго-западный поток неустойчивого воздуха с Атлантики вторгается на западную часть Африканского материка. На восточную часть Африки устремляется воздух с Индийского океана. В отличие от воздуха, поступающего с Атлантического океана, он является достаточно сухим, так как в области холодного течения Сомалийского течения, проходящего у восточных берегов Африки, испарение невелико и воздух, протекающий над ним, не обогащается влагой. Таким образом, и зимний, и летний муссоны в восточной части Африки не приносят осадков.

Литература

1. Гилл А. Динамика атмосферы и океана /А. Гилл. М.: Мир, 1986, Т.2. – 415с.
2. Дегтярев А.И. Муссоны в системе глобальной циркуляции атмосферы: диагностика и моделирование // А.И. Дегтярев. – М.: «НИЦ «Планета». 2008. – 295 с.

3. Дикий Л.А. Гидродинамическая неустойчивость и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 108 с.
4. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
5. Калинин Н.А. Динамическая метеорология / Н.А. Калинин. Пермь: Перм. кн. изд-во, 2009. – 256 с.
6. Кислов А.В. Модели климата для географических исследований (качество результатов моделирования) Вестник МГУ. Сер.5: Географ. – 2001, №1, с.3-10.
7. Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 351 с.
8. Крупномасштабные динамические процессы в атмосфере / Под ред. Б. Хоскинса и Р. Пирса. М.: Мир, 1988. – 430 с.
9. Лаппо С.С. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан – атмосфера и энергоактивные области Мирового океана / С.С. Лаппо, С.К. Гулев, А.Е. Рождественский. Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 336 с.
10. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы / Э.Н. Лоренц. Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 259 с.
11. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли /Л.Т. Матвеев. Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 568 с.
12. Моханакумар К. Взаимодействие стратосферы и атмосферы / К. Моханакумар М.: Физматлит, 2011 — 452 с.
13. Мохов И.И. Межгодовая изменчивость и долгопериодные тенденции изменений центров действия атмосферы в Северном полушарии. Анализ данных наблюдений / И.И. Мохов, В.Ч. Хон // Изв. РАН, ФАО. 2005, Т. 41, № 6, с. 723 – 732.
14. Муравьев А.В. Режим атмосферной циркуляции и долгосрочный метеорологический прогноз / А.В. Муравьев //Автореферат докторской диссертации. М.: Изд-во МГУ, 2006. – 36 с.
15. Пальмен Э. Циркуляционные системы атмосферы / Э. Пальмен, Ч. Ньютон. Л., Гидрометеиздат, 1973. – 615 с.
16. Петросянц М.А. Циркуляции атмосферы в тропиках. Климат и изменчивость / М.А. Петросянц, Е.К.Семенов, Д.Ю. Гущина и др. М.: МАКС Пресс, 1986. – 670с.
17. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы / Х.П. Погосян. Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 394 с.
18. Сидоренков Н.С. Физика нестабильностей вращения Земли, М.: Наука, 2002. – 384 с.
19. Теория общей циркуляции атмосферы: учебное пособие / Ю.П. Переведенцев, И.И. Мохов, А.В. Елисеев и др.; науч. ред. Э.П. Наумов. Казань: Казан. ун-т, 2013. – 224 с.
20. Хромов С. П. Муссоны в общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 257 с
21. Хромов С.П. Метеорология и климатология / С.П. Хромов, М.А. Петросянц. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. – 582 с.

Лекция 11. Общая циркуляция океана и ее влияние на климат

Мировой океан занимает 71% площади земного шара. Он распространяется на 60,7% и 80,9% поверхности соответственно Северного и Южного полушарий. На долю Мирового океана приходится 97,6% запасов воды, имеющихся на Земле, объём которых составляет 1390 млн. км³. Льдами покрыто 9% площади Мирового океана. Его шельфовая зона с глубинами до 200 м составляет 7,6%, материковый склон с глубинами до 3000 м – 15,3% и абиссальная глубоководная зона охватывает 77,1% площади дна [10,11,12]. Поверхность Мирового океана является внешней границей атмосферы, представляющей собой сплошную воздушную среду в отличие от океанических водных масс, которые на очень значительных пространствах разграничены материками. Материки в какой-то мере и изолируют друг от друга водные массы различных частей Мирового океана.

При условии, что плотность воды в 800 раз больше плотности воздуха, а удельная теплоемкость – в 4 раза, легко подсчитать, что запас тепла всего лишь в трехметровом слое океана равен теплоемкости всей атмосферы. Однако скорость преобразования энергии в атмосфере во много раз превышает скорость ее трансформации в океане. В системе океан – атмосфера океан служит инерционной средой, медленно накапливающей изменения. Атмосфера же представляет собой нестационарную часть, глобальная долгосрочная устойчивость которой поддерживается океаном.

Компоненты природы Мирового океана: его климат, движение вод, биологическая продуктивность, трансформация и обмен энергией и веществами отличаются не только единством, но и глубокой взаимосвязью [4]. Природные условия Мирового океана, формируются под воздействием разнообразных процессов. Основными из них являются те, среди которых решающее значение принадлежит солнечной энергии, хотя она быстро поглощается и рассеивается водой. Среди многих процессов, формирующих природу Мирового океана, его взаимодействие с атмосферой имеет наиболее существенное значение для климатологии.

Несмотря на то, что еще в 1861 году американский океанограф и метеоролог М. Ф. Мори в своей известной работе «Физическая география моря и ее метеорология» впервые сформулировал концепцию о том, что океан и атмосферу следует рассматривать во взаимосвязи, океанологи и метеорологи еще долгое время исследовали океан и атмосферу раздельно. Однако теперь стало очевидным, что Мировой океан настолько тесно связан с атмосферой, что исследование одной природной среды должно обязательно включать другую. Одна из причин этого заключается в близости океана и атмосферы между собой по физическим свойствам, в существовании контактов и взаимном обмене теплом, влагой, количеством движения, солями, газами, некоторыми примесями и биологическими организмами.

Океан находится в непрерывном взаимодействии с атмосферой и земной корой. Он представляет собой огромный аккумулятор солнечного тепла и влаги. Благодаря ему на Земле сглаживаются резкие колебания температуры и увлажняются отдаленные районы суши, что создает благоприятные условия для жизни и деятельности человека. Океан оказывает тепловое воздействие на атмосферу в основном благодаря значительной термической инерционности и преобладанию положительной разности температур вода – воздух.

Обратное воздействие атмосферы на океан проявляется главным образом через циркуляцию вод, путем ослабления или усиления поверхностных (а косвенно и глубинных) течений через ветровой режим. Неравномерное поступление солнечного тепла на поверхность океана и изменчивость атмосферных процессов оказывают непосредственное влияние на температуру, соленость и другие характеристики Мирового океана.

Особый интерес представляет пояс Мирового океана, где поглощается огромное количество солнечной радиации (зона между 30° с. ш. и 30° ю. ш.). По данным наблюдений, в зоне между 10° и 30° с. ш. количество тепла, поступающего в верхний слой океана в результате поглощения солнечной радиации, достигает 350 Вт/м^2 (рис.11.1). Накопившееся там тепло переносится в более высокие широты, становясь важным фактором смягчения климата умеренных и полярных широт в холодную половину года. В результате

испарения и турбулентного теплообмена с акватории океана атмосфере за год передается примерно в 2 раза больше тепла, чем с поверхности суши. Отсюда следует, что Мировой океан является одним из главных факторов формирования климата и погоды на Земле.

Оценивая особенности океана как компонента климатической системы, необходимо отметить его гораздо большую протяженность по сравнению с сушей – он занимает примерно 3/4 (около 71 %) земной поверхности, или 81 % поверхности Южного и 61 % Северного полушарий (рис.11.1). Весь механизм атмосферной циркуляции, а, следовательно, формирование земного климата и условий погоды, самым тесным образом связаны с Мировым океаном.

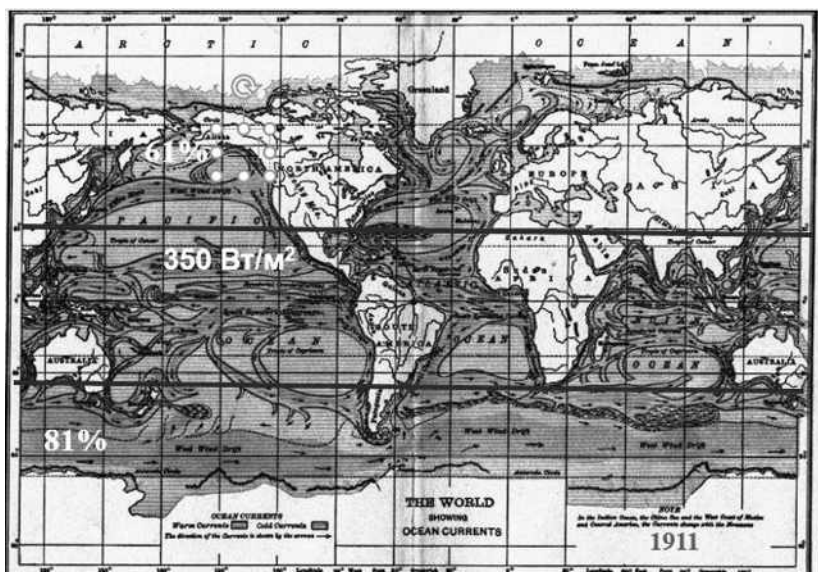


Рис.11.1. Аккумуляция и перераспределение тепла Мировым океаном

Колебания теплоспасов в любом из пяти океанов Земли, изменение интенсивности океанических течений, размеров площади морских льдов – все это неизбежно влечет за собой крупномасштабные изменения общей циркуляции атмосферы и погоды, ко-

торые длительное время могут сохраняться в различных регионах планеты. Климатически значимыми параметрами Мирового океана являются следующие: температура поверхности океана, соленость и характеристики толщи воды, теплосодержание деятельного слоя океана, морские течения и льды.

Если считать, что тепловая машина 1-го рода – это обмен теплом между экватором и полюсом (В.В.Шулейкин), а тепловая машина 2-го рода – это обмен теплом между океаном и сушей (муссонная циркуляция), то по мнению известного российского океанолога С.С.Лаппо, движущим механизмом климатических изменений на Земле является тепловая машина "нулевого рода". Она работает за счет глобального контраста в температуре и солености между отдельными бассейнами Мирового океана. Изменчивость переноса между этими областями и влияет на климат.

Основные виды воздействия океана на климат, которые будут рассмотрены в данной лекции это [5]:

- перераспределение тепла на планете с помощью океанических течений;
- тепловое воздействие океана на климат;
- Эль-Ниньо как пример крупномасштабного взаимодействия между океаном и атмосферой.

11.1. Океанические течения

Существенное влияние на климат оказывают морские (океанические) течения, т.к. количество переносимого ими тепла очень велико. Они представляют собой поступательное движение водных масс в морях и океанах, на поверхности которых они распространяются широкой полосой, захватывая слой воды различной глубины. Морские течения вызываются действием силы трения между водой и воздухом, движущимся над поверхностью моря, градиентами давления, возникающими в воде, а также приливообразующими силами Луны и Солнца. На направление течений большое влияние оказывает сила вращения Земли, под влиянием которой потоки вод отклоняются в Северном полушарии вправо, а в Южном – влево.

В физической океанографии морские течения обычно классифицируют по следующим признакам: по факторам или силам, их вызывающим, по устойчивости, глубине расположения, характеру движения и физико-химическим свойствам.

С учетом вызывающих их факторов, морские течения подразделяются на три группы:

1). Градиентные течения, обусловленные горизонтальным градиентом гидростатического давления, возникающим при наклоне поверхности моря относительно изопотенциальной поверхности. В зависимости от причин, создающих наклон поверхности моря, выделяют: сгонно-нагонные течения, обусловленные действием ветра; бароградиентные, связанные с изменением атмосферного давления; стоковые (сточные), вызванные повышением уровня у берегов и в устьевых участках рек береговым стоком; плотностные (конвекционные), обусловленные горизонтальным градиентом плотности воды.

2). Ветровые и дрейфовые течения. Влекущее действие ветра, передаваемое касательным напряжением поверхностному слою океана и далее в его глубину турбулентной вязкости, возбуждает дрейфовые течения. Ветровые течения представляют собой циркуляцию во всем бароклинном слое (включая и градиентные течения), которая обусловлена влекущим действием ветра и наклоном уровня, вызываемым непосредственным воздействием ветра и перераспределением плотности, связанных с дрейфовыми течениями.

3). Приливные течения, которые вызываются приливообразующими силами Луны и Солнца.

По характеру изменчивости морские течения разделяют на постоянные (устойчивые), временные и периодические (приливно-отливного происхождения). Постоянными и временными течениями могут быть дрейфовые, стоковые, плотностные и бароградиентные.

По расположению различают течения поверхностные, глубинные, придонные и прибрежные. По характеру движения выделяют меандрирующие, прямолинейные и криволинейные течения (циклонические и антициклонические круговороты). По физико-химическим свойствам различают теплые, холодные, соленые и

опресненные морские течения. Если температура воды течения выше температуры окружающих вод, его называют теплым. Теплые течения обычно движутся из низких широт в высокие, а холодные – из высоких в низкие.

В Мировом океане редко наблюдаются течения, вызванные каким-либо одним фактором. Наиболее ярко выраженные океанические течения являются следствием воздействия комплекса факторов. Так, например, Гольфстрим является одновременно плотностным, ветровым и стоковым течением. Определенный интерес представляет глубинная океаническая циркуляция. Наиболее важное значение имеет конвекция, развивающаяся при зимнем охлаждении поверхности океана (зимняя вертикальная циркуляция), когда она охватывает мощный слой воды и в отдельных замкнутых морях с большой соленостью воды распространяется до дна (Красное и Средиземное моря).

Чем ниже температура вод и чем больше их температурные различия, тем значительнее уплотнение и тем большие глубины охватываются перемешиванием. В результате уплотнения при перемешивании вод в зонах сходимости поверхностных течений с различными температурными характеристиками и соленостью происходит погружение поверхностных вод на глубины океана. Значение процесса перемешивания огромно. Благодаря ему солнечное тепло, поглощаемое тонким поверхностным слоем, проникает в глубину, выравнивается соленость морских вод, глубинные и придонные воды получают кислород, а поверхностные обогащаются питательными (биогенными) веществами, накапливающимися в океане.

В ряде прибрежных районов ветровой дрейф приводит к тому, что прогретый поверхностный слой воды уносится от берегов и замещается поднимающейся холодной водой из более глубоких слоев. Подъем морских вод из глубины называется апвеллингом, скорость которого достигает, например, в Северной Атлантике нескольких сантиметров в секунду, и он существенно влияет на температурный режим верхнего слоя Мирового океана. В районах апвеллинга прибрежные воды в среднем на несколько градусов холоднее вод океана на тех же широтах, что сказывается на изменении климата.

Наиболее низкие температуры воды в районе апвеллинга наблюдаются у западных берегов континентов, где он отличается наибольшей интенсивностью и постоянством, низкой температурой и достаточно большим содержанием кислорода (рис.11.2). В Атлантическом океане апвеллинг распространяется вплоть до 40° с. ш., а в Тихом океане – до экватора и местами до 10–20° с. ш.

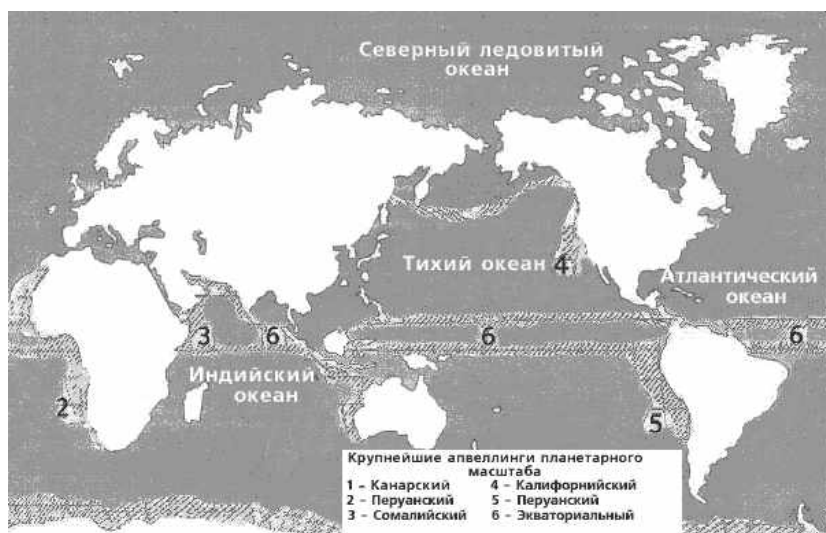


Рис.11.2. Крупные области апвеллинга в Мировом океане

На основе экспедиционных исследований в настоящее время интенсивно изучается мезомасштабная и синоптическая изменчивость океана – подводные вихри и кольцеобразные течения (так называемые ринги), которые также в большой степени влияют на климат (рис.11.3). Оказалось, что доля синоптических вихрей, охватывающих глубины до нескольких километров, в общем балансе перераспределения энергии Мирового океана весьма существенна. Кроме синоптических вихрей (диаметром до 200 км) есть в океане еще и мезомасштабные. Они близко подходят к его поверхности, имеют меньшие размеры (до 40–50 км) и являются элементами внутренней структуры синоптических вихрей.

Вертикальная зональность проявляется в последовательной смене поверхностных, подповерхностных, промежуточных, глубинных и придонных масс океанической воды. Последние занимают наиболее глубокие части океана, перемещаясь от районов полюсов по котловинам и соединяющим их подводным понижениям.

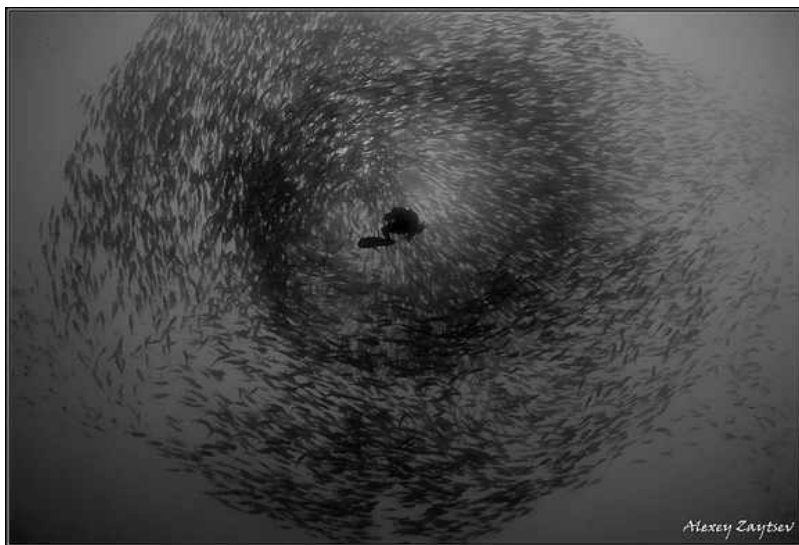


Рис.11.3. Подводный вихрь, зафиксированный специальной аппаратурой

Наибольшее распространение в океане имеют антарктические воды, характеризующиеся низкой температурой и относительно богатым кислородом. В Атлантическом океане они распространяются вплоть до 40° с. ш., а в Тихом океане – до экватора и только местами до $10\text{--}20^{\circ}$ с. ш.

В областях действия мощных постоянных теплых и холодных океанических течений, являющихся географическими факторами климата, при совместном воздействии воздушных потоков и подъема глубинных вод происходит резкое нарушение зональности климатических условий Мирового океана – границы их далеко сдвигаются в пространстве по направлению к полюсам или к экватору.

На рис. 11.4 показана карта-схема основных течений Мирового океана.

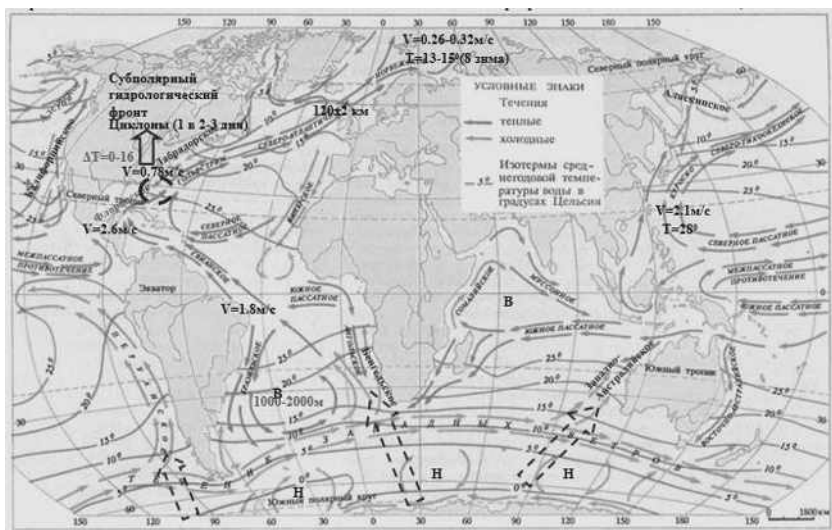


Рис.11.4. Карта течений Мирового океана

Под влиянием атмосферной циркуляции течения верхнего слоя океана (до глубины 1000–2000 м) образуют антициклонические круговороты в тропических и субтропических широтах и циклонические – в умеренных и высоких широтах.

На экваториальных перифериях антициклонических круговоротов (в тропических широтах) горизонтальная циркуляция поверхностных вод океана представлена мощными потоками пассатных течений, развивающихся под влиянием северо-восточного и юго-восточного пассатов. Эти гигантские антициклонические круговороты поверхностных вод в северной и южной половинах океанов расположены под соответствующими атмосферными субтропическими антициклонами.

На западной периферии круговоротов находятся наиболее сильные течения со скоростями, превышающими 1 м/с. Пассатные течения вначале пересекают океан с востока на запад, а у восточных берегов материков отклоняются к северу и югу (соответственно в Северном и Южном полушариях) и движутся вдоль матери-

ков приблизительно до широт 40–45°. Отсюда под влиянием западных ветров поверхностные течения поворачивают к востоку и вновь пересекают океан, образуя в Южном полушарии непрерывный поток поверхностных вод – течение Западных Ветров, а в Северном полушарии – мощные Северо-Атлантическое и Северо-Тихоокеанское течения.

Зимой и летом в тропической области океанов господствуют экваториальные течения, направленные с востока. Там, где течения отклоняются к северу или югу, они приобретают характер теплых, повышающих температуру воды в данной части океана. Таково Гвианское течение, начинающееся в южном полушарии, от северо-восточных берегов Бразилии, имеющее скорость до 1,8 м/с и температуру около 28°C, а также более слабое Антильское течение, южнее Антильских островов.

Через пролив между Флоридой и Кубой из Мексиканского залива выходит мощное теплое Флоридское течение (оно дает начало системе Гольфстрима) с температурой выше 28°C; его скорость здесь доходит до 2,6 м/с, а расход воды составляет около $9 \cdot 10^{10}$ м³/ч. Воды системы Гольфстрим проникают на 10 тыс. км: от Флориды до Шпицбергена и Новой Земли. Это течение транспортирует огромные массы воды различной солености и плотности. Имея наибольшую ширину потока до 120 км и толщину 2 км, Гольфстрим переносит воды в 22 раза больше, чем все реки земного шара. Пресекая Атлантический океан, Гольфстрим направляется на северо-восток и разделяется на несколько потоков. Здесь его правильнее называть Северо-Атлантическим течением; оно значительно расширяется и скорость его уменьшается до 0,26–0,32 м/с. Гольфстрим приносит огромное количество тепла к берегам Западной Европы, где он имеет температуру 13–15°C летом и 8°C зимой. Омывая берега Норвегии, Северо-Атлантическое течение проникает далее в Баренцево море до Шпицбергена и частично даже в Карское море, значительно утепляя климат западного сектора Арктики. Восточнее из-за большой плотности воды это течение опускается в более глубокие слои океана.

Теплые течения, направленные в высокие широты (Гольфстрим и другие) создают на омываемых ими берегах особый климат с очень теплой зимой и малой годовой амплитудой колебаний

температуры. Здесь выпадает повышенное количество осадков, которые часто сопровождаются грозами.

Большое холодное течение выходит из Баффинова моря на юг и под названием Лабрадорского огибает с востока п-ов Лабрадор. Скорость его доходит до 0,78 м/с. Встречаясь с Гольфстримом почти под прямым углом, они образуют у берегов США так называемый субполярный гидрологический фронт. Температура на стыке вод этих течений колеблется от нуля до 16°C. Это оказывает огромное влияние на состояние атмосферы и именно здесь часто зарождаются циклоны (примерно каждые два–три дня).

От Северо-Атлантического течения к берегам Португалии и далее на юг ответвляется Канарское течение, которое у западных берегов Африки является холодным. Оно замыкает круговорот вод северной части Атлантического океана, в центре которого находится Саргассово море (рис.11.5).

В Тихом океане северная ветвь экваториального пассатного течения, идущего с востока на запад, у Филиппинских островов поворачивает к северу (течение Тайвань). Севернее о. Тайвань оно усиливается и образует теплое течение Куросио. Здесь оно имеет температуру до 28°C, а скорость его доходит иногда до 2,1 м/с. Однако в целом это течение гораздо слабее Гольфстрима. Омывая берега Японии, Куросио севернее 41° с. ш. значительно ослабевает и отклоняется прямо на восток (так называемое Северо-Тихоокеанское течение). Достигнув берегов Северной Америки, это течение разветвляется. На север уходит теплое Алеутское течение, влияние которого смягчает суровый климат побережья Аляски и Алеутских островов. К югу идет холодное Калифорнийское течение, обуславливающее холодное лето на западном побережье США и Мексики. Таким образом, замыкается кольцо течений в северной части Тихого океана (рис.11.5).

Холодные течения в Южном полушарии (Перуанское, Бенгельское и другие) в связи с открытостью океана со стороны Антарктики значительно сильнее течений Северного полушария. В высоких широтах Южного полушария, вблизи Антарктиды существует течение, направленное с востока на запад. Между ним и западными течениями умеренных широт также образуются цикло-

нические круговороты, обусловленные циркуляцией атмосферы в этом регионе.

Все холодные течения, направленные в сторону экватора (Лабрадорское, Калифорнийское и другие), вызывают понижение температуры и частые туманы на омываемых ими берегах. Низкая температура воды восточных пограничных течений (Канарского, Калифорнийского, Перуанского и Бенгельского) обусловлена не только переносом водных масс из высоких широт в низкие, но и постоянным пополнением поверхностных вод холодными глубинными водами.

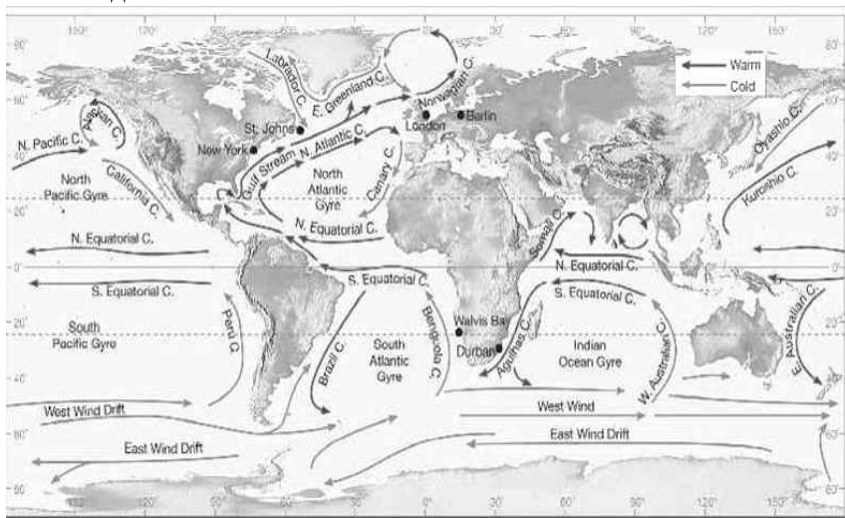


Рис.11.5. Основные круговороты воды в Мировом океане

В тропических и субтропических широтах холодные течения, омывающие западные побережья континентов, способствуют усилению пассатных инверсий. Они являются одной из причин того, что в Южной Америке и Африке почти у самых берегов океана располагаются пустыни с почти полным отсутствием осадков.

Если сопоставить направление океанической и атмосферной циркуляции, то можно заметить, что в тропических и умеренных широтах создаются особо благоприятные условия для отопления внутренних частей материков. Здесь перенос воздушных масс на материк происходит в основном из областей теплых течений (в

тропической зоне – у восточных берегов, в умеренной зоне – у западных берегов морей). Однако интенсивность этого процесса во многом зависит от физико-географических условий. Так, в Северной Америке, благодаря влиянию Кордильер (высота до 6200 м), отепляющее влияние Тихого океана сказывается лишь в узкой полосе на западном побережье континента.

Сезонность течений характеризует рис.11.6, на котором представлены основные течения Мирового океана летом и зимой.

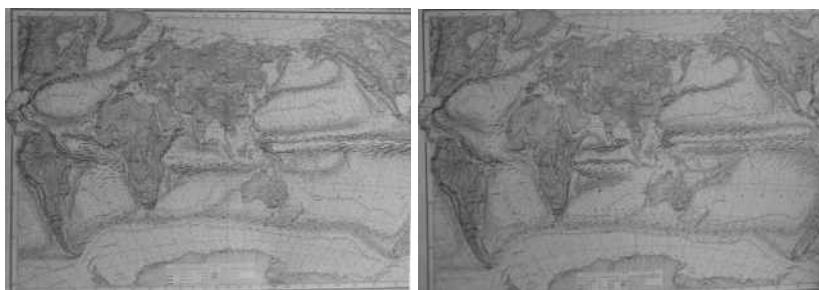


Рис.11.6. Основные течения Мирового океана зимой (слева) и летом (справа)

Из сопоставления карт на рис.11.6 видно, что большинство течений имеют место во все сезоны года, только может изменяться их траектория. Например, зимой теплое течение пересекает весь Индийский океан, а летом разделяется на две части: у востока Австралии и Африки. Вместе с тем, существуют течения, которые наблюдаются только в один из сезонов, например, холодное Сомалийское течение имеет место только зимой.

Если еще раз обратиться к рис.11.5, то из него следует, что в Мировом океане горизонтальные течения формируют 5 основных круговоротов или колец: по два (северное и южное) в Атлантическом и Тихом океанах и одно в Индийском океане. Объединение этих колец и представляет собой главный механизм Мирового океана – конвейер океанических течений («петля Брокера»), как показано на рис.11.7

Мировой океанический конвейер – самое длинное течение на планете, которое огибает весь земной шар. Однако он движется со скоростью всего несколько сантиметров в секунду. Чтобы совершить полный оборот по течению, капле воды потребуется тысяча лет.

Конвейер был открыт в начале 1980х годов российским ученым С.С.Лаппо, который пытался установить причину потока тепла через экватор на север в Атлантике [7]. А сам поток тепла был впервые установлен американским ученым Стефаном Хастенрасом в 1980 г. на основе балансовых расчетов. С.С.Лаппо провел анализ термодинамических характеристик Атлантики и Тихого океана и предложил простое, но по тем временам революционное объяснение: происходит перенос тепла течениями в поверхностном слое из Тихого океана в Атлантический, а в глубинном слое – из Атлантики в Тихий океан.

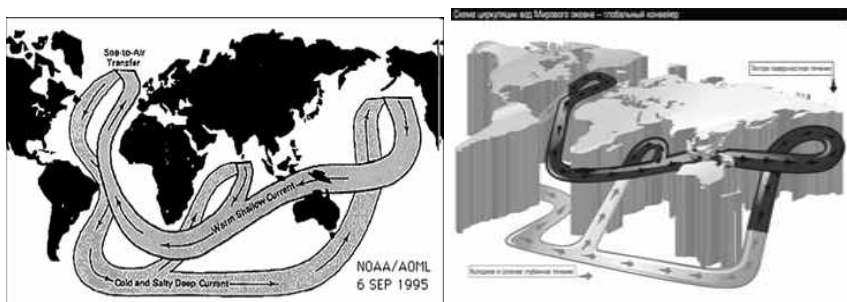


Рис.11.7. Термохалинный конвейер океанических течений Мирового океана

Подобное предложение было революционным, т.к. в соответствии с особенностями циркуляции в тропической ячейке Хэдли, вода, как и воздух, должна на экваторе подниматься вверх (экваториальный апвеллинг) и двигаться от экватора в сторону полюсов, а сам экватор должен быть практически непроницаемым для течений. Аналогичные результаты были опубликованы в 1986 г. американским ученым Брокером, именем которого и был назван океанический конвейер.

Начало конвейера находится в северной части Тихого океана, где уровень воды почти на метр выше уровня Северной Атлантики. Поток из Тихого океана помимо перепада уровней формируют также многие другие процессы, обусловленные разным соотношением осадков и испарения над этими двумя океанами. В связи с тем, что площадь Тихого океана больше Атлантического и конфигурации у них разные, влага, испаряющаяся над Тихим океаном и переносимая циклонами, в значительной степени выпадает в виде

осадков здесь же, над океаном, а влага, испаряемая над Атлантикой, в большей степени переносится на материк.

На севере Атлантики поверхностные воды охлаждаются и опускаются на глубину, формируя возвратный поток в Тихий океан. Инструментально зарегистрировать глобальный конвейер невозможно – слишком большие времена (сотни лет) и слишком маленькие скорости по сравнению со скоростями хорошо известных океанских циркуляционных систем, таких как Гольфстрим, Куро-сио, Агульяс, экваториальные течения и соответствующие движения на глубинах. Поэтому изменения в меж океанском конвейере проявляются в усилении одних звеньев океанской циркуляции и в ослаблении других. Эти малые изменения и приводят к колебаниям в глобальной океанской циркуляции.

В целом глобальный океанический конвейер представляет собой термохалинную циркуляцию, т.е. циркуляцию, создаваемую за счет перепада плотности воды и вследствие неоднородности распределения температуры и солёности в океане.

Термин «термохалинная циркуляция» относится к той части крупномасштабной океанической циркуляции, которая вызывается градиентами плотности в результате действия потоков пресной воды и тепла. Само слово «*термохалинный*» состоит из двух частей: «*термо*» – температура и «*халин*» – солёность. Эти два фактора (температура и солёность) вместе определяют плотность морской воды.

Ветровые поверхностные течения, такие как Гольфстрим, перемещают воды из экваториальной части Атлантического океана к северу. Эти воды попутно охлаждаются и в итоге за счёт увеличившейся плотности погружаются ко дну, формируя Северо-Атлантическую глубинную водную массу. Плотные воды на глубинах перемещаются в сторону, противоположную направлению движения ветровых течений. Хотя большая их часть поднимается обратно к поверхности в районе Южного океана, а самые старые из них с транзитным временем около 1600 лет поднимаются в северной части Тихого океана.

Таким образом, между океанскими бассейнами существует постоянное перемешивание, которое уменьшает разницу между ними и объединяет океаны Земли в глобальную систему. Во время

движения водные массы постоянно перемещают как энергию (в форме тепла), так и вещество (частицы, растворённые вещества и газы), поэтому термохалинная циркуляция существенно влияет на климат Земли.

11.2. Теплосодержание океана и его распределение

Температура океана

Вторым важным фактором влияния океана на климат является его теплосодержание, которое формирует теплообмен с атмосферой. Внешним проявлением теплообмена между Мировым океаном и атмосферой является температура поверхности океана и ее изменение с глубиной, а также температура воздуха на уровне моря и в различных слоях атмосферы. Температура поверхности Мирового океана является одним из основных факторов, от изменений и пространственно-временных характеристик которой зависит температура воздуха над уровнем моря. Кроме того, следует учитывать влияние адвективного переноса тепла воздушными массами и воздействие различных географических условий, осложняющих распределение температуры воздуха над океанами по сезонам. Необходимо подчеркнуть, что аномалии температуры поверхности океана играют особую роль в долговременных изменениях погоды и климата.

Мировой океан фактически является обогревательной системой планеты. В общем около 53 % поверхности Мирового океана имеет среднегодовую температуру выше 20 °С и только 13 % его площади – ниже 4 °С (рис.11.8). Среднегодовая температура поверхности Мирового океана составляет около 17,8 °С, т. е. она на 3,6 °С выше, чем средняя температура воздуха у поверхности земли [1].

Формирование температуры поверхности Мирового океана представляет собой чрезвычайно сложный механизм, поскольку оно тесно связано со многими параметрами, среди которых наибольшее значение имеют суточные и сезонные изменения суммарной солнечной радиации. Поэтому распределение температуры поверхности Мирового океана в очень большой степени зависит от

географической широты. Кроме того, на него оказывают воздействие теплообмен с нижележащими слоями океана, в том числе турбулентное перемешивание, вызываемое волнением, постоянные и приливные течения, сгонные ветры, обуславливающие выход на поверхность холодных глубинных вод, а также затраты тепла на испарение и другие.

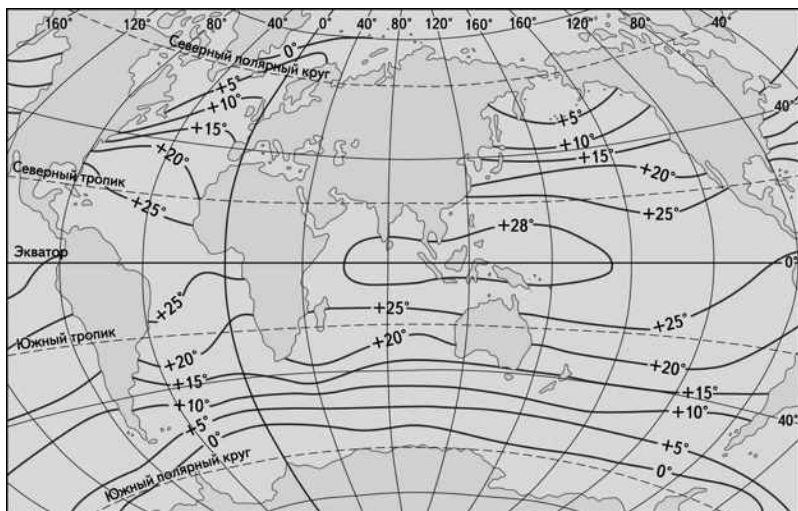


Рис.11.8. Среднегодовая температура поверхности Мирового океана

Поглощение коротковолновой радиации поверхностным слоем воды оказывает большое влияние на распределение температуры по глубине. По данным С.Г.Богуславского на глубине 1 м поглощается 90% радиации, на глубине 5 м уже только 50%, на глубине 10 м – 25% и на глубине 25 м всего 11%. Поэтому температура воды от поверхности до дна Мирового океана непрерывно понижается.

Характер изменения температуры воды с глубиной зависит от географической широты. Так, в экваториальных и тропических широтах, где поверхностные слои, толщиной примерно до 100 м, сильно прогреты, температура воды с глубиной понижается сравнительно быстро. В умеренных и приполярных областях падение температуры воды с глубиной незначительно. Однако в полярной зоне Мирового океана наблюдаются некоторые отступления от

этих закономерностей, а именно: в слое до глубины 100 м температура воды понижается, затем растет, достигая максимума на глубинах примерно 200–600 м, что объясняется адвекцией теплой, но более соленой (плотной) воды подводными течениями. Затем температура непрерывно понижается до дна. В общем, заметные понижения температуры воды с глубиной происходят только до глубин 1000–1500 м (слой термоклина), а ниже они очень незначительны.

Учитывая вертикальное распределение температуры воды с глубиной между 50° с. ш. и 45° ю. ш., а также некоторые другие процессы, сходные с теми, которые отмечаются в атмосфере, толщу воды можно разделить на два слоя. Первый из них верхний, теплый, глубиной в среднем до 500 м (поверхностный слой). Второй – мощный и холодный, распространяющийся до дна. Эти слои называют «океанической тропосферой» и «океанической стратосферой» соответственно.

В табл.11.1 приводятся средние годовые температуры поверхности Мирового океана для различных широтных зон (по Г. В. Жуковскому), из которых следует, что максимальные величины температуры поверхности воды находятся в районе термического экватора; по обе стороны от него температура понижается.

Таблица 11.1.

Широтное распределение среднегодовых температур воды Мирового океана (t_в, °С) в Северном (Сев.п) и Южном (Юж.п) полушариях

Сев.п	90-80	80-70	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20	20-10	10-0
t _в , °С	-1,7	1,0	3,1	6,1	1,0	18,9	23,9	26,5	27,3
Юж.п	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70		
t _в , °С	26,4	25,1	21,7	17,0	9,8	3,0	1,4		

Интересной особенностью является то, что в одних и тех же широтных зонах среднегодовые температуры поверхности Мирового океана в Северном полушарии выше, чем в Южном. Причина заключается в распределении материков, основная масса которых сосредоточена в Северном полушарии. Кроме того, в Южном полушарии облачность больше по сравнению Северным из-за активной циклонической деятельности, что также оказывает заметное влияние на понижение температуры поверхности Мирового океана вследствие изменения радиационного баланса.

На рис. 11.9 показаны распределения температуры поверхности воды на акватории Мирового океана в феврале и августе (месяцы, наиболее характерные для холодного и теплого периодов океанических климатов).

Температура на поверхности океана и в его глубинных слоях в общем распределяется зонально. Колебания ее наблюдаются до глубины 100–150 м. На поверхности океана амплитуда изменяется от 1 °С и менее у экватора до 10 °С и более в субтропических и умеренных широтах. На больших глубинах океана, распределение температуры обусловлено глубинной циркуляцией, переносящей воды, погружившиеся с поверхности.

В тропических широтах Северного и Южного полушарий зимой и летом температура поверхности океана достигает в среднем 25 °С. Внутри этой зоны самые высокие среднемесячные температуры (28–29 °С) отмечаются у восточных берегов континентов, близких к экваториальным районам. Термический экватор (линия наибольших температур) располагается к северу от географического экватора (5° с.ш.). Здесь среднегодовая температура достигает 28 °С, а в замкнутых тропических морях и заливах – 32 °С (Красное море, Персидский залив).

В сторону полярных широт температуры поверхности Мирового океана постепенно понижаются. В умеренных широтах Северного и Южного полушарий они составляют 10–15 °С, а в полярных 2–3 °С, иногда опускаясь до отрицательных значений (-1,9 °С).

Зональность в распределении температуры поверхности океана в обоих полушариях нарушается воздействием морских течений. Этот эффект особенно резко выражен в районе теплых течений Гольфстрим и Северо-Атлантического, воды которых с положительными температурами достигают юго-западных берегов архипелага Шпицберген и южной части Баренцева моря. Менее выражено влияние на распределение температуры теплого течения Куроисио. В умеренных широтах под влиянием морских течений температура в восточной части океанов оказывается на 5–8 °С выше, чем в западной, а в субтропической зоне наоборот, на востоке на 5–10 °С ниже, чем на западе.

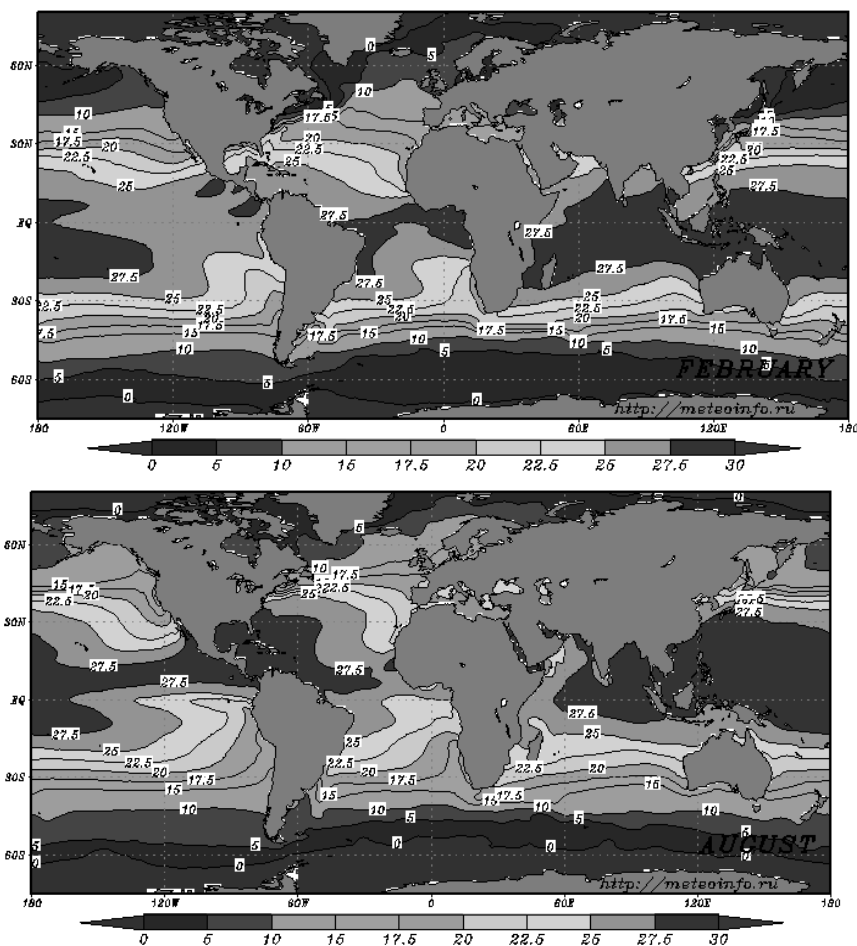


Рис.11.9. Температура поверхности океана в феврале (вверху) и в августе (внизу), (сайт Гидрометцентра России <https://meteoinfo.ru/sstclimate>)

В Южном полушарии (особенно южнее 40° ю.ш.), которое характеризуется сравнительной однородностью водной поверхности, широтный эффект в распределении температуры поверхности океана выражен более четко. Из холодных течений на распределение температуры наибольшее влияние оказывают Бенгальское и Перу-

анское, причем воздействие теплых течений заметнее проявляется в холодное время года, а холодных – в теплое.

Сопоставляя распределения температур воды на рис.11.9 зимой и летом нетрудно получить представление о годовых амплитудах температуры поверхности Мирового океана, зависящих в значительной степени от географической широты. В тропиках они обычно составляют 1–2 °С, но не более 2–3°С (здесь наблюдаются сравнительно небольшие изменения суммарной радиации в течение года). В умеренных широтах амплитуды возрастают до 4—6 °С (максимальные 10–20 °С в Северном полушарии, где больше сказывается влияние материков, и 6–7 °С в Южном).

Максимальные среднегодовые температуры поверхности океана находятся в районе термического экватора, по обе стороны от него температура понижается.

Разности температур воды и воздуха

В средних годовых величинах температуры воздуха над поверхностью Мирового океана (рис. 11.10) прослеживаются не только сезонные особенности пространственно-временного распределения, но и отчетливо проступает влияние суши и моря на поле температуры воздуха.

Например, в тропических широтах Северного полушария средние годовые температуры воздуха над материками на 2–4° выше, а во внетропических на 9–11° ниже, чем над океаном. Причина, в частности, заключается в том, что межширотный адвективный теплообмен над поверхностью Мирового океана значительно интенсивнее, чем над материками. Это хорошо видно из сравнительных данных широтного распределения среднегодовых температур воздуха (в °С) над океаном и материками Северного полушария (табл.11.2, по Е. Ф. Бабенкову).

Таблица 11.2.

Широтное распределение среднегодовых температур воздуха над океанами (t_0 , °С) и сушей (t_c , °С) Северного полушария

широта	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
t_0 , °С	26	26	24	19	16	13	7	-1	-12	-21
t_c , °С	28	28	27	24	18	7	-5	-12	-19	-25

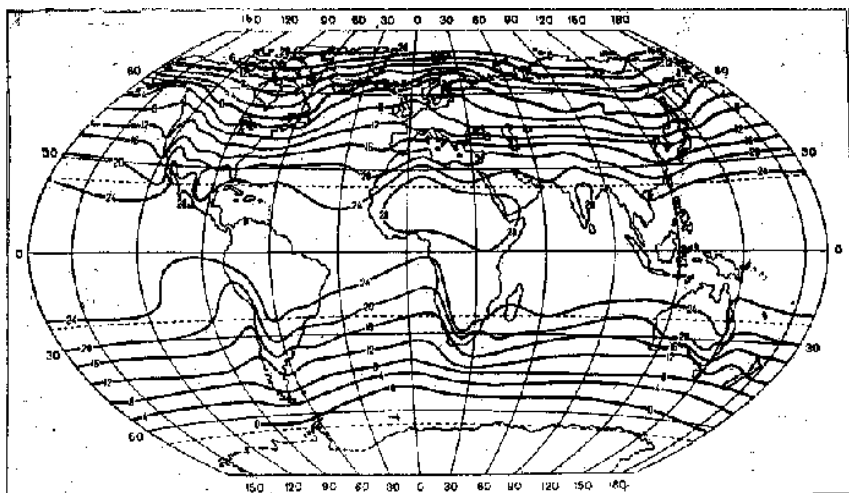


Рис.11.10. Среднегодовая температура воздуха над сушей и океанами (°C)

Из данных табл.11.2 следует, что максимальные разности среднегодовой температуры над океаном и материками отмечаются на 30° с. ш. (отрицательная 5°) и на 60° с. ш. (положительная 12°), что, по-видимому, имеет большое значение в формировании многолетнего распределения атмосферного давления над Мировым океаном. Средняя годовая температура воздуха Южного полушария – океанического, равна $+13,2^\circ$, Северного – более материкового $+15,2^\circ$. Средняя годовая температура воздуха земного шара $+14,2^\circ$, т. е. на $3,2^\circ$ ниже, чем средняя годовая температура поверхности Мирового океана.

Пространственно-временное распределение температуры поверхности Мирового океана и температуры воздуха, которая отражается на величинах длинноволнового лучистого теплообмена между океаном и атмосферой, позволяет рассмотреть такой существенный фактор для оценки вертикального хода температуры воздуха и стратификации «морской атмосферы», как разность температуры вода – воздух для февраля и августа (рис. 11.11 и 11.12).

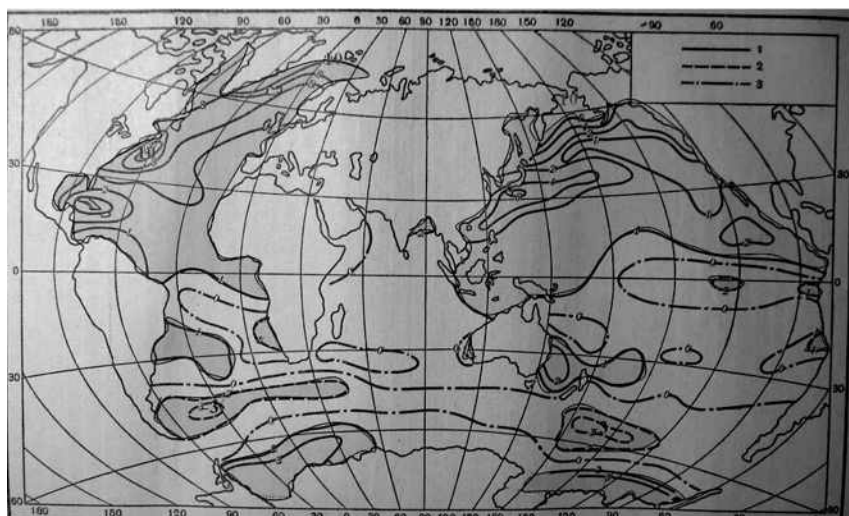


Рис.11.11. Средние разности температур воды и воздуха (февраль)

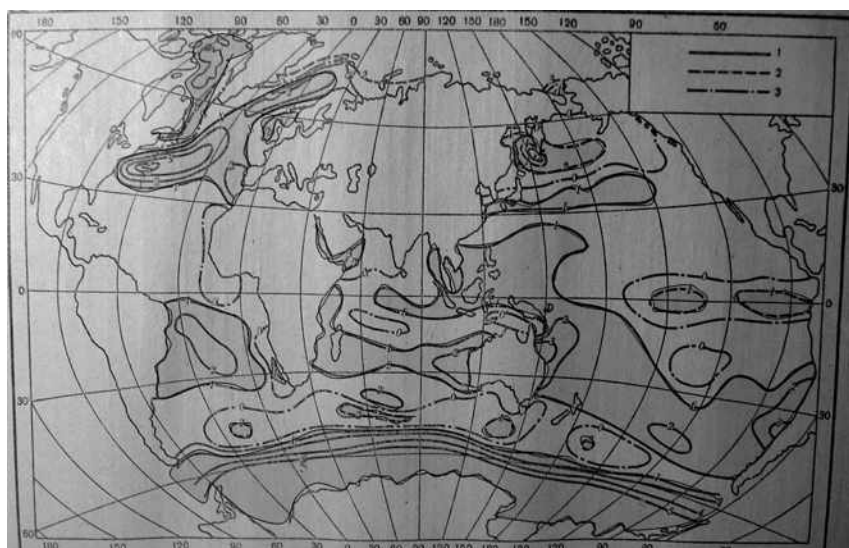


Рис.11.12. Средние разности температур воды и воздуха (август)

Из рис. 11.11 и 11.12 видно, что в течение года температура поверхности Мирового океана обычно несколько выше температу-

ры воздуха. На фоне этой общей закономерности проявляются сезонные особенности.

Например, зимой в Северном и Южном полушариях подавляющая часть поверхности Мирового океана теплее воздуха в среднем на 1°C . Эти разности в зонах теплых течений более существенны, достигая $6\text{--}7^{\circ}$ (Курисио) и $9\text{--}11^{\circ}$ (Северо-Атлантическое течение у Шпицбергена). Наоборот, в летний период в обоих полушариях расширяются площади Мирового океана, где вода холоднее воздуха, что, по-видимому, происходит под влиянием адвекции теплого воздуха со стороны материков, например, Красное море. Имеются также районы, в которых вода холоднее воздуха в течение года, в частности у северо-западного берега Африки, потому что здесь находится холодное течение и имеет место выход на поверхность холодных глубинных вод.

Энергоактивные зоны океана

Поле радиационного баланса Мирового океана [3, 6] зонально и на любом меридиональном разрезе величины слабо отличаются от среднезональных величин. Однако карты теплового баланса Мирового океана [3, 6] имеют четко выраженную очаговую структуру. Минимумы теплового баланса на них связаны с энергоактивными областями, которые характеризуются экстремальными значениями потоков тепла и испарения в атмосфере. Эти области называются энергоактивными зонами океанов и характеризуются максимальной изменчивостью температуры поверхности в них. Аномалии температуры поверхности в северной части Атлантического океана, например, могут существовать в течение 1–6 месяцев и колебаться от 6°C в области Гольфстрима до 1°C в Норвежском море.

Энергоактивные зоны океанов выделяются и на климатических картах и располагаются у восточных берегов океанов, т. е. там, где в атмосфере имеют место зоны высокой бароклинности. Эти зоны формируются потому, что, во-первых, энергоактивные зоны океанов характеризуются максимальными потоками явного и скрытого тепла в тропосфере. Во-вторых, близость охлажденных зимой континентов обуславливает вынос холодного воздуха на западные части океанов, что создает в тропосфере большие кон-

трасты температуры и, следовательно, большие градиенты давления. В этих условиях аномалии температуры поверхности океана приводят посредством усиления или ослабления циклонической деятельности к аномалиям атмосферной циркуляции [2,8,9].

В каждом из океанов можно выделить следующие энергоактивные зоны (рис.11.13)[2].

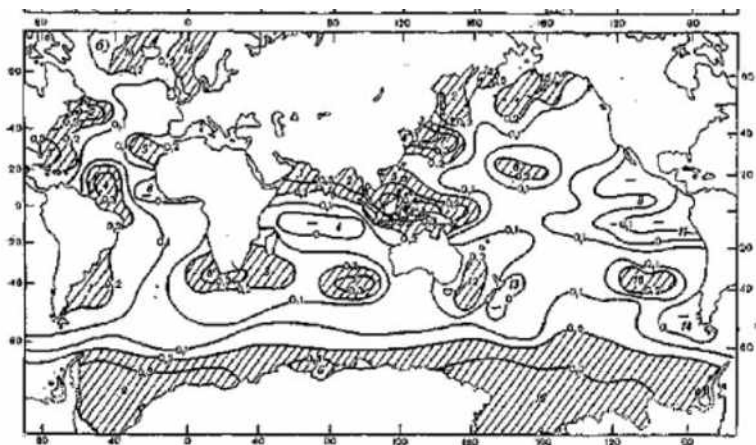


Рис. 11.13 Распределение по акватории Мирового океана фазовых различий годового хода температур воды и воздуха [6]

В Тихом океане: 1 – Берингоморская с очагами у западного и восточного берегов; 2 – Охотоморская; 3 – Япономорская; 4 – Желтого и Восточно-Китайского морей; 5 – Южно-Китайского моря; 6 – Гавайских островов; 7 – Течения Куроисио; 8 – морей Малайского архипелага; 9 – Панамо-Гватемальская (Костариканский апвеллинг); 10 – Острова Пасхи; 11 – Перуанского апвеллинга; 12 – Восточно-Австралийская (хребет ЛордХау); 13 – Новозеландская; 14 – Течения Мыса Горн; 15 – Моря Росса [6].

В Индийском океане: 1 – Аравийского моря; 2 – Бенгальского залива; 3 – Течения Мыса Игольного; 4 – Экваториального апвеллинга; 5 – Южного полярного фронта; 6 – Прикромочная антарктическая [6].

В Атлантическом океане: 1 – Норвежско-Гренландская с очагами у побережья Гренландии (а) и Скандинавии (б); 2 – Ньюфаундлендская; 3 – Течения Гольфстрим; 4 – Западная Тропическая;

5 – Канарская; 6 – Экваториального и прибрежного Африканского апвеллингов; 7 – Фолклендско-Патагонского шельфа; 8 – Южно-Американская; 9 – Моря Уэдделла [6].

Механизм отклика атмосферы на образование аномалии температуры поверхности океана является достаточно сложным. Аномалии температуры океанических вод порождают аномалии испарения, которые определяют аномалии осадков. Взаимоотношение между испарением и осадками имеет большое значение. Оценки показывают, что уменьшение температуры поверхности океана на 2 °C приводит к выравниванию испарения и осадков, что существенно сказывается на интенсивности циркуляционных процессов.

С другой стороны, аномалии температуры поверхности океана оказывают большое влияние на интенсивность переноса в атмосферу явного тепла посредством турбулентности и конвективного движения, что также влияет на циркуляцию атмосферы. Следует подчеркнуть, что описанные взаимодействия являются существенно нелинейными, многофакторными и характеризуются наличием обратных связей.

Действительно, аномалии температуры поверхности океана сказываются на формировании аномалий общей циркуляции атмосферы, которая, в свою очередь, в большой мере определяет циркуляцию поверхностных океанических вод, а, следовательно, и возникновение аномалий температуры поверхности океана. Как уже отмечалось, аномалии температуры поверхности океана порождают аномалии испарения, а, следовательно, и аномалии облачного покрова. Последний регулирует поступление на поверхность океана солнечной радиации и, таким образом, оказывает влияние на формирование поля температуры поверхности океана и его аномалий.

Аномалии температуры поверхности океана не являются, как показывают оценки, единственным источником аномалии атмосферной циркуляции. На ее долю приходится примерно 20 % суммарной изменчивости общей циркуляции атмосферы. При конкретных атмосферных условиях, например, в зависимости от интенсивности фронтальной зоны, от структуры поля ветра и других факторов, температура поверхности океана и ее аномалии в энер-

гоактивных зонах океанов могут влиять на аномалии циркуляции атмосферы, а могут и не влиять.

Вертикальное и горизонтальное влияние океана

В связи с тем, что вертикальный обмен теплом между Мировым океаном и атмосферой является величиной более высокого порядка, чем перенос тепла в горизонтальном направлении он оказывает влияние и на циркуляцию атмосферы над ним.

Пространственно-временное распределение разностей температуры воды и воздуха обуславливает над Мировым океаном преобладание неустойчивой стратификации, т. е. понижение температуры воздуха по мере удаления от морской поверхности. При этом над поверхностью воды существует слой воздуха с преобладанием сверхадиабатических градиентов с вертикальным градиентом температуры воздуха больше 1°C на 100 м, где интенсивное развитие получает термическая турбулентность. Над ним располагается слой с адиабатическим градиентом температуры воздуха равным 1°C на 100 м высота которого достигает 600–650 м. Здесь воздух под влиянием термической и динамической турбулентности, действующих в одном направлении, полностью перемешан и квазиоднороден. Поэтому над пространствами Мирового океана, как правило, имеют большую интенсивность процессы мезомасштабной конвекции.

Кроме этих общих закономерностей, на температуру тропосферы и стратосферы Северного полушария влияет распределение суши и океанов. Например, зимой севернее $20\text{--}30^{\circ}$ с. ш. в умеренных широтах тропосфера над океанами отличается более высокой температурой, чем над материками. В полярных районах такое различие сохраняется только в среднем и нижнем ее слоях. Температурные контрасты, достигающие у подстилающей поверхности $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$, между северо-восточными частями континентов и океанов уменьшаются с высотой до $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$.

Отепляющее влияние Атлантического океана на Европу зимой особенно резко проступает в зоне $40\text{--}60^{\circ}$ с. ш. В нижнем слое тропосферы оно распространяется на сушу до 3000–4000 км, а в среднем до 5000 км, т. е. на всю Европу, часть Западной Сибири и Казахстана. В верхнем слое тропосферы влияние Атлантики ограни-

чивается только Западной Европой. Наряду с этими Евразия оказывает охлаждающее влияние на тропосферу над Тихим океаном: максимум отмечается в зоне $35\text{--}60^\circ$ с. ш., распространяясь на океан в нижнем слое тропосферы на 1000–2000 км, в среднем слое тропосферы – на 3500–4000 км, а в верхнем слое не выходит за пределы Японского и Охотского морей. Летом тропосфера холоднее над океанами, чем над сушей. Температурные контрасты между ними достигают наибольших значений в районе $20\text{--}40^\circ$ с. ш., по величинам они меньше, чем в зимний период.

Охлаждающее влияние Атлантического океана летом на Европу и тепляющее воздействие Евразии на Тихий океан распространяется по мере увеличения высоты над уровнем моря. В нижнем слое тропосферы эти эффекты прослеживаются на расстоянии 1000–1500 км. Они выражены слабее по сравнению с зоной $30\text{--}50^\circ$ с. ш., где воздействие материков в средней и верхней тропосфере прослеживается на расстояние до 3500 км. Смещение теплового влияния континентов и океанов на тропосферу вне их границ объясняется преобладанием в тропосфере зонального переноса воздуха.

11.3. Взаимодействие океана и атмосферы на примере Эль-Ниньо

Одним из наиболее ярких проявлений влияния атмосферы на океан и океана на климат является явление Эль-Ниньо, которое представляет собой теплое сезонное течение поверхностных вод пониженной солености в восточной части Тихого океана. Обычно оно распространяется летом Южного полушария (декабрь – январь) вдоль западного побережья Южной Америки до $5\text{--}7^\circ$ ю. ш. [7]. В отдельные годы Эль-Ниньо усиливается и, проникая далеко на юг (до 15° ю. ш.), оттесняет от побережья холодные воды Перуанского течения и при этом прекращается подъем холодных подповерхностных вод в прибрежной части океана. Аномалии температуры воды в тропической зоне Тихого океана связаны, главным образом, с морским течением Эль-Ниньо. Оно возникает в тех случаях, когда происходит ослабление пассатов и повышается

слой теплой поверхностной воды на западе океана, массы которой затем перемещаются к востоку в виде экваториальных волн.

На рис.11.14 приведена стандартная климатическая ситуация в экваториальной области Тихого океана. Нормальные условия вдоль западного побережья Перу определяются холодным Перуанским течением (или течение Гумбольдта), несущим воду с юга. Там, где течение поворачивает на запад, вдоль экватора, из глубоких впадин происходит подъём холодных и богатых биогенами вод, что способствует активному развитию планктона и других форм жизни в океане. Само же холодное течение определяет засушливость климата в этой части Перу, формируя пустыни. Пассаты гонят прогретый поверхностный слой воды в западную зону тропической части Тихого океана, где формируется так называемый тропический теплый бассейн (ТТБ). В нём вода прогрета до глубин в 100–200 м и имеет температуру 29–30°C и выше, в то время как у берегов Перу температура воды 22–24°C, а уровень океана в западной части выше, чем в восточной на 0,6 м и более.

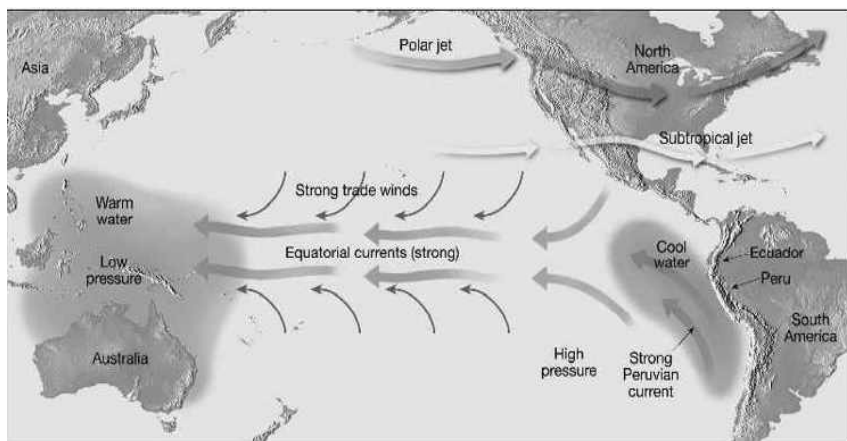


Рис. 11.14. Стандартная климатическая ситуация в центральной части Тихого океана

Кроме того, в западной части Тихого океана у берегов азиатского континента в районе Индонезии имеет место низкое давле-

ние, а в восточной части – высокое, что также способствует усилению пассатов и формированию самой сильной зоны конвергенции.

Первое упоминание термина «Эль-Ниньо» относится к 1892 году, когда капитан Камило Каррило сообщил на конгрессе Географического Общества в Лиме, что перуанские моряки назвали теплое северное течение «Эль-Ниньо», так как оно наиболее заметно в дни католического Рождества (*El Niño (исп.)* называют младенца Христа). В годы Эль-Ниньо, когда вода теплела, рыба уходила искать себе пропитание в другие, более холодные воды, соответственно, рыбный промысел резко сокращался.

Сразу же Эль-Ниньо стали связывать и с другими аномальными событиями на планете. Так в 1893 году Чарльз Тодд предположил, что засухи в Индии и Австралии происходят в одно и то же время, на что также указывал в 1904 году и Норман Локьер. О связи теплого северного течения у побережья Перу с наводнениями в этой стране сообщали в 1895 году Пезет и Эгуигурен.

Ситуация, связанная с появлением Эль-Ниньо показана на рис.11.15.

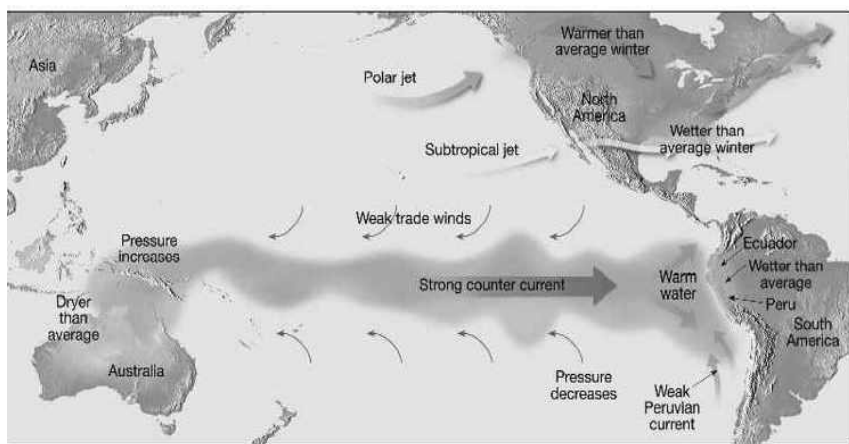


Рис. 11.15. Ситуация в центральной части Тихого океана, связанная с Эль-Ниньо

В случае с Эль-Ниньо, как видно из рис.11.15, гидрометеорологическая ситуация в Тихом океане радикально меняется. Прежде всего изменяется давление в разных частях океана на противопо-

ложное: на западе океана давление увеличивается и становится высоким, а на востоке уменьшается и становится низким. Такой перепад давления в разных частях Тихого океана приводит к изменению направления ветра с восточного на западное, причем западный ветер не только останавливает пассатное экваториальное течение, но и поворачивает его в противоположную сторону – к берегам Южной Америки. При этом тропический теплый бассейн растекается, и на огромной площади Тихого океана происходит повышение температуры воды. В районе Перу холодное течение сменяется движущейся с запада к берегу Перу теплой водной массой, апвеллинг ослабевает, гибнет без питания рыба, а западные ветры приносят в пустыни влажные воздушные массы, ливни, вызывающие даже наводнения. Наступление Эль-Ниньо также снижает активность атлантических тропических циклонов.

Главной причиной возникновения Эль-Ниньо является изменение давления в западной и восточной частях Тихого океана на противоположное. При этом, давление в двух частях океана имеет высокую пространственную связанность с коэффициентом корреляции более 0,8. Эту связанность впервые обнаружил английский метеоролог Гилберг Уокер в 1924 г., когда разрабатывал «метод мировой погоды», т.е. связанности метеорологических явлений в разных частях планеты. В настоящее время нормированная разность давления в разных частях Тихого океана называется Южным колебанием (South Oscillation), которая хорошо связана с Эль-Ниньо.

Свой вклад в изучение Эль-Ниньо внес норвежский метеоролог Джейкоб Бьеркнес, который в 1969 году высказал предположение, что аномально тёплая зона в восточной части Тихого океана может ослаблять температурную разницу между восточными и западными частями, лишая силы пассаты, которые способствуют перемещению тёплых вод на запад. Результатом этого становится увеличение тёплых масс воды в восточном направлении. Было предложено несколько моделей накопления тёплых масс в верхних слоях экваториальных вод Тихого океана, которые затем опускаются вниз в ходе Эль-Ниньо. После прохождения Эль-Ниньо зона накопления теплоты затем должна несколько лет «подзаряжаться», прежде чем осуществится следующая осцилляция.

Еще одним косвенным фактором возникновения Эль-Ниньо считается осцилляция Маддена – Джулиана, которая продвигает зону избыточных осадков в направлении с запада на восток вдоль тропического пояса с периодом 30–60 дней, что может влиять на скорость развития и на интенсивность Эль-Ниньо.

Осцилляция Маддена – Джулиана является одним из видов атмосферной циркуляции в тропической области, имеющая вид волны, которая движется на восток со скоростью от 4 до 8 м/с над тёплыми районами Индийского и Тихого океанов. Движение волны можно увидеть по различным проявлениям, наиболее чётко – по изменениям в количестве осадков (рис.11.16).

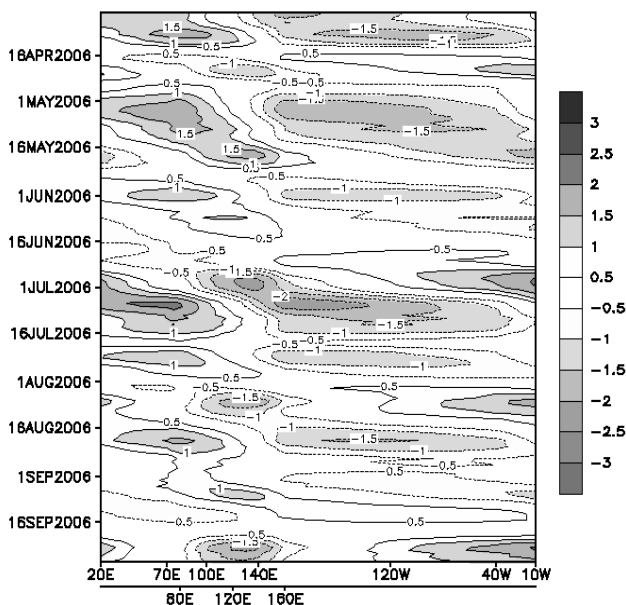


Рис. 11.16. Проявление осцилляции Маддена-Джулиана в виде диаграммы излучения на длинных волнах (5-ти дневные сглаженные средние)

Сначала изменения проявляются на западе Индийского океана (рис.11.15), постепенно сдвигаются к центральной части Тихого океана, а затем затухают по мере продвижения к холодным восточным районам этого океана, но иногда вновь возникают с уменьшенной амплитудой над тропическими районами

ми Атлантического океана. При этом вначале идёт фаза увеличения конвекции и количества осадков, за которой следует фаза уменьшения количества осадков. Явление было обнаружено Рональдом Мадденом и Полем Джулианом в 1994 году.

Проявление влияния осцилляции Маддена – Джулиана на Эль-Ниньо возможно несколькими путями. Например, потоки воздуха с запада, проходя между областями низкого атмосферного давления, образованными осцилляцией Маддена – Джулиана, могут спровоцировать образование циклонических циркуляций к северу и югу от экватора. Когда эти циклоны интенсифицируются, западные ветры в пределах экваториальной части Тихого океана также усиливаются и сдвигаются к востоку, являясь, таким образом, составной частью в развитии Эль-Ниньо. Осцилляция Маддена – Джулиана также может быть источником распространяющихся в восточном направлении волн Кельвина, которые в свою очередь усиливаются Эль-Ниньо, что приводит к эффекту взаимоусиления.

Противоположная фаза осцилляции Эль-Ниньо называется Ла-Нинья (исп. *La Niña* – «малышка, девочка»). В этой фазе наоборот усиливается холодный поток с востока Тихого океана, обусловленный усилением холодного Перуанского течения. Во время формирования Ла-Ниньо пассатные (восточные) ветры с западного побережья обеих Америк значительно усиливаются. Ветры сдвигают зону теплой воды и "язык" холодных вод растягивается на 5000 км, в полосе Эквадор – острова Самоа. Для количественного описания явления Эль-Ниньо и Ла-Нинья используются температурные аномалии поверхностного слоя приэкваториальной части Тихого океана продолжительностью не менее 5 месяцев, выражающиеся в отклонении температуры воды на 0,5 °C в большую (Эль-Ниньо) или меньшую (Ла-Нинья) сторону.

Если температурные аномалии наблюдаются до 5 месяцев, то это считается условием для возможного возникновения в ближайшем будущем Эль-Ниньо (Ла-Ниньо). Если же аномалии продолжаются более 5 месяцев, то считается, что событие Эль-Ниньо (Ла-Ниньо) наступило.

Первые признаки возможного наступления Эль-Ниньо это:

- повышение атмосферного давления над Индийским океаном, Индонезией и Австралией;
- падение давления над Таити, над центральной и восточной частями Тихого океана;
- ослабление пассатов в южной части Тихого океана вплоть до их прекращения и изменения направления ветра на западное.

События Эль-Ниньо и Ла-Ниньо происходят нерегулярно с интервалами от 2 до 10 лет, продолжительностью от 5-6 месяцев до 2 лет и разной интенсивностью. Так, например, наиболее мощные проявления Эль-Ниньо были зафиксированы в 1790–1793 гг., 1828 г., 1876–1878 гг., 1891 г., 1925–1926 гг., 1982–1983 гг. и 1997–1998 гг. В то же время в другие годы явление Эль-Ниньо также имело место, но было слабо выражено, например, в 1991–1992 гг., 1993 г., 1994 г. Эль-Ниньо 1997–1998 годов было настолько сильным, что привлекло внимание мировой общественности и прессы. Тогда же распространились теории о связи Южной осцилляции с глобальными изменениями климата. С начала 1980-х мощное Эль-Ниньо возникало также в 1986–1987 и 2002–2003 годах.

Когда случается Эль-Ниньо, по всему земному шару возникают различные климатические аномалии, в первую очередь в полях температуры и осадков. С одной стороны океана (Америка) в регионах отмечаются сильнейшие осадки, дожди, вызывающие наводнения, сход селей и т.д. На другой стороне океана (Индонезия, Австралия), наблюдаются катастрофические засухи, пожары.

Влияние Эль-Ниньо и Ла-Ниньо на погоду и климатические межгодовые изменения разное в разных частях Тихого океана. В Южной Америке эффект Эль-Ниньо наиболее выражен. Обычно это явление вызывает теплые и очень влажные летние периоды (с декабря по февраль) на северном побережье Перу и в Эквадоре. При этом сильное Эль-Ниньо вызывает и сильные наводнения, которые имели место в январе 2011. В этих случаях южная Бразилия и северная Аргентина также переживают более влажные, чем обычно, периоды, но, в основном, весной и ранним летом. В центре Чили наблюдается мягкая зима с большим количеством дождей, а в Перу и Боливии иногда происходят необычные для этого региона зимние снегопады.

Более сухая и теплая погода наблюдается в бассейне реки Амазонки, в Колумбии и странах Центральной Америки. В Индонезии снижается влажность, увеличивая вероятность возникновения лесных пожаров. Это касается также Филиппин и северной Австралии. С июня по август сухая погода наблюдается в Квинсленде, Виктории, Новом Южном Уэльсе и восточной Тасмании. В Антарктике запад Антарктического полуострова, Земли Росса, морей Беллинсгаузена и Амундсена покрывается большим количеством снега и льда. При этом растёт давление и становится теплее.

В Северной Америке, как правило, зимы становятся теплее на Среднем Западе и в Канаде. В центральной и южной Калифорнии, на северо-западе Мексики и юго-востоке США становится влажнее, а в северо-западных тихоокеанских штатах США – суше. Во время Ла-Нинья, напротив, суше становится на Среднем Западе.

Эль-Ниньо также приводит к снижению активности атлантических ураганов. Восточная Африка, включая Кению, Танзанию и бассейн Белого Нила, испытывают длительные сезоны дождей с марта по май. Засухи преследуют с декабря по февраль южные и центральные регионы Африки, в основном, Замбию, Зимбабве, Мозамбик и Ботсвану.

Эффект, похожий на Эль-Ниньо, иногда наблюдается в Атлантическом океане, где вода вдоль экваториального побережья Африки становится теплее, а у побережья Бразилии – холоднее. Причем, прослеживается связь этой циркуляции с Эль-Ниньо.

Во время прохождения Ла-Ниньо формируются другие экстремальные события, как показано на рис.11.17. При этом, пассатные (восточные) ветры с западного побережья обеих Америк значительно усиливаются. Ветры сдвигают зону теплой воды и "язык" холодных вод растягивается на 5000 км, именно в том месте (Экватор - острова Самоа), где при Эль-Ниньо должен быть пояс теплых вод. В этот период в Индокитае, Индии и Австралии наблюдаются мощные муссонные дожди. Страны Карибского бассейна и США при этом страдают от засух и смерчей.

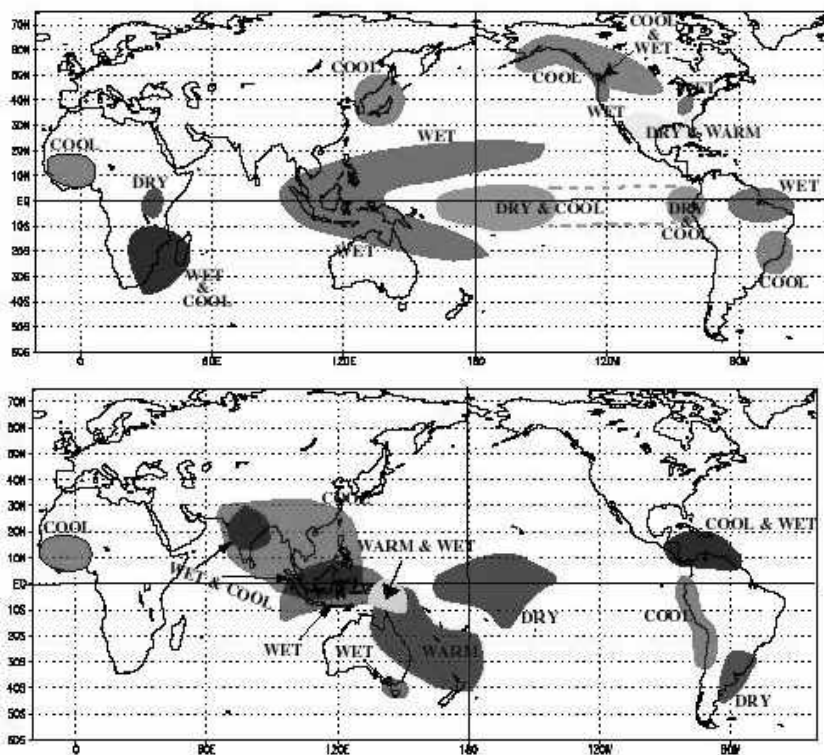


Рис. 11.17 Холодные эпизоды Ла-Нинья декабрь-февраль (сверху), июнь-август (снизу)

Как видно из рис.11.17, проявление влияния Ла-Ниньо зависит от сезона года. В зимние месяцы сухо и тепло наблюдается в Центральной Америке, сухо и холодно — в Эквадоре, холодно — на севере Гвинейского залива и в Японии, влажно и холодно — на западном побережье Канады, на юге Африки, влажно — на западе и северо-востоке Тихого океана, в экваториальной области Атлантики. В летние месяцы тепло и влажно наблюдается на западе Тихого океана, а холод — на западном побережье Южной Америки, в Индии, на севере Гвинейского залива и в Центральной Америке.

Ла-Ниньо, как и Эль-Ниньо, чаще всего возникает с декабря по март. Различие в том, что Эль-Ниньо возникает в среднем один

раз в три–четыре года, а Ла-Ниньо — раз в шесть–семь лет. Оба явления несут с собой повышенное количество ураганов, но во время Ла-Ниньо их бывает в три-четыре раза больше, чем при Эль-Ниньо.

Явление Эль-Ниньо имеет важное климатическое, экологическое и экономическое значение. При его наступлении изменение в полях температуры воды, давления и ветра сопровождаются сильными колебаниями в количестве осадков на огромной территории. Обильные дожди вызывают катастрофические наводнения на обычно засушливом побережье тропических широт (Перу и другие). Теплые воды Эль-Ниньо уменьшают поступление кислорода в подповерхностные слои океана, что губительно действует на океаническую фауну и флору богатейшего перуанского продуктивного района.

Таким образом, энергетическая роль Мирового океана в климатической системе чрезвычайно велика. Морские течения, в том числе и Эль-Ниньо, являются мощным климатообразующим фактором, оказывающим влияние на климат обширных районов через атмосферную циркуляцию [9].

Литература

1. *Атлас теплового баланса океанов.* — Севастополь. МГИ АН УССР, 1970. — 130 с.
2. Бирман Б.А., Позднякова Т.Г. 1985. Климатические характеристики теплообмена в зонах активного взаимодействия океана и атмосферы. М., Гидрометцентр СССР. — 84 с.
3. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности / М.И. Будыко Л.: Гидрометеиздат, 1956. — 255 с.
4. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов / Пер. с нем. П. Г. Каминского под ред. П. Н. Кропоткина. Л.: Наука, 1984. — 285 с.
5. Гусев А. М. Основы океанологии. М.: Изд-во МГУ, 1983. — 246 с.
6. Кондратьев К.Я. Аномалии радиационного баланса Земли и теплосодержания деятельного слоя океана как проявления энергоактивных зон / К.Я. Кондратьев, В.В. Козодеров // Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы». М.: ВИНТИ, 1984. — 280 с.
7. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. 1990. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные зоны Мирового океана. Л., Гидрометеиздат. — 336 с.

8. *Марчук Г.И., Скиба Ю.Н.* Численный расчет сопряженной задачи для модели термического взаимодействия атмосферы с океанами и континентами / Г.И. Марчук, Ю.Н. Скиба // Изв. АН СССР. ФАО. 1976. – Т. 12, № 5, с. 459 – 469.
9. *Марчук Г.И.* Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана / Г.И. Марчук и др. Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 320 с.
10. *Перрен Ж., Клуазо Ж.* Океаны / Пер. с фр. М.: Летний сад, 2011. – 320 с.
11. *Степанов В. Н.* Океаносфера. М.: Мысль, 1983. – 270 с.
12. *Шамраев Ю. И., Шишкина Л. А.* Океанология. Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 382 с.

Лекция 12. Влияние рельефа на климат

12.1. Горный климат и горная климатология

Горные области с различными морфометрическими характеристиками и специфическими климатами занимают около 36 % площади Земли. Влияние рельефа на климат велико и чрезвычайно разнообразно. Оно имеет две характерные черты:

1), Под влиянием особенностей рельефа создаются специфические черты климата внутри горных стран.

2). Горные системы, нарушая процессы адвекции воздушных масс и атмосферной циркуляции, оказывают существенное влияние на климат и погоду прилегающих районов. Это в значительной степени зависит от формы и композиционной структуры отдельных долин и хребтов внутри гор, а также от положения (меридиональное или широтное) и масштаба горной системы в целом.

Изучение влияния рельефа на климат представляет собой весьма существенную и вполне самостоятельную часть проблемы – влияния подстилающей поверхности на климат. Воздействие гор на климат велико и многосторонне. Оно ярко проявляется в изменении с высотой всех метеорологических элементов, приводит к формированию особого, так называемого, «горного климата» и находит наглядное выражение в вертикальной поясности почв и растительности горных стран. Кроме того, воздействие гор на климат не ограничивается пределами самой горной страны, а распространяется более или менее далеко на прилегающие равнины.

М. А. Петросянц подразделяет орографические влияния на атмосферные процессы на три класса [9]:

1) крупномасштабные влияния орографии на формирование общего климатического распределения воздушных течений и планетарных систем циркуляции;

2) влияние орографии на мезомасштабные процессы, т. е. на возникновение, развитие, движение циклонов и антициклонов, обострение и размывание атмосферных фронтов вблизи гор (так называемый орографический циклогенез и фронтогенез);

3) локальные орографические влияния, обуславливающие появление разнообразных особенностей в ходе метеорологических

величин, связанных с конкретными формами рельефа небольшой протяженности (долина, склон, перевал и другие).

Вследствие этих влияний в горных районах создается большая неравномерность (пятнистость) в пространственном распределении облачности, ветра, особенно осадков и опасных явлений погоды. Масштабы воздействия рельефа на атмосферные погодообразующие процессы различны. Так, по горизонтали влияние гор в зависимости от их высоты и протяженности может проявляться на расстоянии до 500 км и более. Например, среднегорная система Карпат оказывает заметное влияние на распределение осадков в прилегающих районах от 100 до 300 км в зависимости от направления влагонесущего потока. По вертикали влияние крупных горных систем (Кавказ, Памир, Гималаи и другие) на воздушные потоки и термический режим тропосферы может распространяться до высоты 10-12 км.

Как показали теоретические исследования академика А. А. Дородницына, даже сравнительно небольшие возвышенности (например, Среднерусская, высотой 200-400 м над уровнем моря), расположенные среди равнины и имеющие значительную горизонтальную протяженность, могут оказывать воздействие на погодообразующие процессы, которое прослеживается до высоты 4 км.

В горах основными климатообразующими факторами, кроме географической широты и атмосферной циркуляции, являются следующие особенности рельефа: высота места над уровнем моря, форма (тип) рельефа, экспозиция и крутизна склонов. Хотя абсолютная высота является основным из них, однако разнообразное влияние форм рельефа, экспозиции склонов и степени защищенности места оказывается иногда столь значительным, что полностью нивелируют ее роль.

Вследствие различного влияния факторов рельефа на атмосферные и радиационные процессы формируется особый тип климата, называемый горным климатом. Даже на довольно близких участках могут создаваться местные вариации климата, проявляющиеся в его чрезвычайной пестроте, а также вертикальной зональности. Горные хребты часто являются естественной климатической границей, разделяющей близкорасположенные области с различными климатическими условиями. Например, Кавказский

хребет, пересекающий равнинную территорию в широтном направлении, препятствует свободному переносу воздушных масс с севера и юга, разграничивает более прохладный сухой климат предгорий Северного Кавказа и теплый влажный, в основном субтропического характера, климат Закавказья. На Дальнем Востоке благодаря хребтам Джугдур, Колымскому и другим влияние Тихого океана на климат сказывается только в прибрежной полосе и не распространяется в глубь континента.

Разновидностью горного климата является высокогорный климат, который формируется, начиная с высоты 2–3 тысячи метров.

Масштабы и характер воздействий рельефа на климат отличаются большим разнообразием, что является следствием, во-первых, различной приподнятости гор над уровнем моря, разнообразия самих форм горного рельефа, крутизны склонов и ориентации их по отношению к лучам солнца и воздушным течениям, а, во-вторых, следствием сложного взаимодействия различных метеорологических процессов и пространственного изменения их активности. Все это создает многообразное сочетание климатических особенностей, а также контрастность климатов в горах, что и является предметом изучения горной климатологии.

Горная климатология, несмотря на большую историю, разработана все еще весьма неполно, что объясняется рядом различных причин:

1. Большой сложностью горных климатов, пестротой и мозаичностью их как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.
2. Крайне недостаточной сетью действующих метеорологических станций в горных странах. К тому же станции размещены в более или менее обжитых районах и преимущественно в долинах; лишь некоторые из них расположены в труднодоступных местах.
3. Кратковременностью экспедиционных наблюдений в горах, а также узостью их тематики (чаще всего изучения динамики ледников); к тому же эти наблюдения, в большинстве случаев кратковременны, а иногда эпизодичны.
4. Неприменимостью имеющихся расчетных методов для получения климатических характеристик в горных условиях. Эти методы

разработаны в основном применительно к равнинным территориям.

Между тем развитие горной климатологии имеет большое практическое и научное значение, т.к. горы занимают значительную площадь суши земного шара. Согласно гипсографической кривой только около половины площади суши имеет высотные отметки до 500 м; выше 1000 м расположено 28% и выше 2000 м – около 13% общей площади суши. Современная гипсографическая кривая суши без Гренландии и Антарктиды (рис.12.1) дает среднюю высоту суши 662 м, что несколько ниже по сравнению с полученными ранее цифрами 840-875 м [5,7], но все равно свидетельствует о том, что в среднем суша больше является плоскогорьем, а не низменностью.

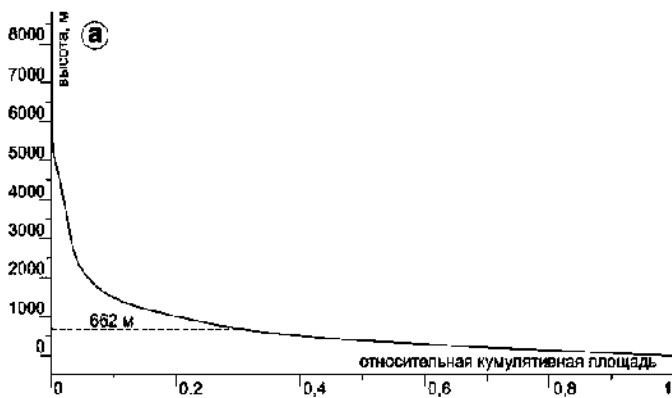


Рис. 12.1. Гипсографическая кривая суши Земли [7] без Антарктиды и Гренландии

В горах имеются огромные и разнообразные минеральные богатства, велики энергетические ресурсы, значительные лесные и сельскохозяйственные угодья – прежде всего пастбища. Однако из-за труднодоступности местности все это используется человеком в ограниченных масштабах. Проблема освоения горных богатств и ставит задачу всестороннего изучения климатического режима горных стран. Научное же значение этой задачи вытекает из большой роли рельефа – в погоду и климатообразовании на Земле.

Рассмотрим влияние рельефа на отдельные метеорологические элементы. Необходимо, однако, иметь в виду, что горы действуют одновременно на весь комплекс метеорологических элементов и на характер погоды в целом.

12.2. Особенности атмосферной циркуляции в горах

Главная причина возникновения местной атмосферной циркуляции в горах – это уменьшение атмосферного давления воздуха с увеличением высоты. При этом уже на высоте около 5–5,5 км давление оказывается в среднем вдвое меньше по сравнению с его величиной на уровне моря. Однако темп уменьшения атмосферного давления с увеличением высоты в горах под влиянием форм рельефа и различия температуры может быть отличным от изменения давления в свободной атмосфере. Следствием этого является различие атмосферного давления на одном и том же уровне над различными формами рельефа (склоном, вершиной, долиной) и их частями. Это нередко приводит к возникновению соответствующей местной циркуляции атмосферы.

Местная циркуляция. Горно-долинная циркуляция

Особенности подстилающей поверхности в горных районах порождают несколько разновидностей горно-долинной циркуляции атмосферы [2].

На склонах горных хребтов и боковых склонах обширных долин под влиянием термических причин – различия в нагревании верхних и нижних частей склонов, а также различия температуры воздуха вблизи склона и в удалении от него – возникают так называемые *ветры склонов*. Это воздушные течения сравнительно небольшого горизонтального протяжения, выраженные дневным движением воздуха вверх по нагретому склону, а ночью стеканием холодного воздуха вниз. В вышележащих слоях атмосферы над потоком склоновых ветров возникают обратные воздушные течения.

В горных долинах развивается горно-долинная циркуляция, при которой днем *долинный ветер* дует по долине вверх, а ночью – вниз (рис.12.2). Эта циркуляция имеет большое горизонтальное

протяжение, охватывает всю долину по высоте и является нередко одним из мощных циркуляционных звеньев, посредством которого осуществляется воздухообмен между горным районом и прилегающей к нему равниной. Например, ночные ветры горнодолинной циркуляции Ферганской и Ангренской долин в Средней Азии проникают в глубь равнин на 70–100 км [3]. Значительно развита горно-долинная циркуляция и по высоте. В районах Кавказского хребта она наблюдается приблизительно до высоты 3000 м. С этого уровня суточная периодичность в направлении ветра здесь уже не отмечается и преобладающими становятся западные ветры.

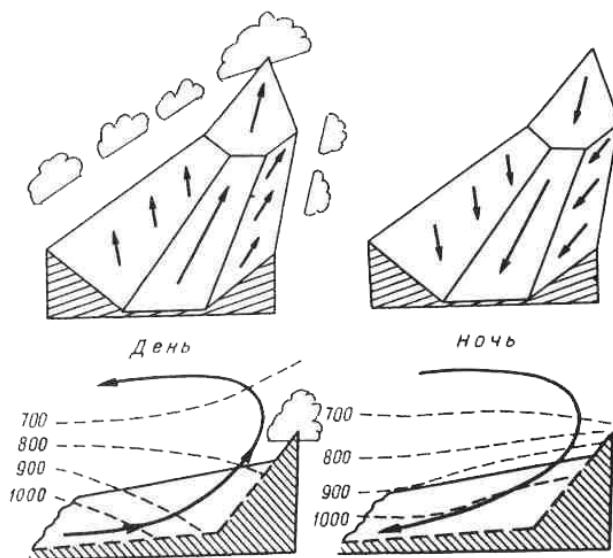


Рис. 12.2. Схема горно-долинной циркуляции днем и ночью

Горно-долинная циркуляция обусловлена термическими причинами и, прежде всего, различиями температуры воздушных слоев у ложа долины и в атмосфере на соответствующей высоте. Различия же температуры, как указывает А. Х. Хргиан [4], в свою очередь являются следствием различий радиационного и теплового балансов в нижней и верхней частях долины, а также в атмосфере. Днем при малооблачной погоде почва и воздух в верхних, частях хорошо обогреваемых долин сильно нагреваются, и давле-

ние здесь несколько понижается. Возникает дневной долинный ветер, скорость которого в приземном слое достигает максимума в первые послеполуденные часы (3–5 м/сек). В пределах долины над долинным ветром выше «высоты обращения» создается обратное компенсационное течение. Уровень «высоты обращения», т.е. положение верхней границы долинного ветра, зависит от стратификации атмосферы и повышается с ростом ее неустойчивости. В Цейском ущелье на Северном Кавказе днем высота этого уровня в среднем равна 1,12 км. В других долинах уровень «высоты обращения» может быть ниже, например, в Баксанском ущелье по данным Е. С. Селезневой он находится на высоте около 0,72 км [3].

Структура долинного ветра сложнее склонового. Поднимающийся по долине поток воздуха одновременно является расходящимся, так как он частично восходит по боковым склонам долины. Над этими течениями имеются обычно компенсирующие токи воздуха противоположных направлений, сливающиеся в один общий довольно сильный поток нисходящего ветра. Таким образом, дневная циркуляция над долиной отличается большой массой вовлекаемого в нее воздуха, довольно резкими изменениями направления ветра и его скорости с высотой, что заметно усложняет воздухоплавание в горах.

Ночью верхние части долин в результате интенсивного радиационного выхолаживания быстро теряют тепло, и холодный воздух от верховий долин стекает вниз. Скорость движения воздуха ночью обычно меньше, чем днем, и у земной поверхности в среднем равна 2 м/с. Однако в ряде горных долин, в особенности в их средних частях, пролегающих среди горных теснин, ночной ветер играет решающую роль в образовании аномалии суточного хода скорости ветра и скорость горных ветров иногда вдвое превышает скорость долинных ветров. По выходу на равнины уже на расстоянии 3–4 км от гор аномалия суточного хода скорости ветра исчезает.

Горный ветер, как и долинный, является сложным, так как он образуется в результате слияния самостоятельных течений воздуха, стекающих со склонов и боковых долин. Кроме того, над горным ветром часто возникает обратное компенсирующее течение. Мощность горного ветра также зависит от температурной страти-

фикации атмосферы; обычно она меньше мощности долинного ветра и в среднем достигает 0,5 км.

Горные и особенно долинны ветры наибольшего развития достигают в теплое время года, в дни с хорошей погодой. Однако в горных районах, расположенных в субтропических, более низких широтах, отличающихся сравнительно небольшой облачностью эти ветры могут наблюдаться в любой сезон года. В целом на горно-долинную циркуляцию для многих горных систем Европы, Азии, Америки приходится 40–70% всех ветров летом и только 10–20% зимой.

Наряду с нормальным развитием горно-долинной, циркуляции, характеризующейся четкой сменой направления переноса воздуха в суточном ходе, многообразие местных, и погодных условий в горах создает режим ветров более или менее сильно отличающихся от классического образца.

Широко известен аномальный долинный ветер, наблюдаемый в Альпах у перевала Малоджа. Этот ветер дует круглые сутки с перевала вниз по долине. Причины, обуславливающие постоянство этого потока, еще не вполне ясны. Предполагается, что ветер «малоджа» связан с различием в нагревании долин по обе стороны от перевала. Возникающий при этом температурный контраст способствует перетеканию относительно холодного воздуха с одной стороны перевала на другую, прогреваемую сторону. Явление «малоджа» характерно для многих перевалов горных стран.

Ледниковые ветры

К аномальным склоновым и долинным ветрам относятся также ледниковый или кататический ветер, дующий в течение суток постоянно в одном направлении. Своим возникновением этот ветер обязан выхолаживанию воздуха непосредственно над льдом и стеканию его по течению ледника. Наибольшей силы этот ветер достигает обычно днем, когда контраст температуры воздуха над ледником и в свободной атмосфере особенно велик. Вечером и утром он ослабевает, но ночью снова усиливается. Максимальная скорость наблюдается на высоте около 2 м над поверхностью льда. Ниже и выше этого уровня его скорость обычно убывает. Над некоторыми ледникам Кавказа скорость ледникового ветра составля-

ет 3–7 м/с. Вертикальная мощность потока ледникового ветра – порядка нескольких десятков, в особых случаях сотен метров.

В потоке ледникового ветра всегда сохраняется инверсионное распределение температуры, обусловленное охлаждением воздуха, притекающего к леднику из окружающей атмосферы и усиливающееся при увеличении скорости ветра. Инверсионный скачок температуры в 2-метровом приледниковом слое воздуха достигает 10°C и сохраняется, даже усиливаясь при ветрах в 4–5 м/с в ясную и в пасмурную погоду. Поэтому из воздуха к поверхности ледника почти непрерывно поступает тепловая энергия. Влагосодержание воздуха с увеличением высоты над ледником также увеличивается. Такое распределение влаги является следствием конденсации ее непосредственно на поверхности льда.

Таким образом, ледниковый ветер имеет существенное значение как в передаче тепла, так и в передаче влаги от воздуха к леднику; первое способствует таянию льда, а второе – увеличению его массы.

Наиболее сильные и устойчивые ледниковые (стоковые) ветры наблюдаются на побережье Гренландии и в Антарктиде (рис.12.3).



Рис.12.3 Схема ледникового (катабатического) ветра в Антарктиде

Скорость ветров на крутых участках ледникового склона достигает 30–40 м/с, а в отдельных местах – даже 80–90 м/с. Вертикальная мощность стекающего воздуха не превышает 200–300 м. Стоковые ветры Антарктиды в результате 700–800-километрового пробега по склону к побережью приобретают хорошо выраженный фёновый характер. Это особенно проявляется на относительной влажности воздуха, которая на побережье на 15–20% ниже, чем на островах, вне зоны стоковых влияний.

Фёны

Своеобразными и весьма распространенными непериодическими ветрами горных районов являются фёны – сухие и теплые, а иногда жаркие ветры, спускающиеся по склонам горных хребтов к их подножиям. Фёны, как известно, чаще всего обусловлены, различием атмосферного давления по обе стороны хребта и связаны поэтому с переваливанием воздуха через горы. Два возможных варианта формирования фёнов показано на рис.12.4. Их развитие характерно особенно для ряда горных систем, выступающих в виде достаточно мощных препятствий на пути воздушных течений не только в нижней, но и в средней и даже в верхней тропосфере.



Рис.12.4. Основные типы формирования фёнов

Часто наблюдаются и хорошо изучены фёны в Альпах. В Инсбруке, например, за год насчитывается до 80 дней с фёном. Велика повторяемость фёнов на Северном Кавказе: в долине р.Белой в Гузерипле за год бывает до 90 дней с фёном, в Архызе и Теберде их соответственно 137 и 149 дней, на платообразной горе Ачишхо – 125 дней, однако в горном курорте Красная Поляна – только 50 дней. Сравнительно велика повторяемость фёнов в горах Средней Азии. Так, например, в районе Ташкента с фёном наблюдается до 49 дней в году.

Скорость ветра при фёне может колебаться в больших пределах: иногда от самых малых значений до 20 м/сек, а в отдельных случаях до 30 м/сек и почти всегда отличается порывистостью, свидетельствующей о наличии вихреобразования в воздухе, стекающем по склону. Большая повторяемость и продолжительность (в среднем 1 сутки, а иногда до 10–15 суток) фёнов в некоторых горных районах приводят к тому, что климат этих районов отличается своеобразием и резкими непериодическими изменениями температуры и влажности воздуха, облачности и осадков.

Скачок относительной влажности при фёне может быть различным. Нередко влажность понижается до 20–30%, а в отдельных случаях, например, на Северном Кавказе, отмечалось ее падение до 10% и менее. Пример фёна в районе Теберды, который наиболее проявился 10 января, представлен на рис.12.5.

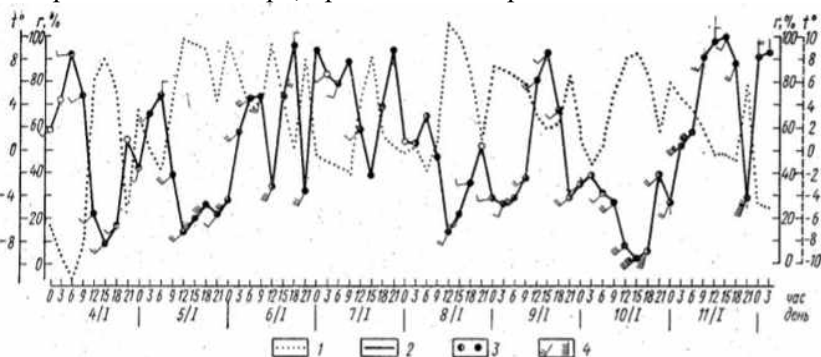


Рис.12.5. Изменчивость основных метеорологических характеристик при фёне в Теберде, где 1 – температура воздуха, 2 – относительная влажность, 3 – облачность (5 и 10 баллов), 4 – ветер (юго-западный 3 м/с и южный 10 м/с)

Облачность при фёне обычно размывается и устанавливается ясная погода. Во многих случаях отмечается большая прозрачность атмосферы, свидетельствующая о чистоте и сухости опускающегося воздуха.

Фёны возможны в горах во всех широтных зонах земного шара, однако проявляются они в разных зонах по-разному. В холодных климатах полярных и субполярных областей фёны вызывают наибольшие изменения в температуре воздуха, достигающие 20–30° в час; велики здесь также перепады относительной влажности воздуха. Наоборот, в экваториальных климатах температурный эффект фёнов невелик (не более 5°), и мало они снижают влажность воздуха (она редко опускается ниже 30%). В умеренных климатах наиболее ярко проявляются фёны в отношении, температуры и влажности воздуха в зимнее время и менее эффективны они летом. Более того, летний фён, образующийся в условиях горного района с наличием оледенения, может проявляться только в падении влажности воздуха. Таким образом, в проявлениях фёнов хорошо прослеживаются зональные и сезонные особенности.

Непериодические изменения погоды, обусловленные фёнами, летом оказывают вредное, иссушающее влияние на растительность и приводят к преждевременному созреванию фруктов, винограда, зерновых культур (например, кукурузы), за что в Тиролевских Альпах его называют «кукурузным ветром». Зимой и весной фёны способствуют таянию снега и даже вызывают паводки на горных реках. Паводки могут быть усилены и осадками, выпадение которых возможно при фёнах, связанных с переваливанием облачных систем теплового фронта через горный хребет.

В ряде мест земного шара фёны получили различные местные названия. Так, фён, наблюдающийся на восточном берегу о. Суматры, носит название «бохорок». На восточных склонах Скалистых гор в Северной Америке часто создается крайняя неустойчивость температурного режима зимних месяцев, обусловленная западным и юго-западным ветром – «чинук». Это индейское название фёна, в переводе означающее «пожиратель снега». Иногда зимой чинук несет столь сухой и теплый воздух, что снежный покров высотой до 30 см под его влиянием испаряется, не превращаясь в воду. Полезную роль играет и «урсатьевский ветер» или

«чирчикский фён» в районе Ташкента для ранней вегетации сельскохозяйственных культур.

Бора

Распространенным ветром в горной местности, граничащей с теплым водоемом, является бора («борей» – холодный северный ветер) – холодный, штормовой, резко порывистый ветер. Он наблюдается обычно в холодное время года, когда над континентом устанавливается область повышенного давления, а над теплой водной поверхностью – область низкого давления. Такое распределение давления обуславливает переваливание устойчиво стратифицированного холодного воздуха через невысокие хребты и перевалы; скорость ветра при этом достигает 40 м/с и более (рис.12.6). Большая сила этого ветра обязана, прежде всего, величине барического градиента в районе перевала, а также действию силы тяжести на движение холодного воздуха по склону – гравитационному стоку.



Рис.12.6. Схема образования боры (слева) и последствия боры 11 ноября 1993 г. в Новороссийске (справа)

Классическим примером подобных ветров является бора в районе Новороссийска, отличающаяся большой повторяемостью и жестокостью. В среднем за год здесь бывает 45–50 дней с борой, большинство из них (65–70%) приходится на холодное полугодие. Ежегодно скорость ветра при боре достигает 34 м/с, а в четырех годах из 10 – превышает 40 м/с и в отдельных случаях – 60 м/с.

Резкие порывы ураганного ветра опрокидывают автомобили и железнодорожные вагоны, срывают крыши с домов и выбрасывают на берег современные суда. Температура воздуха при боре может упасть до 20° мороза. При этом водные брызги, поднимаемые ветром, быстро замерзают, и все предметы покрываются слоем льда в 2–4 м.

Адвекция холодного воздуха при боре сопровождается понижением влажности (абсолютной и относительной) и сказывается на режиме облачности. Облака локализуются над горами и перевалами и представлены обычно чечевицеобразными формами или в виде сплошной облачной стены. Бора и подобные ей ветры наблюдается во многих районах земного шара. Широкую известность получила бора в районе Триеста на Адриатическом море, на западном и восточном берегах Новой Земли, на оз. Иссык-Куль в Восточном Казахстане и во многих других районах.

Так же, как и фён, бора в различных районах имеет свои местные названия: новороссийский норд-ост, бакинский норд, сарма и хараханка на Байкале, мистраль в долине р. Роны и другие.

Общая циркуляция

Рельеф горных районов оказывает влияние не только на местные движения воздуха, но и на течения общей циркуляции атмосферы. Встречая на своем пути препятствия в виде гор, эти течения деформируются, вынуждены их обходить и одновременно в виде сильных ветров устремляются в горные проходы и через перевалы. Даже невысокие, плоские горы, расположенные среди равнины, деформируют линии тока воздушных течений до средней тропосферы. Так Исполиновые горы в Европе высотой 1500 м вызывают волновые движения в слое атмосферы до 6 км, а горы Сьерра-Невада в Северной Америке высотой 4000 м деформируют линии тока даже на высоте 13 км.

Все горные хребты активизируют циклоническую деятельность, вызывают интенсивный вынужденный подъем воздуха вдоль склонов, усиливают процессы облакообразования и формирования осадков на наветренных склонах. На подветренных же склонах гор фронтальные облачные системы размываются и затем вновь восстанавливаются на некотором удалении от гор.

Горные хребты нередко являются естественными границами распространения воздушных масс. Особенно велика задерживающая роль гор для холодного воздуха. Холодные фронты переваливают лишь через невысокие возвышенности. Высокие горы обычно огибаются линией холодного фронта. При этом возможно образование орографической окклюзии, с которой связаны периоды продолжительной ненастной погоды в горах. Мощным препятствием для холодного воздуха является Кавказский хребет. Аналогичную роль выполняют также Альпы, Карпаты, Крымские горы. В результате большого влияния рельефа на течение общей циркуляции атмосферы горы нередко обостряют климатические различия (Кордильеры и Анды в Америке, Уральский хребет) и являются иногда решающим фактором в климатическом разделении территории, например, Кавказ, Альпы и другие.

12.3. Влияние гор на радиационный режим

Рельеф весьма существенно влияет на радиационный режим. Приход и расход радиации в горах зависит как от изменения высоты, так и от изменения крутизны, экспозиции склонов, от закрытости горизонта и характера подстилающей поверхности склонов. Все это обуславливает различие радиационного баланса внутри горных стран и вне гор в свободной атмосфере, на соответствующем уровне [4]. Рассмотрим влияние высоты рельефа на различные составляющие радиационного баланса: прямая и рассеянная солнечная радиация, альbedo, длинноволновое излучение и радиационный баланс.

Интенсивность *прямой солнечной* радиации (S) находится под влиянием ряда факторов, важнейшими из которых являются величина оптической массы атмосферы (m), пронизываемой солнечными лучами и зависящей от высоты Солнца, а также степень прозрачности атмосферы (ρ). Эта зависимость выражается формулой Буге [8]:

$$S = S_0 \rho^m, \quad (12.1)$$

где S_0 — солнечная постоянная, равная 1,98 кал/(см²мин).

Отсюда следует, что с увеличением высоты, как вне гор, так и в горах путь солнечных лучей через атмосферу уменьшается. Уменьшается также плотность воздуха и его запыленность, поэтому на больших высотах солнечные лучи оказываются менее ослабленными и интенсивность прямой солнечной радиации с увеличением высоты растет. Наиболее существенные изменения радиации происходят в нижней половине тропосферы. Это связано с быстрым уменьшением концентрации водяного пара и аэрозольных примесей. Далее темп увеличения интенсивности прямой солнечной радиации уменьшается. В качестве примера приведем в табл.12.1 и на рис.12.7 экспериментальные значения интенсивности прямой солнечной радиации (S), полученные во время подъема аэростата в околополуденные часы при высоте Солнца около 50° и приведенные к среднему расстоянию между Землей и Солнцем (по данным К. Я. Кондратьева и другие, 1969) [3].

Таблица 12.1.

Изменение прямой солнечной радиации с высотой по данным
аэростатных измерений

Высота (м)	S (кал/см ² мин)	Высота (м)	S (кал/см ² мин)
0	1.087	9000	1.735
500	1.185	10000	1.752
1000	1.275	11000	1.762
2000	1.454	12000	1.774
3000	1.516	13000	1.778
4000	1.563	14000	1.780
5000	1.590	15000	1.792
6000	1.645	20000	1.817
7000	1.681	25000	1.825
8000	1.717	29000	1.838

Из рассмотрения данных табл.12.1 и рис.12.7 следует, что приходящая коротковолновая радиация при подходе к поверхности земли уменьшается неравномерно по высоте. Наибольшее уменьшение прямой радиации при безоблачном небе происходит на высотах от поверхности 4200 м, где она снижается на 40%. А при прохождении сквозь атмосферу от 30 км примерно до верхней

границы тропосферы в 12 км изменения прямой радиации составляют всего около 5%.

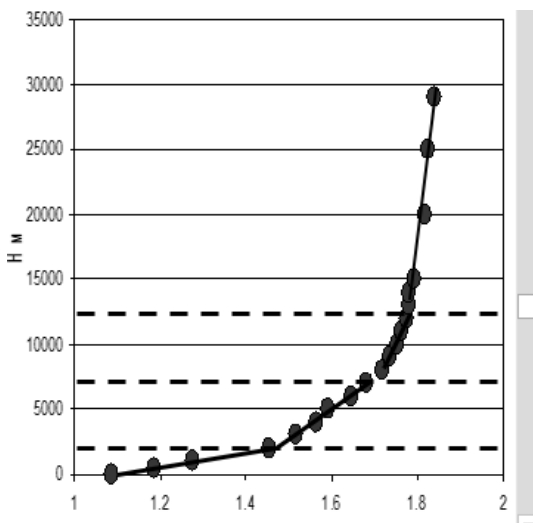


Рис.12.7. Зависимость изменения прямой солнечной радиации от высоты (данные аэростатных наблюдений)

Средние величины вертикальных градиентов изменения интенсивности прямой солнечной радиации составляют около 0,01—0,02 ккал/см²мин на 100 м высоты в поясе гор 500—2000 м характерны для Кавказа и Альп. С высотой изменяется интенсивность не только интегрального потока радиации, но и ее спектральный состав. В видимой области солнечного спектра (0,04—0,75 мк) увеличение радиации обязано главным образом росту ее в области длин волн 0,38—0,71 мк. Эта часть интегрального потока радиации наиболее действенна в фотосинтетическом жизненно биологическом процессе и потому называется фотосинтетически активной радиацией (ФАР). Быстро изменяется с высотой также ультрафиолетовая и эритемная радиация [6].

Зависимость изменения прямой радиации от высоты для разных длин волн (λ) в горах Средней Азии (широта $\varphi=38^\circ$) и Армении ($\varphi=44^\circ$) показана на рис.12.8.

Суточный ход интенсивности солнечной радиации в горах, как и на равнинах, следует, прежде всего, за изменением высоты Солнца. Однако наряду с этим под влиянием высоты рельефа и климатических особенностей ход солнечной радиации в горах может испытывать различные деформации. Чаще всего в суточном ходе появляются асимметрия, при которой дополуденные величины интенсивности солнечной радиации превышают соответственные послеполуденные величины.

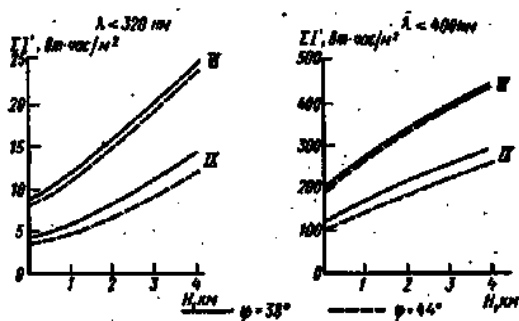


Рис.12.8. Зависимость сумм прямой ультрафиолетовой радиации, поступающей на горизонтальную поверхность, от высоты местности

Большое влияние на суточные суммы прямой радиации оказывает закрытость горизонта - с ее ростом изменяется продолжительность солнечного сияния и существенно увеличиваются потери в приходе прямой радиации. В некоторых формах рельефа (горные котловины и долины широтной ориентации) ее приход зимой и даже в переходные сезоны может уменьшаться до нуля. Так, на горных станциях Алма-атинская селестоксовая (1711 м) и Большое Алма-Атинское озеро (2516 м) закрытость горизонта изменяется для восьми основных сторон горизонта соответственно от 3° до 33° и от 7° до 22° . Вследствие этого, средние месячные потери прямой радиации на этих станциях достигают 27—47%.

Интенсивность *рассеянной радиации* с увеличением высоты и обеднением атмосферы рассеивающими частицами обычно уменьшается. На высоте 4 км околополуденная величина рассеянной радиации уменьшается на 20—40% по сравнению с радиацией предгорья; разница сокращается в зимне-весеннее время, когда

воздух наиболее прозрачен, и увеличивается вдвое летом и осенью. В годовом ходе наибольшие величины рассеянной радиации при ясном небе на равнинах и в предгорьях приходится на июнь — июль. В горах максимум рассеянной радиации смещается на весеннее время, чаще всего на апрель. В это время высота Солнца уже велика и горы повсеместно еще заснежены и потому отличаются большой отражательной способностью, стимулирующей увеличение радиации через вторичное рассеяние.

Суммарная коротковолновая радиация в горах зависит преимущественно от прихода прямой солнечной радиации. Эти суммы неуклонно увеличиваются с высотой во всех горных странах. В среднем за год суточные суммы возможной общей радиации увеличиваются на 26% при подъеме местности почти на 4 км. Абсолютное увеличение больше летом, чем зимой, и обязано главным образом продолжительному солнечному сиянию в это время; относительное увеличение больше зимой и обусловлено преимущественно увеличением интенсивности прямой солнечной радиации с высотой. При этом суммарная ультрафиолетовая радиация возрастает с высотой медленнее, чем прямая радиация.

Доля прямой и рассеянной радиации в общем ее приходе в горах существенно изменяется и в зависимости от облачности и высоты. При безоблачном небе рассеянная радиация, например, в Альпах и на Кавказе, на высоте 2000 м составляет 9—10%, а в Гималаях на высоте 4000 м — всего 8% от величины суммарной солнечной радиации. Под влиянием облачности происходит существенное изменение в соотношении прямой и рассеянной радиации; роль прямой резко уменьшается, а рассеянной — увеличивается в 5—6 раз по сравнению с ясным небом.

Соотношения прямой и рассеянной радиацией для разных сезонов года и для разных высот показаны в табл. 12.2.

За год вклад прямой радиации в общий ее приход уменьшается в горах на высоте 3—4 км в среднем на 10% по сравнению с предгорьями. Наоборот, приход рассеянной радиации возрастает. Эта средняя закономерность определяется климатическими условиями теплого полугодия: Зимой же при увеличении высоты соотношение между прямой и рассеянной радиацией изменяется на

противоположное: доля прямой радиации с высотой увеличивается, а рассеянной — убывает.

Таблица 12.2

Доля прямой (S') и рассеянной (D) радиации в среднем общем ее приходе на горизонтальную поверхность (в %)

Станция	Высота, м	Январь		Апрель		Июль		Октябрь		Год	
		S'	D	S'	D	S'	D	S'	D	S'	D
Казбеги	3653	56	46	48	52	52	48	64	36	52	48
Тбилиси	403	46	56	55	45	65	35	60	40	60	40
Ледник Федченко	4169	44	56	48	52	73	27	61	39	60	40
Тянь- Шань	3600	61	39	52	48	59	41	63	37	57	43
Ташкент	478	50	50	64	36	81	19	68	32	71	29

В горах с высотой места *эффективное излучение* быстро возрастает (вследствие обеднения атмосферы водяным паром и уменьшения ее противоизлучения) и в зоне снеговой линии достигает максимума. Расход тепла путем излучения происходит в горах непрерывно в течение суток. В итоге он превышает приход тепла в виде суммарной солнечной радиации и тем больше, чем выше находится данный пункт.

Инсоляция и излучение в горах в большей степени зависят от экспозиции и крутизны склонов. Разности в получаемых суммах тепла на склонах различной экспозиции и крутизны очень существенны. Так, северные склоны небольшой крутизны получают радиации на 10-15 % меньше, чем горизонтальная поверхность. Даже летом на крутые северные склоны (более 30°) приходится на 15-20% солнечной радиации меньше, чем на горизонтальную поверхность, а зимой они почти не облучаются. Пологие южные склоны (менее 10°) получают несколько больше тепла, чем горизонтальная поверхность. Весной приход солнечной суммарной радиации к южным склонам примерно на 15—20 % больше, чем на горизонтальную поверхность. Интенсивнее облучаются крутые склоны (более 30°), ориентированные на юго-запад или юго-восток. Зимой, даже при сравнительно низком положении солнца, на таких склонах приход суммарной радиации в 2 раза больше, чем на горизонтальную поверхность.

Различия в суточных суммах радиации между северными и южными склонами колеблются от 5 до 12 % в зависимости от их крутизны. Самыми неблагоприятными условиями освещенности в горах отличаются вогнутые формы рельефа, где в отдельных глубоких долинах и ущельях вследствие затененности приход солнечной радиации резко ослаблен (на 25-30 %), особенно зимой. В узких долинах приток радиации зимой может полностью отсутствовать.

Под влиянием облачности в горах происходит существенное изменение в соотношении прямой и рассеянной радиации - роль первой резко уменьшается, а второй возрастает в 5-6 раз по сравнению с ясным небом. Возможные величины суммарной коротковолновой радиации увеличиваются с высотой места почти во всех горных странах. Например, суточные значения суммарной радиации при подъеме от 500 до 4000 м возрастают в среднем за год на 25—30 %. Причем абсолютное ее приращение больше летом, когда продолжительность солнечного сияния значительна, а относительное — зимой (преимущественно за счет интенсивности прямой радиации).

Поглощенная коротковолновая радиация в горах зависит от отражательной способности поверхности (*альбедо*), которая увеличивается с высотой в разные сезоны года по-разному, как показано на рис.12.9.

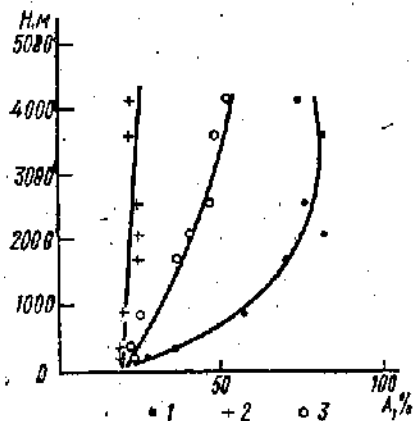


Рис.12.9. Изменение с высотой альбедо подстилающей поверхности в горах Средней Азии: 1 — в январе, 2 — в июле, 3 — за год

В Средней Азии, например, величина альбедо за год изменяется от 20—25% (Ташкент, Ашхабад) до 52% (Ледник Федченко), а на Кавказе от 18% (Тбилиси) до 55% (Казбеги) и значительно колеблется в течение года. Летом на актинометрических площадках в горах снег обычно исчезает. Альбедо подстилающей поверхности в этом случае мало меняется с высотой, колеблясь в пределах 20—25%. Но в горах, покрытых снегом, альбедо велико. Даже средние месячные его величины в этом случае зимой и весной превышают 70—80% и на высотах более 3 км сохраняются с ноября по апрель. Летом альбедо фирна в среднем равно 58%, но колеблется в зависимости от условий погоды от 40 до 80%.

Радиационный баланс, как правило, постепенно уменьшается с высотой. Например, на Кавказе в зоне 3200-3400 м, где поглощенная радиация и эффективное излучение выравниваются, значение годового радиационного баланса близко к нулю, на ледниках он уже отрицательный, а затем, по мере дальнейшего увеличения высоты, он становится отрицательным и изменяется примерно на 42—84 МДж/м² на каждые 100 м поднятия.

В отдельных горных системах, расположенных в климатических условиях с большим количеством ясных дней, в летнее время года возможно постоянство или даже увеличение радиационного баланса с высотой. Это характерно для горных стран, расположенных в сухих климатах. Например, на Восточном Памире, в долине Кош-Агыл на высоте 3715 м радиационный баланс в летние месяцы превысил средние месячные его величины в Ташкенте в среднем на 18%, а в сентябре — даже на 38%. Такое увеличение радиационного баланса объясняется тем, что в условиях небольшой облачности поглощенная коротковолновая радиация с высотой увеличивается быстрее, чем потери тепла путем эффективного излучения. В таких случаях обширные горные плато играют особенно существенную роль в повышении температуры воздуха на больших высотах.

Распределение радиационного баланса в годовом ходе (Памир и другие районы) имеет ярко выраженный сезонный характер с максимумом в июле и минимумом в декабре — январе. Зимой он постепенно уменьшается и там, где подстилающая поверхность представлена льдом и снегом, принимает отрицательные значения.

В горных странах значения радиационного баланса обычно больше, чем в свободной атмосфере на том же уровне, и отличаются заметными колебаниями в суточном и годовом ходе, особенно существенными на плоскогорьях.

Однако горные вершины, покрытые снегом, имеют пониженный радиационный баланс по сравнению с его величиной на этой же высоте в свободной атмосфере. Объясняется это большой отражательной и излучательной способностью снежных вершин, в результате чего велики потери коротковолновой радиации и длинноволнового излучения. Колебания радиационного баланса на снежных вершинах сравнительно невелики.

Ледники в горах вносят существенные особенности в структуру теплового баланса. В период абляции приходящими составляющими теплового баланса часто является не только радиационное тепло, но и приток тепла от воздуха в результате турбулентного обмена в приледниковом слое и конденсации водяного пара на деятельной поверхности ледника. Расходными же составляющими теплового баланса являются затраты тепла на таяние льда и снега, а также на испарение.

12.4. Влияние рельефа на температуру воздуха и почвы

Распределение температуры воздуха и почвы в горах исключительно пестро. Оно зависит от многих факторов: высоты места, формы рельефа, крутизны и экспозиции склонов, вида подстилающей поверхности (растительность, близость скал, снежников и ледников), а также от влияния, которое горная страна в целом оказывает на циркуляционные процессы в атмосфере [1].

Для климатических расчетов часто используется средний градиент вертикального распределения температуры, равный примерно $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, который определен по многочисленным наблюдениям в различных горных районах. Однако в зависимости от сезона года и формы рельефа фактические вертикальные градиенты температуры могут значительно отличаться от этой средней величины. Степень убывания температуры воздуха с высотой различна в зависимости от экспозиции склона и ориентировки его по отношению к преобладающим ветрам. На влажных наветренных скло-

нах градиенты температуры меньше (не более $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$), чем на сухих подветренных, где они обычно достигают $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Вертикальные градиенты температуры на станциях, расположенных в различных формах рельефа, резко изменяются в течение суток и в годовом ходе — от инверсионного распределения в ночные часы и зимой до очень больших величин, часто превышающих в дневные часы и летом сухоадиабатические.

В табл.12.3 приведены внутригодовые изменения градиента температуры на склонах гор с частой повторяемостью фёнов, который зимой не уменьшается, как обычно, а резко возрастает и превышает в несколько раз летние.

Таблица 12.3

Внутригодовой ход градиента температуры γ ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) между Кутаиси (высота 114 м) и Амбралуари (544 м), Грузия.

м-ц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
γ	1,3	1,1	0,7	0,5	0,5	0,4	0,3	0,3	0,6	0,9	1,1	1,4

Типовые региональные зависимости уменьшения температуры с высотой приведены на рис.12.10.

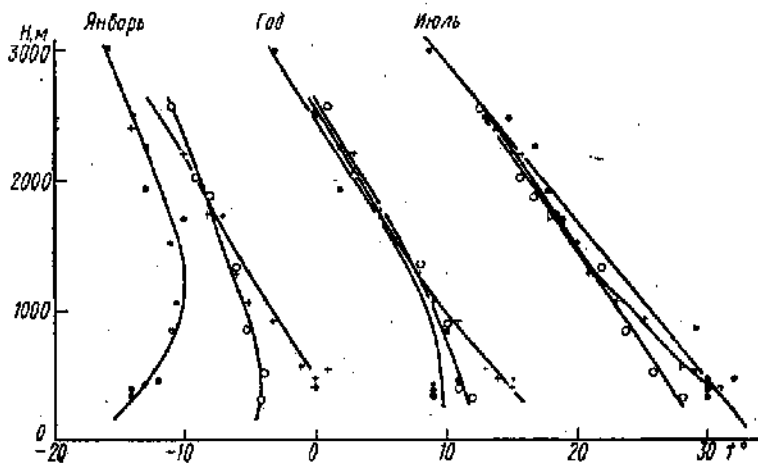


Рис.12.10. Изменение средней месячной (январь, июль) и годовой температуры поверхности почвы с высотой: 1 — на северном склоне Заилийского Алатау, 2 — на северном склоне Большого Кавказа, 3 — на южном склоне Большого Кавказа

Как следует из зависимостей рис.12.10, особенно значительно температура понижается летом и меньше — зимой. В это время в предгорных районах и на нижних уровнях склонов гор часто наблюдается не падение, а рост температуры поверхности почвы с высотой. Этот рост обусловлен адвективными причинами: вторжениями холодных воздушных масс, а также кatabатическим стоком холодного воздуха вниз по склону. На склонах гор, обращенных к югу и недоступных для прямых вторжений холодного воздуха, наблюдаются в среднем наибольшие вертикальные градиенты изменения температуры поверхности почвы с высотой.

Влияние экспозиции склонов на температуру показано на рис.12.11, где представлен средний суточный ход температуры поверхности почвы на южном, восточном и западном склонах и на вершине большой песчаной дюны. Измерения производились в пустыне Гоби на высоте около 1400 м.

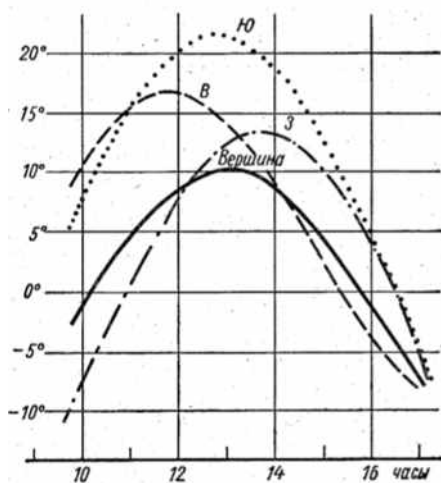


Рис.12.11. Суточный ход температуры в тонком поверхностном слое (на глубине 2 м) на вершине и склонах песчаной дюны в пустыне Гоби (по Р. Гейгеру [5])

Из рис.12.11 следует, что около 10 час наиболее высокая температура наблюдается на восточном склоне. С течением времени

максимальный нагрев поверхности смещается на южный склон и сохраняется здесь до конца дня. Температура почвы на западном склоне утром (10 час) была на 18° ниже, чем на восточном. Однако около 14 час преимущество в нагреве переходит с восточного на западный склон. Все же максимум температуры на этом склоне не достигает дневного максимума на восточном и тем более на южном склоне.

Суточный и годовой ход температуры в горах так же, как и на равнинах, определяется в основном, соответствующими изменениями радиационного режима и потому во внетропических широтах имеет в среднем простой вид — с одним максимумом и одним минимумом.

На поверхности почвы амплитуда суточных колебаний температуры обычно очень велика, особенно в континентальных климатах; наибольшая она в летнее время и примерно в 2—3 раза уменьшается зимой. С высотой суточные колебания температуры увеличиваются зимой и мало меняются летом, как следует из рис.12.12.

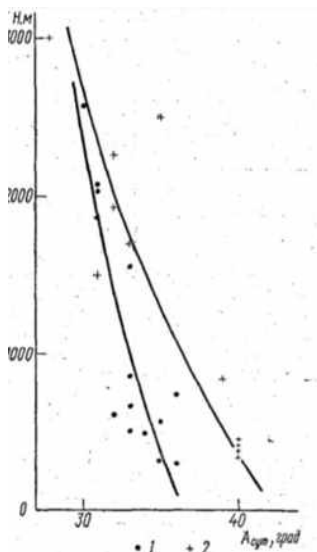


Рис.12.12. Изменение средней суточной амплитуды температуры поверхности почвы с высотой на северных склонах Кавказа (1) и Заилийского Алатау (2) в июле

Как следует из рис.12.12, в нижней части склона Заилийского Алатау колебания температуры на поверхности почвы достигают 40°C ; на Кавказе — 35°C . Эта разница обусловлена различием широтного положения и большей континентальностью климата среднеазиатского горного района. С увеличением высоты амплитуды уменьшаются; на 3-километровом уровне она становится равной $28\text{--}30^{\circ}\text{C}$ и теряет зависимость от степени континентальности климата.

Влияние форм рельефа на температуру также существенно. Как впервые было показано А. И. Воейковым, выпуклые формы рельефа уменьшают, а вогнутые увеличивают в несколько раз годовую и суточную амплитуды колебаний температуры воздуха. Однако, и высота сама по себе также влияет на амплитуду температуры во все сезоны, как показано на рис.12.13.

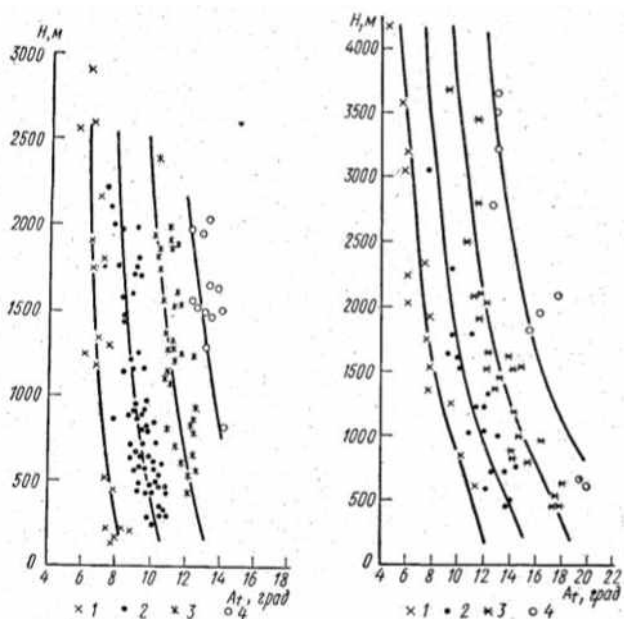


Рис.12.13. Зависимость между суточной амплитудой температуры воздуха и абсолютной высотой в июне: 1 — вершина, 2 — склон, 3 — горная долина, 4 — замкнутая долина или котловина для Большого и Малого Кавказа (слева) и для Тянь-Шаня и Памира (справа)

Как следует из рис.12.13, наибольшие суточные амплитуды характерны для замкнутых долин и котловин и на Кавказе до высоты 2500 м в июне они достигают 12—14°C, а в горах Средней Азии в том же слое — 14—18°C. Наименьшие суточные колебания температуры дают станции, расположенные на вершинах: на Кавказе — 6—8°C, в горах Тянь-Шаня, и Памира — 7—12°C.

Таким образом, с увеличением сухости и континентальности климата колебания температуры заметно увеличиваются. Из рис. 12.13, кроме того, следует, что с увеличением абсолютной высоты все формы горного рельефа, за исключением плоскогорий, дают уменьшение амплитуды температуры. Это уменьшение особенно существенно для нижнего слоя воздуха на Тянь-Шане и Памире до уровня 1500—1700 м; на Кавказе — примерно до 1000 м. С дальнейшим увеличением высоты в горах уменьшение амплитуды температуры хотя и продолжается, но в более замедленном темпе. Это объясняется все усиливающимся влиянием на колебания температуры процессов, происходящих в свободной атмосфере и ослабления роли подстилающей поверхности по мере роста высоты.

Своеобразным распределением температуры воздуха отличаются горные котловины и широкие долины среди гор. Годовая амплитуда температуры в этих формах рельефа не зависит от высоты, а всецело определяется глубиной и степенью замкнутости котловин и долин.

Особый режим температуры воздуха создаётся в горных котловинах, где расположены крупные и глубокие водоемы. Так, в Иссык-Кульской котловине (высота около 1600 м над уровнем моря), благодаря наличию большого незамерзающего озера, сильно смягчается суровость зимы и колебания температуры значительно меньше, чем в других замкнутых котловинах на аналогичной высоте. Годовая амплитуда температуры воздуха на побережье озера Иссык-Куль почти в 2 раза меньше, чем, например, в Сусамырской котловине и на плоскогорьях Тянь-Шаня. Следовательно, воздействие озера полностью погашает и даже перекрывает влияние возгнутой формы рельефа.

На открытых склонах и перевалах в связи с развитием интенсивных инверсий температура воздуха в зимние месяцы значи-

тельно выше, чем в долинах и котловинах, где происходит очень сильное выхолаживание. Летом на склонах под влиянием более интенсивного перемешивания воздуха температура ниже, чем в котловинах и долинах. Большое значение имеет также экспозиция склонов. Естественно, наиболее теплыми являются южные склоны, самыми низкими температурами отличаются склоны, обращенные на север, а восточные — холоднее западных. В узких каньонообразных долинах и ущельях большой разницы между температурами различных склонов нет.

В тропических и субтропических широтах горы, как и низменности, отличаются малым годовым ходом метеорологических величин, и особенно — температуры воздуха. В тропическом горном климате годовой ход температуры сглажен. Здесь более четко выделяются периоды дождей и засухи, а суточные колебания температуры воздуха имеют большее значение, чем годовые экстремумы. Суточная амплитуда температуры на высокогорных станциях может намного превышать годовую, и это является одним из основных отличительных свойств климата тропиков.

Например, в г. Кито, находящемся вблизи экватора (12° ю. ш., 2850 м над уровнем моря) годовая амплитуда температуры очень мала — всего 0,2°C (это климат „вечной весны“). Суточная же амплитуда температуры воздуха здесь может достигать 20 °C.

Годовые максимумы и минимумы температуры воздуха в горах запаздывают, поэтому весна в зоне выше 1500 м холоднее осени. Так на Кавказе в ряде пунктов, начиная с высоты 800 м, самым теплым месяцем является август, а наименьшие температуры наблюдаются в начале февраля.

12.5. Влияние гор на влажность воздуха, облачность и осадки

Влажность воздуха

Абсолютная влажность — одна из важных и неустойчивых характеристик режима увлажнения, которая сильно изменяется в зависимости от физико-географических условий местности, циркуляционных особенностей атмосферы, времени года и состояния погоды. Об этом можно судить по величине упругости водяного

пара в горах, например, Большого Кавказа, Средней Азии и Сибири (рис.12.14).

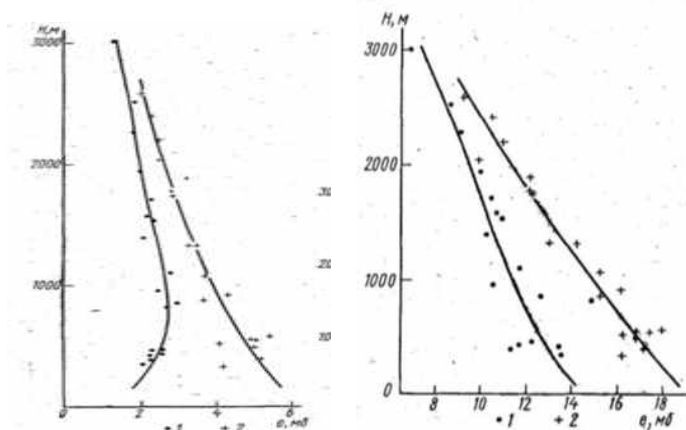


Рис.12.14. Изменение упругости водяного пара с высотой: 1 — в горах Средней Азии, 2 — на Кавказе в январе (слева) и в июле (справа)

В январе в предгорных районах Средней Азии упругость водяного пара падает до 2 мб. Еще меньше она в горах Алтая (около 1 мб), а в Сибири, в районах Оймяконского и Нерского плоскогорий составляет всего 0,1 мб. Однако в предгорьях Кавказа упругость водяного пара в январе достигает 5 мб и более.

В июле упругость водяного пара увеличивается до максимальных значений. В предгорных районах Средней Азии она в среднем равна 12—13 мб, в Сибири — 10—12 мб, а на Кавказе — 16—18 мб. С увеличением высоты местности абсолютная влажность и упругость водяного пара обычно убывает. Это обусловлено главным образом понижением температуры, ограничивающей содержание водяного пара в воздухе определенным пределом, который тем меньше, чем ниже температура.

В холодный период года, в частности в январе, изменение упругости водяного пара под влиянием высоты местности невелики, и особенно малы они в горных районах, расположенных в континентальных и сухих климатах Средней Азии и Сибири. Например, на всем северном склоне Заилийского Алатау упругость изменяется всего от 2,5 до 1,3 мб (рис.12.14). Больше того, до высо-

ты 1000 м влажность воздуха на рассматриваемом склоне остается постоянной или даже несколько увеличивается с высотой, что объясняется частым инверсионным распределением температуры в зимнее время и накоплением влаги в инверсионном слое.

Таким образом, с увеличением континентальности климата убывание влажности воздуха летом с высотой в среднем ослаблено. Это обусловлено ограниченными возможностями испарения с подстилающей поверхности и развитием вертикального перемешивания воздуха до более высоких уровней. Уменьшение абсолютной влажности в горах совершается несколько медленнее, чем в свободной атмосфере, где на убывании влагосодержания кроме понижения температуры сказывается удаление от подстилающей поверхности, с которой происходит испарение. Абсолютная влажность в свободной атмосфере в среднем уменьшается в 2 раза уже на высоте 1500 м и в 4 — на высоте 3000 м по сравнению с приземной влажностью воздуха.

В горных странах испарение с поверхности отчасти пополняет влагосодержание воздуха, поэтому здесь влажность уменьшается вдвое на высоте 2000 м и в 4 раза — на высоте 4000 м. Таким образом, влажность воздуха в горах больше, чем на том же уровне в свободной атмосфере. Разница достигает в среднем около 10%.

Для характеристики убывания влажности воздуха с высотой в горах имеется ряд эмпирических формул. Одна из первых формул предложена Ханном:

$$e_h = e_0 10^{-\frac{h}{6.3}} \quad (12.2)$$

где: e_0 — упругость водяного пара на уровне моря, e_h — упругость водяного пара на высоте h .

Суточный ход упругости водяного пара в основном следует за ходом температуры воздуха. В холодный период суточные колебания влажности в горах невелики — средняя амплитуда не превышает 1 мб. Наоборот, летом колебания выражены наиболее отчетливо. В июле, например, в предгорных долинах суточная амплитуда увеличивается до 3—6 мб, но с увеличением высоты она, как правило, уменьшается.

На склонах и горных вершинах, как и в свободной атмосфере вследствие переноса водяного пара вверх на дневные часы приходится максимум абсолютной влажности; минимум ее наблюдается перед восходом Солнца. В предгорных долинах с ограниченными возможностями испарения нередко наблюдается второй тип суточного хода упругости — с двумя, максимумами (утром и вечером) и двумя минимумами (ночью и днем). Такой тип характерен для некоторых долин Закавказья и ряда долин в горах Средней Азии.

Годовой ход абсолютной влажности с увеличением высоты в горах принципиальных изменений не претерпевает: максимум ее, как и на равнине, приходится на летний период, а минимум — на зимний. Однако амплитуда годовых колебаний влажности при увеличении высоты резко уменьшается главным образом за счет летних значений упругости водяного пара (рис.12.15).

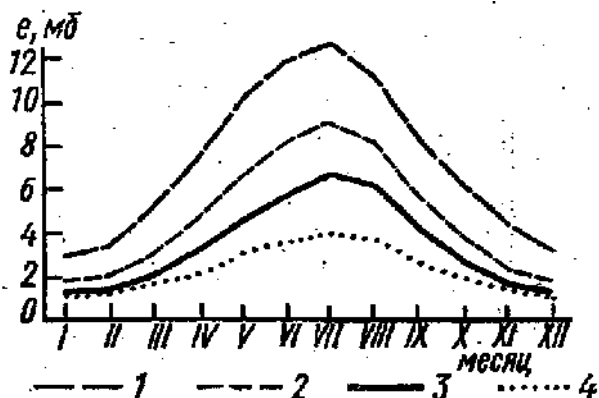


Рис.12.15. Годовой ход упругости водяного пара в горах Средней Азии: 1 — Алма-Ата, ГМО (847 м), 2 — Верхний Горельник (2272 м), 3 — Мын Джилки (3016 м), 4 — Ледник Федченко (4169 м)

Относительная влажность воздуха в горах определяется режимом температуры, притоком влаги в атмосферу, а также развитием фёновых и других явлений. Зависимость относительной влажности от высоты местности в разные сезоны года неодинакова, как следует из рис.12.16.

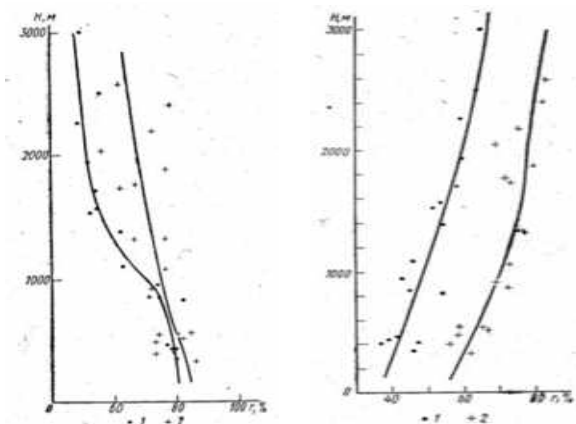


Рис.12.16. Изменение относительной влажности воздуха с высотой: 1 — в горах Средней Азии, 2 — на Кавказе в январе (слева) и в июле (справа)

В зимнее время в результате низкого положения уровня конденсации наибольшая относительная влажность (около 80%) приурочена, как правило, к нижнему уровню гор (рис.12.16 слева). С увеличением высоты она в среднем убывает или же испытывает колебания около некоторого постоянного значения. Большой разброс величин относительной влажности по высоте характерен для Кавказа, где высокие значения влажности (75—80%) в январе наблюдаются не только в предгорных районах, но и на высотах около 2 км. Такую влажность имеют, например, наветренные склоны гор. Наоборот, на подветренных склонах и в долинах (ст. Теберда) из-за частых фёнов влажность падает до средних месячных значений 50—60%. Низкая относительная влажность зимой (55—60%) наблюдается и на склонах Алтайских гор, что обусловлено большей повторяемостью инверсии температуры и частными фёновыми явлениями.

В теплый период года относительная влажность воздуха в горах с высотой, колеблясь, увеличивается (рис.12.16 справа) и достигает максимальной величины в слое облакообразования. В июле наиболее низкие значения влажности наблюдаются в предгорьях Средней Азии (35—40%), Алтая (35—45%), Саян (50—60%), Кавказа (60%). Но на высоте 2,0—2,5 км на склонах наветренных

периферических хребтов Средней Азии влажность достигает уже 60—70%, а в горах Кавказа — 75—85%. И летом повышенной влажностью выделяются горные перевалы и районы, подверженные оледенению. В последнем случае это объясняется преимущественно, большим охлаждающим действием ледников и снежников на атмосферу.

Подветренные склоны гор, а также внутригорные широкие долины и плоскогорья в летнее время остаются сухими. Так, на Алтае на ст. Кош-Агач (1758 м) средняя влажность в июле не превышает 54%, а в дневной срок (13 час) в период с мая по сентябрь она в среднем не более 35—37%. Это и является одной из причин наличия здесь степного и полупустынного горных ландшафтов (Чуйские степи).

Еще большей сухостью воздуха в летне-осеннее время отличается высокогорная пустыня Памира. Так, на ст. Мургаб, правый берег (3576 м) с апреля по октябрь средняя месячная влажность, воздуха сохраняется ниже 40%, а в июле она падает до 28%. Количество дней с относительной влажностью воздуха 30% и менее достигает 252 дня за год и насчитывается всего около 5 дней с относительной влажностью в дневной срок 80%.

Таким образом, относительная влажность в горах испытывает значительные сезонные изменения, что определяется годовым ходом температуры воздуха и абсолютной влажности. Кроме того, относительная влажность изменяется в зависимости от экспозиции склонов по отношению к воздушным течениям и сторонам горизонта, а также колеблется в связи с формами рельефа и другими, местными условиями.

Годовой ход относительной влажности воздуха в предгорьях, как и на смежных равнинах, подобен зеркальному отражению хода температуры воздуха — влажность растет зимой и уменьшается летом. Амплитуда годовых колебаний относительной влажности увеличивается с увеличением континентальности климата. В предгорьях Альп и Кавказа она равна около 20%, в предгорье Копетдага — 45%.

В горах величина и ход относительной влажности во многом зависят от форм рельефа. Согласно закономерностям, установленным А.И. Воейковым, в вогнутых формах рельефа, несмотря на

большую высоту их расположения, суточные и годовые колебания относительной влажности могут быть столь же велики, как и на равнине. Наоборот, на горных вершинах и перевалах эти колебания малы.

Облачность

Режим облачности формируется под влиянием циркуляционных процессов и воздействия подстилающей поверхности на воздушные массы. Сложный характер подстилающей поверхности в горных странах предопределяет большое разнообразие облачности. Оно обусловлено влиянием высоты местности, разной ориентацией склонов по отношению к влагонесущим ветрам и сторонам горизонта, различным воздействиям форм горного рельефа на облакообразование. Общая облачность, например, на Кавказе, колеблется около 6 баллов, а в горах Средней Азии — около 5 баллов и не обнаруживает заметного изменения с высотой.

Годовой ход облачности на склонах гор и на вершинах определяется, как правило, общециркуляционными процессами, но иногда они играют меньшую роль, чем сезонность в развитии конвекции. Происходит это, в частности, на подветренных склонах гор и внутри горных систем, где фронтальные облака, связанные с общециркуляционными процессами, при переваливании через хребты часто размываются. Поэтому в годовом ходе облачности четко выделяется летний максимум, обусловленный решающим влиянием конвекции, и зимний минимум, когда конвекция слаба. Эти особенности годового хода облачности еще больше усиливаются в горных системах со значительной повторяемостью зимних инверсий температуры, которые в средневысотной зоне гор резко уменьшают облачность.

Уменьшение облачности в горах зимой и увеличение ее летом подчеркивается и существенно дополняется также сезонными изменениями числа ясных и пасмурных дней. Количество ясных и пасмурных дней имеют противоположные годовые ходы. Наиболее часто ясные дни в горах наблюдаются в зимнее и осеннее время и реже — летом и весной. Таким образом, в отличие от равнин и предгорий, в горах сравнительно небольшая облачность и большое число ясных дней в зимнее время создают весьма

благоприятные условия для развития зимнего климатолечения и туризма.

От зимы к лету существенно изменяется не только количество облачности, но и ее характер, как показано на рис.12.17.

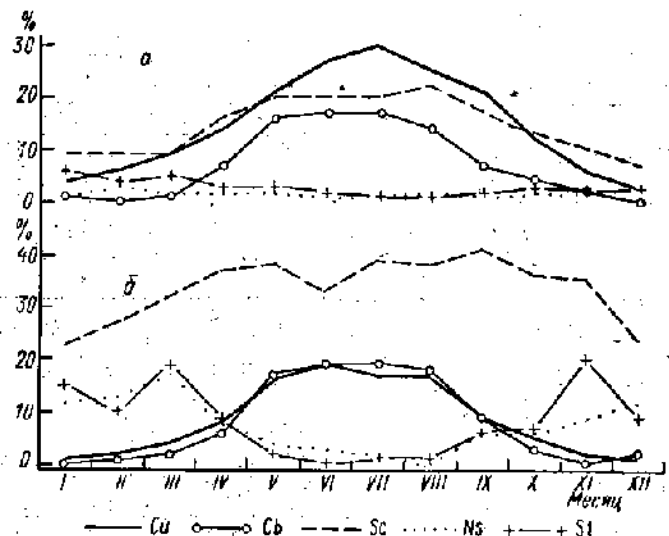


Рис.12.17. Вероятность облачности слоистых и кучевых форм (процент от общего числа отметок облачности): а — в Бермамыте (2583 м), б — в Ново-Пятигорске (531 м)

В холодное время года в результате малого влагосодержания воздуха и частого инверсионного распределения температуры облачность в горах в основном представлена формами слоистых облаков (слоистые, слоисто-кучевые) с небольшой вертикальной мощностью. Низкое положение уровня конденсации ограничивает распространение этих облаков нижними ступенями гор. На уровне средних гор повторяемость слоистых форм облаков уже невелика. Сюда проникает в основном фронтальная облачность, также отличающаяся хорошо выраженной спокойной слоистой структурой.

В теплое полугодие в связи с интенсивной трансформацией воздушных масс облачный покров имеет ячеистую структуру. Преобладающими формами облаков в это время являются облака вертикального развития — кучевые и кучево-дождевые. Сплошной облачный покров бывает в это время, как правило, лишь при прохождении фронтов, и также представлен развитыми по вертикали кучевыми и слоисто-кучевыми облаками.

Горные районы отличаются довольно большим числом дней с туманами. Близость положения уровня конденсации приводит к тому, что за туман в горах часто принимаются натекающие облачные массы. Особенно велико число дней с туманом на склонах гор, обращенных к влажным ветрам, на перевалах и горных вершинах.

Осадки

Рельеф оказывает большое влияние на пространственно-временное распределение осадков и на изменение всех их основных характеристик (количество, продолжительность, интенсивность). По данным О. А. Дроздова и Л. П. Кузнецовой в условиях даже холмистого рельефа увеличение осадков происходит на 10-15 % на 100 м поднятия. Это так называемые плювиометрические градиенты.

Увеличение осадков в горах с высотой идет лишь до известного предела в зависимости от географических условий, времени года, метеорологических условий осадкообразования (положение уровня конденсации и других), особенностей климата и циркуляционных процессов. Так, в Гималаях этот предел летом лежит на высоте 1300 м, зимой — выше, в Баварских Альпах зимой он находится на высоте 600—1000 м, а летом — выше. На Центральном Кавказе количество осадков увеличивается до высоты 2500—3000 м, а затем убывает. В Западном Памире и других горах Средней Азии они возрастают до 4000 м, а иногда и выше.

Количество осадков и высота зоны их максимума в горах зависят от ориентации склонов по отношению к влагонесущим потокам. Обычно осадков гораздо больше выпадает на склонах, обращенных в сторону влажных ветров. Так, на наветренном склоне Западных Гат (Индия) под воздействием муссона среднегодовое количество осадков достигает 2000—3000 мм, а в отдельных местах — до 6700 мм. На противоположном подветренном склоне этих гор оно составляет всего 700 мм. В южной части Чили на склонах Анд, обращенных в сторону Тихого океана, выпадает 3000—5000 мм в год, а в Патагонии на тех же широтах — только 150—250 мм.

О.А.Дроздовым установлено, что под влиянием орографии возникают три специфические зоны трансформации поля осадков, которые существенно отличаются по количеству осадков и характеру термодинамических процессов, их обуславливающих [3]:

1) область предвосхождения (или „подпруживания“), характеризующаяся образованием максимума осадков у подножия горы (до подъема по склону);

2) область увеличения осадков на наветренном склоне, возникающая при вынужденном подъеме воздуха (в основном это западные склоны в умеренных широтах и восточные в тропических);

3) „дождевая тень“ — область уменьшения осадков вследствие нисходящих потоков на подветренных склонах или внутригорных котловинах.

У больших возвышенностей, особенно в холодное время года, максимумы осадков часто располагаются не на склонах, а у подножия гор над районами, где превышение еще отсутствует. Такие осадки были вызваны осадками предвосхождения. Эффект подпруживания обнаруживается в предгорьях не только непосредственно у склона, но и на значительном расстоянии от хребтов.

Орографическая конвекция, связанная с задержкой потока, при большой относительной влажности способствует дополнительной конденсации и выпадению осадков. Эти процессы проявляются по-разному в зависимости от типа климата. В умеренном поясе увеличение осадков в зоне предвосхождения не превышает роста осадков по склонам гор, где и выпадает их максимальное количество. В тропических широтах обычно в зоне предвосхождения выпадает наибольшее количество осадков, а на склонах гор оно уменьшается.

Увеличению количества осадков с высотой на наветренных склонах и в открытых для влагонесущих потоков долинах обычно сопутствует рост числа дней с осадками, как показано на рис. 12.18.

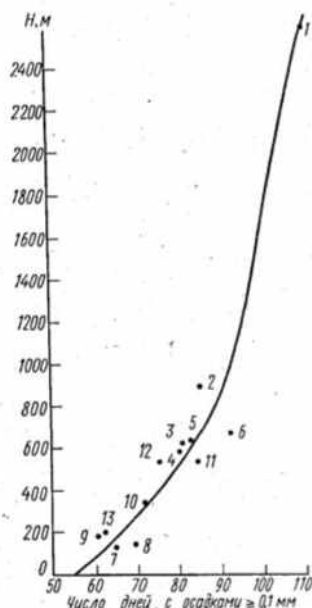


Рис.12.18. Изменение числа дней с осадками $>0,1$ мм с высотой в теплый период года (апрель — октябрь), где точки — номера пунктов наблюдений

Снежный покров

С увеличением высоты осадки все чаще выпадают в виде снега. У подножия, например Швейцарских Альп, твердые осадки составляют лишь 5—10% от их общего количества, на высотах 1000 и 2000 м — соответственно 25% и 60%, а выше 3500—3600 м уже выпадает только снег.

Изменение удельного веса твердых, жидких и смешанных осадков с высотой в горах Грузии дано также на рис.12.19.

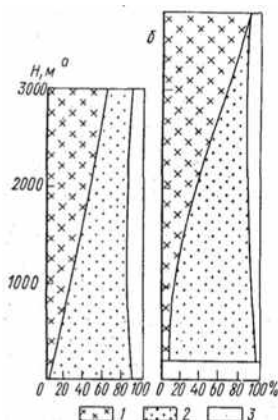


Рис.12.19. Изменение удельного веса в годовом количестве твердых (1), жидких (2) и смешанных осадков (3) с высотой в Западной (а) и Восточной (б) Грузии

По мере поднятия в горы довольно быстро увеличивается продолжительность залегания снежного покрова. В средних широтах при общем поднятии местности (плато, пологие склоны) длительность залегания снежного покрова увеличивается на каждые 100 м высоты приблизительно на 3—4 дня. На склонах гор, отличающихся обилием осадков, она увеличивается примерно на 8—10 дней на каждые 100 м высоты. В Ялте на высоте около 200 м над уровнем моря за холодный период (ноябрь — март) выпадает 380 мм осадков, а число дней со снежным покровом в среднем равно 24. Но на Ай-Петри (на высоте 1180 м) за этот же период выпадает 648 мм

осадков и снежный покров сохраняется уже в течение 105 дней.

На склонах Кавказа продолжительность залегания снежного покрова также увеличивается с высотой в среднем на 8—10 дней на каждые 100 м подъема, что представлено зависимостью рис.12.20.

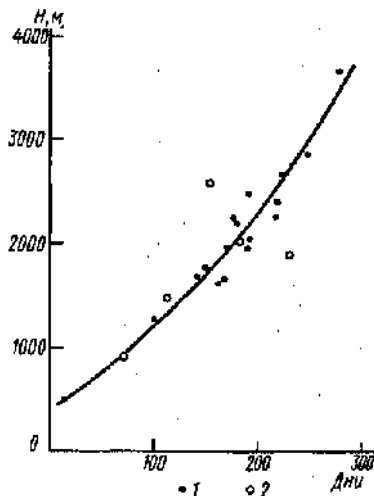


Рис.12.20. Изменение числа дней с устойчивым снежным покровом с высотой на южном (1) и северном (2) склонах Кавказа

В нижней зоне (500—600 м) склоны хотя и ежегодно покрываются устойчивым снежным покровом, но высота и продолжительность залегания его малы (20—30 дней). В высокогорной зоне число дней со снежным покровом изменяется от 120 до 250 и отражает разнообразие форм рельефа, экспозиций склонов и защищенности местности в районах расположения станций, а в отдельных пунктах (Казбеги высокогорная, 3653 м) снежный покров сохраняется до 280 дней в году.

Вместе с увеличением количества твердых осадков и продолжительности залегания снежного покрова в горах увеличивается толщина его слоя. Максимальной высоты снежный покров обычно достигает во второй половине марта — апреле (рис.12.21). Это примерно на месяц позже наиболее высокого снежного покрова на

предгорных равнинах и нижних зонах гор (500—600 м). Число дней со снежным покровом на этих высотах изменяется соответственно от 60 до 270 см за год.

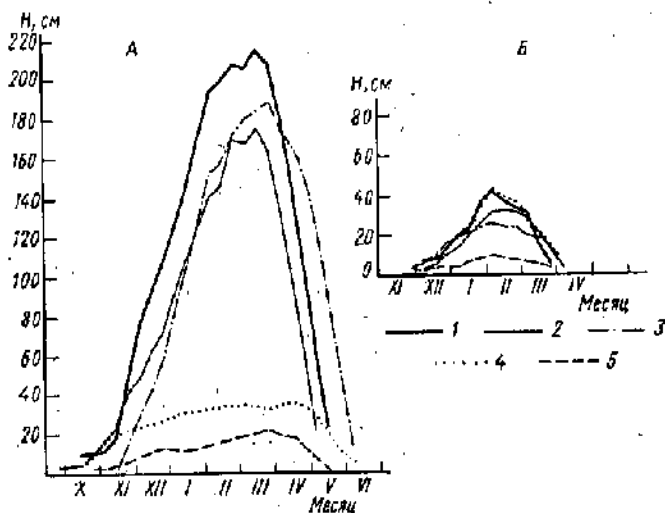


Рис.12.21. Годовой ход высоты снежного покрова на разных высотах:
 А. 1 — Бахмаро, 2 — Гагринский хребет, 3 — Крестовский перевал, 4 — Мамисонский перевал, 5 — Бермамыт.
 Б. 1 — Ципа, 2 — Пасанаури, 3 — Архыз, 4 — Красная Поляна, 5 — Железноводск

Еще быстрее растет снежный покров и продолжительность залегания снега на обильно увлажняемых зимними осадками склонах гор Западной Грузии (рис.12.22). Из рис. 12.22 видно также, что с увеличением высоты местности дата максимальной высоты снежного покрова смещается на более поздний срок.

Наибольшая из известных на Кавказе высот снежного покрова, равная в среднем 482 см, а в отдельные годы — 699 см, наблюдается на ст. Ачишхо. Эта станция расположена на высоте 1880 м на одноименной корытообразной вершине Западного Кавказа, стоящей на пути влажных юго-западных ветров. Снежный покров появляется здесь в середине октября, иногда в сентябре, а сходит к середине июня. Большая высота снежного покрова (306 см) наблюдается также на ст. Цискара (1210 м), расположенной на западном склоне Аджаро-Имеретинского хребта, перпендикулярного

влажнотесущим потокам. Наоборот, станции, находящиеся на подветренных склонах или в замкнутых горных долинах, в соответствии с различиями в осадках и частыми фёновыми явлениями, отличаются обычно небольшой высотой снежного покрова. Например, в Архызской котловине (1456 м) средняя из наибольших за зиму высот снежного покрова достигает лишь 39 см, еще меньше она (27 см) в закрытом для влажных потоков ущелье р.Теберды (1329 м).

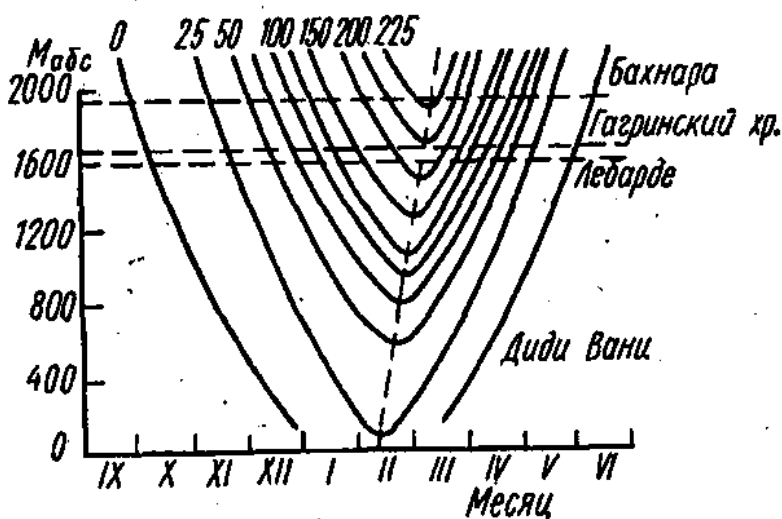


Рис.12.22. Внутригодовой ход высоты снежного покрова в зависимости от высоты местности

12.6. Вертикальная климатическая поясность

Основной и общей для всех горных областей закономерностью является вертикальная поясность климата или последовательная смена климатических зон по мере поднятия вверх [10]. Это связано прежде всего с общей закономерностью убывания с высотой температуры воздуха и уменьшения его влагосодержания. С высотой возрастает суровость климата и соответственно изменяется растительный мир.

Смена высотных климатических зон напоминает их смену в широтном направлении или известную географическую зональность климата, когда климатические зоны сменяют друг друга от экваториальных до полярных при движении от экватора к полюсу. Но в горах изменение высотного расположения зон приходит гораздо быстрее и измеряется километрами, тогда как в горизонтальном направлении оно происходит на протяжении тысяч километров. Известно, что увеличение высоты в горах на один километр сопровождается падением температуры примерно на 6°C . Это аналогично перемещению на равнине в северном направлении на расстояние около 1000 км. Баланс влаги — второй очень важный климатический фактор, оказывающий большое влияние на поясность в горных странах.

Основываясь на изменении с высотой температуры и увлажнения различают два основных типа вертикальной поясности океанический и континентальный, соответствующие влажным и относительно сухим климатам.

Во влажных климатах пояс древесной растительности начинается еще на равнине. По мере увеличения высоты широколиственные леса (дубовые, выше, буковые) сменяются темнохвойными. Далее идет субальпийский пояс кустарниковой растительности (рододендроны), чередующейся с лугами. Еще выше — пояс альпийских низкотравных лугов и, наконец, пояс вечного снега и льда. Примеры подобной смены растительности дают Альпы, Карпаты, западные склоны Кавказских гор и другие горные страны, отличающиеся обильным увлажнением.

В континентальном типе высотной поясности, наблюдающемся в горных системах, расположенных в сухих климатах, древесная растительность обычно появляется на склонах на некоторой высоте. Ниже этого пояса размещается ксерофитная растительность степей, полупустынь и даже пустынь. Подобную смену растительных поясов дают горы Восточного Закавказья, Южный Урал, Алтай, горы Средней Азии и другие горные системы, расположенные в сухих климатах субтропических и тропических широт.

Примером двух типов вертикальной климатической поясности могут служить Кавказские горы, западный склон которых отно-

сится к морскому, а восточный склон — к континентальному сухому климату, как показано на рис.12.23.

На западных склонах Кавказских гор древесная растительность (рис.12.23) начинается от самого моря и исчезает на высоте около 2000 м. Выше лесного пояса теплового эффекта радиационного баланса уже недостаточно для произрастания древесной растительности и она сменяется высокогорно-экваториальными лугами, еще выше — вечными снегами.

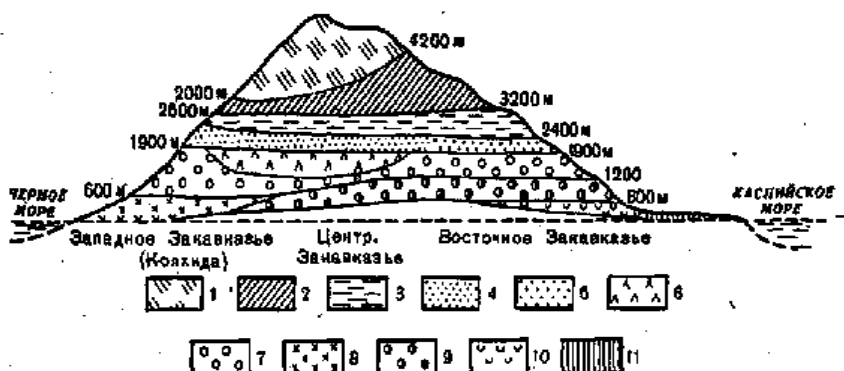


Рис.12.23. Схема вертикальной поясности растительности на склонах Закавказья (по С. В. Калеснику). 1 — пояс вечного снега и льда, 2 — высокогорной пустыни, 3 — альпийский, 4 — субальпийский, 5 — высокогорных лесов с преобладанием грузинского дуба, 6 — елово-пихтовых лесов, 7 — буковых лесов, 8 — смешанных лиственных колхидских лесов, 9 — лесов с преобладанием грузинского дуба, 10 — полупустынь степей и сухолюбивых редколесий, 11 — пустынь

В Восточном Закавказье зональность начинается с пояса пустынь, а пояс высокогорной пустыни по высоте в 2 раза большей, чем на западных склонах и простирается до высоты 4200 м.

Каждой ландшафтной зоне свойственен свой тип высотной поясности, свой поясной ряд, характеризующийся числом поясов, их последовательностью и высотными границами. Полный спектр высотной поясности можно наблюдать в крупных горных массивах экваториальных и тропических широт (Анды, Гималаи).

Вертикальная зональность начинается с той зоны, в которой находится горная система. Выше пояса сменяются так же, как и

при широтной зональности. Например, на склонах вулканического массива Кении (экватор, Африка) от подножья до высоты 1200 м пояс влажных экваториальных лесов, до высоты 3000 м идут саванны (редколесье), до высоты 4800 м горные луга, за которыми следует зона вечных снегов.

Помимо континентальности формирование типов высотной поясности определяют: абсолютная высота горной системы, рельеф, климат, экспозиция склонов.

Общая схема вертикальной поясности в разных широтных зонах на земном шаре приведена на ри.12.24.

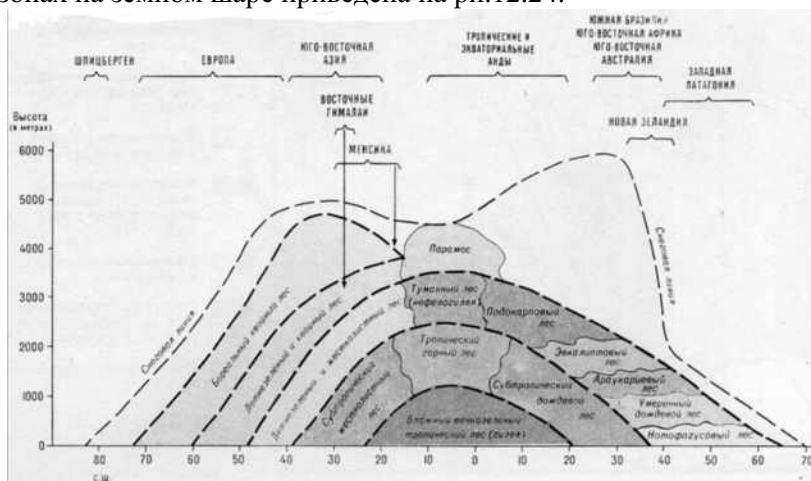


Рис.12.24. Схема высотной поясности растительности земного шара (по К. Троллю, с дополнениями)

Вертикальные климатические изменения аналогичны широтным, но не равны им и существуют 4 основных отличия:

- 1). Интенсивность солнечной радиации с высотой в горах возрастает, а от экватора к полюсам падает.
- 2). Атмосферное давление в горах постепенно уменьшается, а между экватором и полюсами есть зоны максимального и минимального давления.
- 3). По широте сухие и влажные области чередуются, а в вертикальном — количество осадков с высотой возрастает.
- 4). По широте не наблюдается увеличение модуля речного стока, а с подъемом в горы он увеличивается.

Литература

1. Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология Изд-во МГУ, 1974. — 299 с.
2. Гельмгольц Н. Ф. Горно-долинная циркуляция северных склонов и предгорий Тянь-Шаня. Л.: Гидрометеиздат, 1963. — 330 с.
3. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989. — 568 с.
4. Кондратьев К. Я., Пивоварова З. И., Федорова М. И. Радиационный режим наклонных поверхностей. Л.: Гидрометеиздат. 1978. — 312 с.
5. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. Москва: “Высшая школа,” 1979. — 319 с.
6. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Попов С.В. Результаты анализа высот поверхности суши Земли по данным EARTHENV-DEM90 XXIV Пленум Геоморфологической комиссии РАН. Из-во НИЦ Планета, 2014, с.1–5.
8. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. 2-е изд. Л.: Гидрометеиздат, 1978. Т. 1 и 2.
9. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. Изд-во МГУ: Наука, 2006 – 582 с.
10. Щукина О. Е. О климатических факторах формирования ландшафтной поясности в горных странах. Изд-во ВГО, 1960. — 142 с.

Тема 3 Пространственные распределения

и климатические классификации

Лекция 13. Пространственные распределения климатических характеристик

Предыдущие лекции относились к двум основным темам:

- климатическая обработка рядов наблюдений,
- факторы формирования климата.

Сейчас же рассмотрим третью и последнюю тему курса «Общая климатология», которая называется «Пространственные распределения и климатические классификации». Фактически, здесь рассматриваются обобщения различных климатических характеристик, полученных за многолетний период, по всему земному шару. А климатические классификации представляют собой обобщения не одной, а сразу нескольких климатических характеристик, что дает возможность выделить различные типы климатов на Земле.

13.1. Методы пространственных обобщений

Существует несколько методов обобщение климатической информации по пространству. Самый простой из них — это определение пространственного среднего, на основе, например, средних многолетних значений в каждом пункте наблюдений. В современных методах дистанционного зондирования пространственное осреднение осуществляется автоматически в зависимости от разрешающей способности сканирующей аппаратуры. Вместе с тем, даже при пространственном осреднении необходимо иметь информацию о структуре и свойствах полей климатических характеристик. Осреднение возможно, если закономерности по пространству в пределах выбранной области отсутствуют и сами пространственные изменения не очень большие. В идеале они не должны превышать предельную погрешность измерений более,

чем в 2 раза, что соответствует 95% процентному доверительному интервалу распределения погрешностей.

Фактически пространственное осреднение можно осуществлять только в пределах однородных климатических районов, что в природе встречается крайне редко. Для климатически неоднородных территорий корректное применение методов пространственного осреднения возможно после изучения территории с учетом особенностей ее ландшафта, мезоклиматических особенностей пунктов наблюдения, их взаимного расположения.

Математически осреднение также не является простой и однозначной процедурой, как обычно понимается для случая получения простого арифметического среднего в виде нормированной суммы с одинаковыми весовыми коэффициентами. К различным методам осреднения относятся: метод квадратов, метод полигонов, осреднение с заданными весовыми коэффициентами для каждого пункта наблюдений, метод оптимального осреднения и другие [4,8,9].

С другой стороны, существуют и различные математические методы для выбора однородных районов. Цель районирования (и классификации) метеорологических полей состоит в том, чтобы на основе анализа статистических свойств этих полей выделить районы, сходные с точки зрения особенностей пространственно-временной структуры изучаемых полей. Большинство алгоритмов районирования основано на понятии расстояния между точками в пространстве признаков и на матрице расстояний.

Следующим после осреднения и наиболее распространенным методом пространственного обобщения климатических характеристик является построение карты изолиний. Климатическая изолинейная карта представляет географическое распределение одной или нескольких климатических характеристик метеорологических величин. Строятся карты изолиний средних величин, средних квадратических отклонений, повторяемости определенных градаций метеорологических величин или атмосферных явлений и других характеристик.

Климатические карты бывают и неизолинейными, когда в точках или районах выбранной территории данные представляются в форме небольших таблиц, графиков номограмм, роз ветров.

Однако построение таких карт обычно не создает затруднений. Проблемы возникают тогда, когда на карте надо представить поле непрерывной величины, используя изолинии или линии тока.

Главное целевое назначение климатической изолинейной карты состоит в том, что с ее помощью можно получить методом интерполяции (как правило, нелинейной) между изолиниями данные в точках, где отсутствуют метеорологические наблюдения. Климатическая карта дает также наглядное представление об основных пространственных закономерностях климата.

В практике составления климатических карт их масштабы обычно выбирают, сообразуясь в основном с тем, какая детализация климатических условий должна быть представлена, и с размерами издания. Слишком мелкие масштабы могут вызвать сдвиги элементов нагрузки, особенно в тех ее частях, где имеют место большие градиенты картируемой величины. Использование излишне крупных масштабов неэкономично и, кроме того, крупномасштабные карты могут создать ложное зрительное впечатление высокой точности карты. Минимальным масштабом рабочей карты, на которую наносятся цифровые данные для проведения изолиний, считают 1:40 000 000 для мировых карт и 1:20 000 000 для карт материков или их частей. Наиболее крупные масштабы карт, на которых хотят представить более подробно зависимость климатической характеристики от особенностей подстилающей поверхности, при существующей густоте сети метеорологических станций в равнинной части могут достигать 1:1 500 000, а в горах 1:150 000. На практике при обобщении данных по крупным физико-географическим районам или по всей территории России применялись карты 1:7 500 000 и 1:5 000 000 с картами врезками горных районов, выполненными в масштабе 1:3 500 000. Микроклиматические карты строят и в более мелких масштабах, но такие карты не являются обычно изолинейными.

При выборе масштаба карты (M) можно использовать следующее соотношение:

$$M = \delta / \delta_k, \quad (13.1)$$

δ_k — предельно допустимый градиент картируемого элемента на 1 мм карты,

δ — наибольший пространственный градиент на местности.

Если в качестве допустимой ошибки, связанной с картографическим процессом, принять $1/3$ средней квадратической погрешности картируемой величины σ , то масштаб карты можно рассчитать, как:

$$M = \delta / 0.55\sigma \quad (12.2)$$

Еще одной проблемой является определение интервалов между изолиниями, которые должны обеспечить необходимую точность карты и должны быть увязаны с избранным масштабом карты. При недостаточном количестве изолиний (большом интервале между ними) возникает необходимость сложной графической интерполяции при снятии значений в каждой заданной точке карты. Это приводит к потере точности. При избыточном количестве изолиний при издании линии сливаются и создается неправильное впечатление о большой точности карты. Следует исходить из того, что изолинии должны проводиться так, чтобы погрешности, возникающие при интерполяции между ними, не сказывались на точности получаемых результатов.

Если принять допустимую погрешность интерполяции равной $0,2\sigma$ и считать, что ошибка интерполяции составляет $0,2$ интервала между изолиниями, тогда интервал между изолиниями должен составлять около σ .

В настоящее время широко используются цифровые карты, которые создаются следующими способами или их комбинацией:

- оцифровка (цифрование) традиционных аналоговых картографических произведений, например, бумажных карт;
- фотограмметрическая обработка данных дистанционного зондирования спутниковая съёмка в видимом диапазоне;
- полевая съёмка, например, геодезическая тахеометрическая съёмка или съёмка с использованием приборов систем глобального спутникового позиционирования;
- камеральная обработка данных полевых съёмок и иные методы.

Однако, эти цифровые карты являются только основой или подложкой для формирования геоинформационного слоя климатической характеристики. Особенности формирования карт или

пространственных распределений климатических характеристик в электронном виде состоят в том, что обычно формируется не изолинейная, а пиксельная пространственная модель, позволяющая автоматически определять климатическую характеристику в любой точке пространства. При этом, как правило, используются детерминированные методы пространственной интерполяции: полиномиальная регрессия, метод линейной интерполяции или триангуляции, метод крайкинга (крикинга), метод дальнего соседа, метод ближайшего соседа, метод минимальной кривизны, метод скользящего среднего и другие [9,10].

В основе любого метода интерполяции в узел регулярной сетки или в любую точку пространства лежит осреднение по разному числу нерегулярных точек пространства (метеостанций) с данными наблюдений.

13.2. Пространственные распределения температур воздуха

Климатические поля температуры воздуха являются характеристикой состояния одного из звеньев климатической системы – атмосферы. Их структура определяется особенностями распределения солнечной энергии по поверхности Земли, а также процессами взаимодействия между звеньями климатической системы.

Структура полей температуры на Земле зависит от:

- широты (распределение солнечной энергии),
- высоты поверхности суши,
- типа поверхности, в особенности от расположения суши и моря;
- адвективного переноса тепла ветрами и течениями.

Все эти факторы определяют значительные колебания полей температуры во времени и пространстве.

Для построения изолинейных карт или пространственных интерполяционных моделей средних многолетних температур воздуха, прежде всего, необходимо провести статистическую обработку многолетних климатических рядов в каждом пункте наблюдений. Климатической обработке посвящены были лекции 2–6 первой книги учебника. В качестве примера в таблице на рис.13.1 приведены расчетные многолетние характеристики температур воздуха

для метеостанции Вологда, включая многолетние значения максимальных, минимальных, средних температур за каждый месяц и за год. Эти данные, которые в настоящее время находятся в свободном доступе в Интернете, служат информационной основой для построения климатических карт.

Климат Вологды													
Показатель	Янв	Фев	Мар	Апр	Май	Июн	Июл	Авг	Сен	Окт	Ноя	Дек	Год
Абсолютный максимум, °C	5,3	5,6	16,4	26,8	30,6	33,1	34,5	35,5	28,8	22,8	10,7	8,5	35,5
Средний максимум, °C	−7,5	−5,1	2,2	8,5	16,2	20,8	22,5	19,6	13,0	5,9	−1,9	−4,9	7,4
Средняя температура, °C	−11,4	−10	−4	3,2	10,2	15,1	17,0	14,4	8,6	2,8	−4,1	−8,3	2,8
Средний минимум, °C	−14,8	−13,2	−6,9	−0,6	4,9	9,5	11,3	9,0	4,4	0,0	−7,1	−11,1	−1,2
Абсолютный минимум, °C	−47,1	−43,2	−34,6	−25,6	−9,1	−3,1	1,2	−1,4	−8,6	−19,6	−32,8	−45,2	−47,1

Рис.13.1. Средние многолетние температуры воздуха по метеостанции Вологда

Карты рис.13.2 и рис.13.3 показывают, что температура воздуха в общем распределяется по земному шару в широких пределах и ее значения постепенно убывают по мере продвижения от экватора в высокие широты.

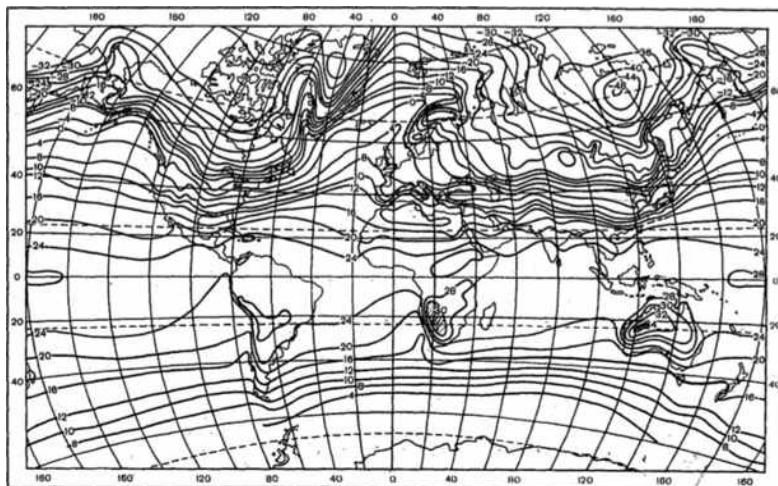


Рис.13.2. Изотермы на уровне моря в январе

Изменения температуры гораздо резче проявляются зимой, когда горизонтальный градиент средней температуры воздуха примерно в 2 раза больше, чем летом.

Над сушей убывание температуры с возрастанием широты происходит быстрее, чем над океаном. Области самых низких и высоких средних температур, как правило, должны находиться в центральных областях материков. Но их расположение тесно связано с условиями атмосферной циркуляции и орографией континентов. Поэтому области низких температур могут заметно смещаться по отношению центра материка.

Так, в северном полушарии в январе главный или сибирский полюс холода находится в Якутии, где сильное излучение снежного покрова и интенсивное выхолаживание воздуха в котловинах Среднесибирского нагорья при малооблачной погоде в области обширных антициклонов обуславливают самые низкие температуры воздуха. Образование этого полюса холода также связано с минимальным количеством тепла, поступающего с Атлантического и Тихого океанов. Второй полюс холода расположен над ледниками Гренландии. Он является результатом большой высоты над уровнем моря (около 3 км) и влияния ледяного плато. Здесь возможны примерно такие же низкие температуры воздуха, как в Якутии.

Над западными побережьями материков благодаря притоку воздуха с океана температура воздуха выше. Так, на островах Ирландии, Великобритании, Исландии, на всем западном побережье Европы под влиянием Гольфстрима и господствующего западного переноса морских масс воздуха с Атлантического океана климат исключительно мягкий, разности между средними месячными и годовой температурой воздуха сравнительно невелики. Благодаря этому северо-западная Европа имеет более теплый климат по сравнению с любым другим местом земного шара на той же широте. Так, на о. Скомвер у берегов Норвегии (67° с. ш.) средняя температура воздуха в январе составляет 1°C , и фиорды там не замерзают, в то время как в Усть-Цильме на Печоре (несколько южнее 65° с. ш.) она равна -18°C .

Под влиянием теплых течений Гольфстрим и Северо-Атлантического в январе нулевая температура воздуха отмечается в районах Северной Атлантики за полярным кругом. Изотерма ян-

варя -20°C отступает на север до 83° с. ш., а значительная часть Баренцева моря не замерзает. В Мурманске среднемесячная температура января такая же, как в Волгограде или Астрахани, расположенных более чем на 2000 км южнее. Температурный контраст между районом Гольфстрима и Скандинавским полуостровом усиливается еще прибрежными горами Норвегии, восточнее которых над сушей скапливается холодный воздух.

Аналогичное влияние на температуру воздуха оказывают Скалистые горы на западном побережье Северной Америки. Большие горизонтальные градиенты температуры создаются у восточных побережий материков, в особенности над Японским и Гренландским морями, где они зимой в 5–6 раз больше, чем летом. Их возникновению способствует наличие теплых течений, проходящих вблизи восточных окраин материков. Эти районы являются областями особенно резких смен погоды и сильных ветров. Холодные течения обуславливают понижение температуры воздуха и нарушают ее широтное распределение. Поэтому у западных берегов Африки и Северной Америки между 19° и 33° с. ш. под влиянием холодных течений изотермы несколько опускаются к югу.

По обе стороны экватора располагается широкая полоса, где средняя температура зимой и летом очень высокая и в течение года изменяется сравнительно мало. Ее сезонные перемещения происходят таким образом, что в течение трех месяцев (январь–март) она занимает крайнее южное положение ($0\text{--}10^{\circ}$ ю. ш.). В остальные месяцы она находится в северном полушарии, где ее граница достигает $10\text{--}20^{\circ}$ с. ш. в период с июля по октябрь. Наиболее высокие средние температуры воздуха ($24\text{--}28^{\circ}\text{C}$) круглый год сохраняются в полосе $0\text{--}5^{\circ}$ с. ш., где находится так называемый термический экватор.

Летом (июль, рис.13.3) в Северном полушарии распределение температур заметно изменяется. Лишь небольшая область в Арктике имеет средние температуры ниже 0°C . В Восточной Сибири после исключительно холодной зимы, лето оказывается очень теплым. Например, в Якутске температура в июле (19°C) выше, чем в Париже. Влияние холодных течений у берегов Калифорнии и Северной Африки проявляется особенно отчетливо – они понижают

среднюю широтную температуру июля на 6—10 °С. Поэтому ее годовой максимум здесь перемещается на осень.

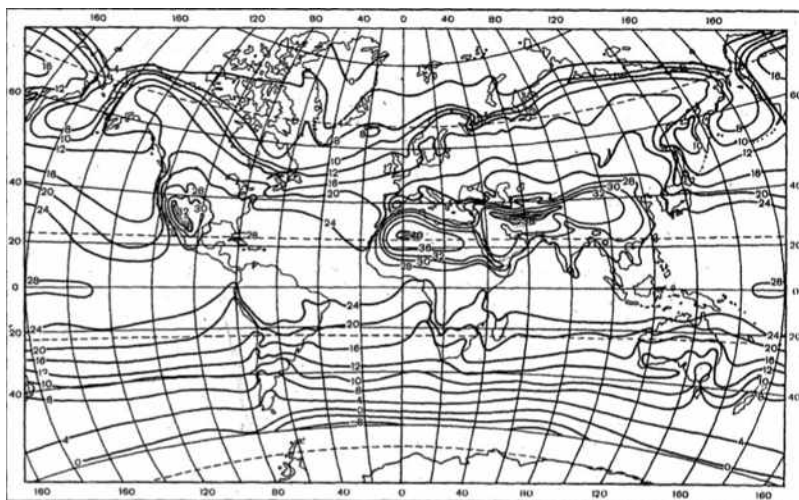


Рис.13.3. Изотермы на уровне моря в июле

Над материками появляется несколько областей тепла. В южной Калифорнии (Долина Смерти), Мексике (Сан-Луис-Потоси) и Северной Африке (Азизия, Ливийская пустыня) максимальная температура воздуха поднимается до 57 и 58 °С.

Наиболее высокие среднегодовые температуры воздуха характерны для засушливых и пустынных районов тропических широт. Так, в Восточной Африке (Лу, Сомали) они достигают 31 °С, а в Массауа (Эфиопия, 15 ° с. ш.) 30 °С.

В Южном полушарии распределение температур воздуха более однообразно. Летом (январь) здесь формируются свои области тепла в Южной Африке (пустыня Калахари), в Центральной Австралии и другие, где каждый год наблюдается температура воздуха выше 45 °С, а зимой она падает до -5 °С, что свидетельствует о хорошо выраженной континентальности климата. Даже в Антарктиде максимальная температура воздуха может превышать 10 °С.

Велико влияние на температуру воздуха холодных течений Перуанского и Бенгельского. Например, на побережье Перу (Мол-

лендо, 17 ° ю. ш.) средняя температура июля 15 °С, а в Южной Африке (Свакопмунд, 22 ° ю. ш.) она не превышает 13 °С. Нигде больше в тропической зоне нет таких низких температур, как в этих районах.

Летом в Южном полушарии понижение температуры воздуха в общем происходит от экватора до 50 ° ю. ш. Южнее ее располагается широкая зона до берегов Антарктиды, отличающаяся сравнительно однородными температурами, близкими к 0,5 °С.

Сама Антарктида является самой холодной территорией на Земле, где средняя температура зимних месяцев от -50 °С до -70 °С, а летом -30 °С. Так, на внутриконтинентальной станции Восток, расположенной на ледяном плато (78 ° ю. ш., 3488 м над уровнем моря), средняя годовая температура близка к -59 °С, а абсолютный минимум в августе 1983 г. составил -89,2 °С — это самая низкая температура, зарегистрированная на Земле (так называемый мировой полюс холода).

По расчетам российских и зарубежных ученых здесь возможны температуры воздуха ниже -100 °С. Однако, надо помнить, что для сопоставления результатов метеорологических наблюдений их полезно приводить к одному уровню. В этом случае станция Оймякон в Якутии сохраняет за собой право считаться полюсом холода нашей планеты — температура воздуха на станции Восток, если ее привести к уровню моря, окажется примерно такой же, как и там.

Различия в средней годовой температуре между Арктикой и Антарктидой достигают 10–14 °С. Это в значительной степени определяется тем, что Антарктида занята обширным материком, в то время как большая часть Арктики занята океаническими водами, куда сравнительно легко проникает тепло из более низких широт.

Средние широтные температуры, если учесть размер площадей, соответствующих каждой широтной зоне, позволяют рассчитать среднюю температуру каждого из полушарий и всей Земли в целом (табл. 13.1). В более континентальном Северном полушарии различие между летней и зимней температурами больше (примерно в 2,5 раза), чем в Южном. Все Северное полушарие несколько теплее Южного — среднегодовая температура там примерно на

1,5°С выше. Среднегодовая температура воздуха земного шара около 14 °С.

Таблица 13.1

Среднегодовые температуры воздуха на уровне моря (°С)

Область	Январь	Июль	Год	Амплитуда колебаний
Северное полушарие	0,9	22,4	15,2	13,4
Южное полушарие	16,4	11,4	13,8	5,0
Вся Земля			14,2	

Под влиянием неодинакового радиационного режима, распределения материков и океанов температуры воздуха на одних и тех же широтах Северного и Южного полушарий могут значительно различаться. На рис. 13.4 показан характерный годовой ход средних широтных температур на экваторе, 45° ш. обоих полушарий и на полюсах. Он наглядно иллюстрирует влияние подстилающей поверхности на распределение температур воздуха в основных широтных зонах с различной площадью океанов и континентов.

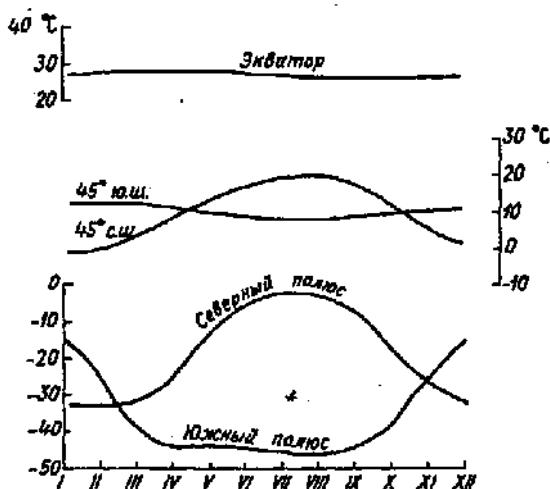


Рис.13.4. Годовой ход средних широтных температур на экваторе, 45° с. ш., 45° ю. ш. и на полюсах.

На экваторе, где преобладает океаническая поверхность и радиационный баланс мало меняется по сезонам года, годовой ход

температуры сильно сглажен. На 45° с. ш. амплитуда ее колебаний значительно больше ($21,3^\circ\text{C}$), поскольку здесь располагается 51 % суши. В Южном же полушарии южнее 45° ю. ш., где преобладает водная поверхность (там только 3 % суши), годовая амплитуда температуры воздуха в несколько раз меньше ($4,9^\circ\text{C}$).

О влиянии распределения материков и океанов на температуру воздуха можно судить по картам изаномал — средних многолетних отклонений температуры данного пункта от среднеширотных. Изаномалы температур января и июля приведены соответственно на рис.13.5 и 13.6.

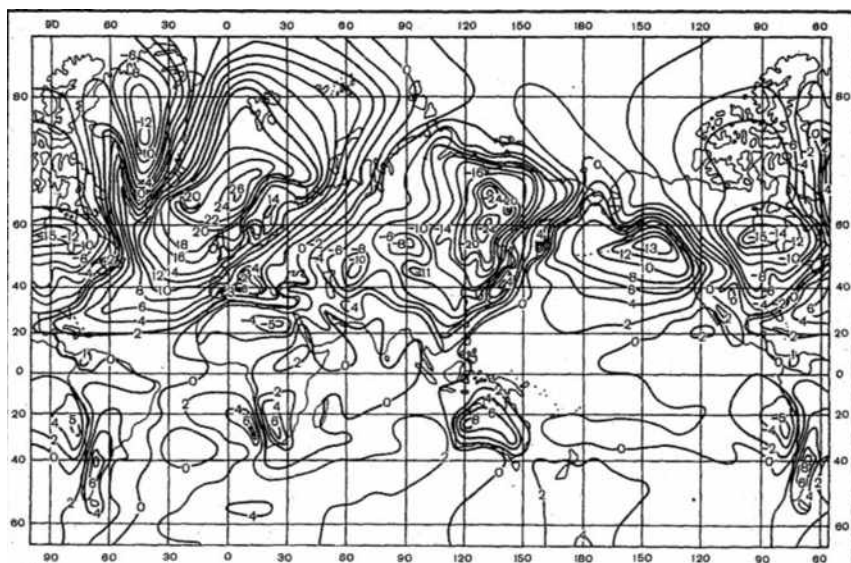


Рис.13.5. Изаномалы температуры воздуха в январе ($^\circ\text{C}$)

Изономалы весьма показательны для выявления климатообразующих процессов и в теории климата их можно использовать для расчета теплообмена между океаном и сушей. В. В. Шулейкин на основе карт изаномал вычислил количество тепла, переносимого с океана на материк. В общем карты изаномал достаточно наглядно отражают особенности в нагревании и охлаждении континентов и океанов.

Так, наибольшие разности между средними температурами воздуха на одной широте в январе (рис. 13.5) наблюдаются вдоль 60 ° с. ш. и достигают между Северной Атлантикой и Якутией примерно 44 °С, а к северу и югу они сглаживаются. Такие контрасты температур определяют существенные отличия климата морских акваторий и континентов. Они влияют и на общую циркуляцию атмосферы, в частности, формируют муссонную циркуляцию.



Рис.13.6. Изоноты температуры воздуха в июле (°С)

В полярных и экваториальных широтах различия в средних температурах пунктов невелики (3—10 °С). Характерно положение изоноты 0°С, которая почти очерчивает контуры континентов Азии и Северной Америки, как бы ограничивая области резко континентальных климатов (однако в Западной Европе, из-за тепляющего влияния Атлантики она заметно сдвинута к востоку). Над всеми теплыми течениями (Гольфстрим, Куросио и другие) образуются области положительных, а над холодными (Перуанское, Бенгальское и другие) — области отрицательных изонот.

Летом в Северном полушарии (июль) вследствие прогревания материков зона наибольших температурных различий между сушей и океаном ослабевает и смещается по сравнению с январем к

югу (в субтропические широты). Размах изономал на одной широте намного меньше, чем зимой и максимум составляет 15—20°C, как отмечено точками на рис.13.6 между очень жаркой Сахарой и Канарским холодным течением и между Долиной Смерти в южной Калифорнии и холодным Калифорнийским течением.

На годовых картах изономал океаны оказываются заметно теплее суши.

13.3. Морской и континентальный типы климата

Распределение суши и моря на земной поверхности является одним из важнейших климатообразующих факторов. Влияние океанов и материков на климат и режим погоды велико и разнообразно [4,15]. Особенности термического режима, циркуляции воздуха и увлажнения на континентах и океанах определяются их физическими свойствами: теплопроводностью, теплоемкостью и шероховатостью.

Благодаря огромной теплоемкости и теплопроводности воды океана накапливают тепло и затем в определенные промежутки времени расходуют его, обогревая атмосферу, особенно в холодный период года. Нагревание и охлаждение суши происходит иначе, чем поверхности океана. Вследствие большего альбедо суши значительное количество приходящей солнечной радиации отражается, а поглощенная радиация сравнительно невелика. Все это вызывает существенные колебания температуры поверхности почвы, а, следовательно, и воздуха над ней. Суша отдает много тепла на нагревание приземных слоев воздуха, особенно летом в засушливых и пустынных районах, где очень малы затраты тепла на испарение. Поэтому там возможны наиболее высокие средние и максимальные температуры воздуха.

Летом и днем водная поверхность нагревается меньше, поскольку большая часть приходящей солнечной радиации расходуется на испарение, а также передается в глубь водных масс. Суша в это время нагревается сильнее. Зимой и ночью, когда преобладают процессы излучения, поверхность океанов и морей охлаждается медленно, а суша гораздо быстрее.

Различия в теплоемкости, воды и суши, особенно в способах передачи тепла путем турбулентного перемешивания в воде и теплопроводности в почве, являются причинами того, что на морях и океанах, на островах и в прибрежных местностях создается особый тип климата, называемый морским или океаническим, который существенно отличается от климата континентального.

Основными и наиболее общими чертами морского климата являются:

- малая по сравнению с континентальным климатом суточная и годовая амплитуда температуры воздуха, а также запаздывание наступления экстремальных температур в годовом ходе;
- повышенная влажность воздуха;
- значительная облачность;
- увеличенное количество осадков.

Наличие океанов и континентов, имеющих разные тепловые свойства, приводит к существенным изменениям климата вдоль одной и той же широтной зоны, чего не было бы в условиях однородной подстилающей поверхности. В табл. 13.2 в качестве примера показано распределение средних и экстремальных температур воздуха для ряда станций Евразийского материка, расположенных примерно на одной широте (примерно 60 ° с. ш.), где *A* – амплитуда температуры (разность между максимальным и минимальным многолетним значениями). В скобках римскими цифрами указан месяц экстремума, «Мин.» – минимальная среднемесячная температура, «Макс.» – максимальная среднемесячная температура, «Год» – среднегодовая температура.

Таблица 13.2

Распределение температуры воздуха в морском и континентальном климатах (°C)

Пункт	Долгота ° в.д.	Средняя температура				Предельная тем-ра		
		Мин.	Макс.	Год	A	Мин.	Макс	A
Леруик	1	-2,9(II)	12,1(8)	7,2	13,0	-8,9	23,3	32,2
Москва	39	-10,2(I)	18,1(7)	3,8	28,3	-42,0	32,0	74,0
Енисейск	91	-22,0(I)	18,4(7)	-1,9	40,4	-59,0	37,0	96,0
Оймякон	144	-50,0(I)	14,5(7)	-16,6	64,5	-71,0	33,0	104,0
Камчатка	170	-10,8(II)	10,6(8)	-1,3	24,4	-39,0	30,0	69,0

Как видно из табл.13.2, значения среднегодовых температур, среднемесячных и срочных экстремумов значительно различаются в разных пунктах по долготе, а амплитуды колебаний температур на побережьях континента оказываются во много раз меньше, чем в его центральной части. Необходимо также отметить, что на восточной окраине континента зима и лето заметно холоднее, чем на западном побережье, где господствует перенос теплых воздушных масс с Атлантического океана.

Для океанического климата характерны очень сглаженные колебания температуры с запаздыванием экстремумов как в суточном, так и годовом ходе на один–два месяца. В соответствии с этим весна в океаническом климате оказывается холоднее осени, что является дополнительным его признаком. Это особенно хорошо заметно на отдаленных от побережья островах. Например, в Северной Атлантике (Леруик) годовой минимум температуры наблюдается обычно лишь в феврале – марте, а максимум – в августе. Там, где господствуют холодные морские течения, наиболее теплым месяцем может стать даже сентябрь (побережье Калифорнии, южная Португалия, о-ва Зеленого Мыса и другие).

В континентальном климате амплитуда колебаний температуры велика. Здесь самый теплый месяц обычно июль, а самый холодный — январь. В умеренных широтах континентальный климат отличается суровостью зимы и более жарким летом по сравнению с климатом морских побережий или океанических островов. Для наглядности на рис.13.7 показан годовой ход температуры в типичных морском (Торсхавн, Норвегия) и континентальном (Якутск) климатах. В морском климате годовая амплитуда составляет менее 10 °С, а в континентально превышает 60 °С.

Максимальные амплитуды колебаний температуры воздуха были зарегистрированы в центральных и восточных частях материка, где они, по многолетним данным, превышали 95—100° С. Такие амплитуды срочных температур наблюдались в Енисейске и Оймяконе и является признаком исключительно большой континентальности климата.

Таким образом, большие суточные и годовые амплитуды температуры, пониженные влажность, облачность и годовые количества осадков являются признаками континентальности климата.

Она зависит от относительного распределения суши и воды и возрастает по мере удаления от берега в глубь суши. Степень континентальности является важным свойством климата.

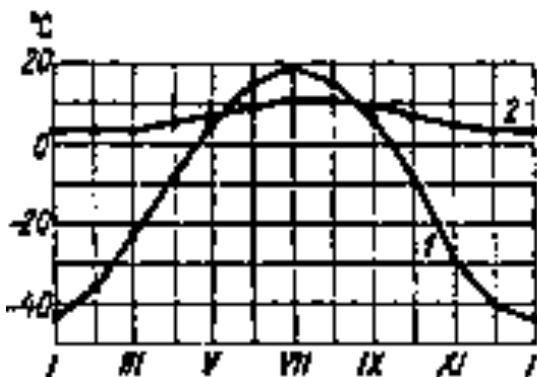


Рис.13.7. Годовой ход температуры в Якутске (1) и Торсхавне (2)

В качестве меры континентальности часто пользуются средней годовой амплитудой температуры воздуха, представляющей собой разность между средними температурами самого теплого и холодного месяцев. Годовые амплитуды температуры воздуха в океанических районах у экватора и в высокогорных районах тропической зоны малы, как видно на рис.13.8.

Например, на о. Джалаут в Тихом океане амплитуды годового хода температуры составляют $0,4^{\circ}\text{C}$, а в Кито, столице Эквадора, расположенной на 12° ю. ш. на высоте 2850 м над уровнем моря, всего $0,2^{\circ}\text{C}$. С удалением от экватора годовая амплитуда температуры воздуха быстро возрастает. В экваториальных и тропических широтах среднегодовые амплитуды колеблются в пределах $2-5^{\circ}\text{C}$, возрастая в умеренных широтах до $20-25^{\circ}\text{C}$ и в полярных до $30-35^{\circ}\text{C}$.

Континентальность климата оценивается индексом континентальности k . Всего было предложено около 20 различных вариантов вычисления индексов континентальности, с помощью которых можно дать самую краткую и сравнимую оценку этого важного свойства климата. Почти все они основаны на учете годовой амплитуды температуры воздуха, но иногда добавляются и другие факторы. Так, Н. Н. Иванов предложил индекс континентальности

в виде функции от широты, годовой и суточной амплитуд температуры и от дефицита влажности в самый сухой месяц.

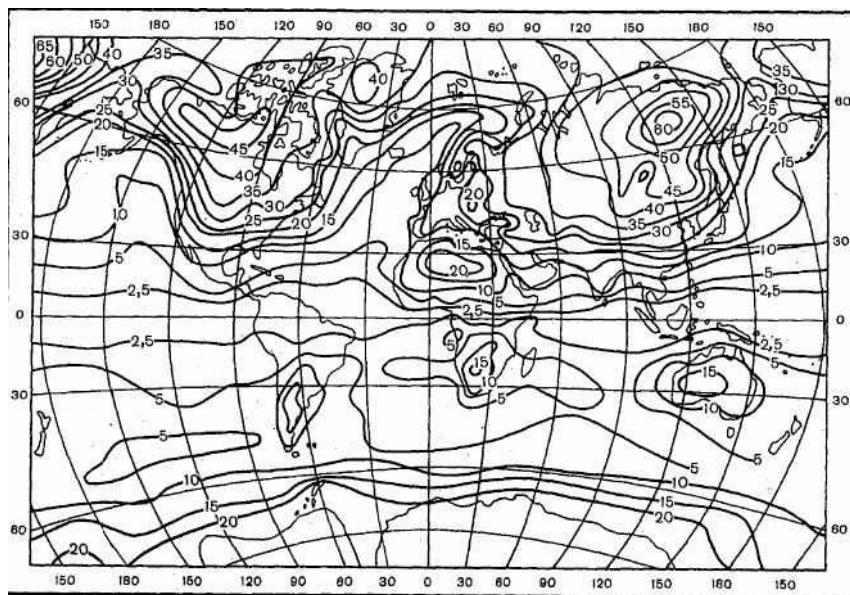


Рис.13.8. Изолинии средних амплитуд годовых колебаний температуры воздуха

Формула для определения индекса континентальности, например, по С. П. Хромову имеет следующий вид:

$$k = \frac{A - 5,4 \sin \phi}{A}, \quad (13.1)$$

где A – годовая амплитуда температуры воздуха в данном пункте; $5,4 \sin \phi$ – чисто океаническая амплитуда, которая была бы над океаном, совершенно свободным от континентальных влияний, ϕ – широта пункта наблюдений.

Распределение индекса континентальности С. П. Хромов по земному шару показано на рис. 13.9 [15]. Из рисунка видно, что только в умеренных широтах Мирового океана Южного полушария влияние материков на годовую амплитуду температуры воздуха очень незначительно ($k < 10\%$). В центральных частях конти-

нентов индекс континентальности достигает максимальных значений (90 %). Над Атлантическим океаном и большей частью Тихого океана в Северном полушарии, $k = 50—75\%$. Здесь влияние материков на формирование годовой амплитуды велико, что является следствием выноса на акваторию этих океанов континентального воздуха с материка Северная Америка, ледяного плато Гренландия и особенно из восточных районов Азии, где хорошо развита муссонная циркуляция.

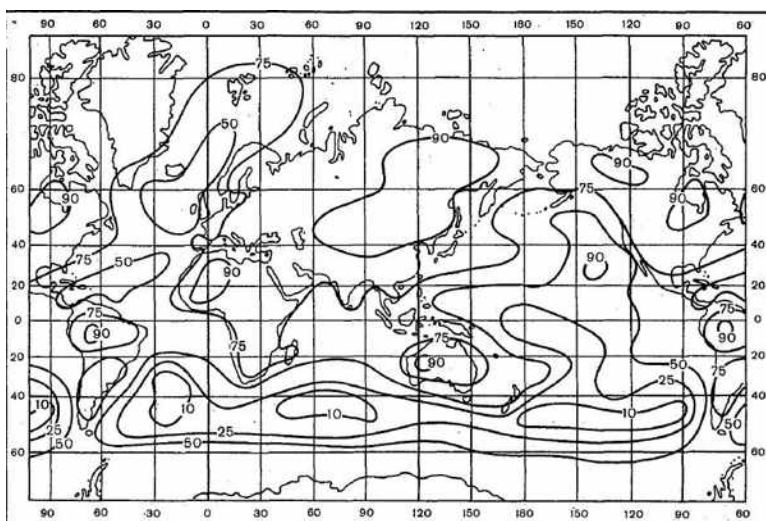


Рис.13.9. Изолинии индекса континентальности по С.П.Хромову

Континентальность климата также определяется интенсивностью адвекции воздушных масс с океана. Она тем меньше, чем интенсивнее эти потоки и чем чаще они приходят на материк. Наибольшее значение такой процесс приобретает в умеренных широтах в холодный сезон на западных побережьях материков, когда океаны превращаются в мощные нагреватели и с их акватории преобладающие в тропосфере западные ветры приносят на материк теплый воздух. Это хорошо проявляется в зимнее время на территории Европы. В тропических районах преобладает восточный поток и на западные берега поступает континентальный воздух.

Тепловое воздействие океанов и континентов, как правило, распространяется на всю тропосферу. В ряде случаев над Тихим океаном его удается проследить до 45 км. Под воздействием океанов и континентов воздушные массы меняют свои свойства, происходит их трансформация. Это в свою очередь оказывает огромное влияние на структуру термобарического поля тропосферы и изменяет характер атмосферной циркуляции.

13.4. Пространственные распределения влажности воздуха

Атмосферная влага, ее фазовые переходы и влагооборот играют большую роль в формировании климата и водного режима суши.

Наличие водяного пара в атмосфере существенно сказывается на тепловых условиях атмосферы и земной поверхности. Водяной пар сильно поглощает длинноволновую радиацию, которую излучает земная поверхность. В свою очередь и сам он излучает подобную радиацию, большая часть которой идет к земной поверхности. Это уменьшает ночное охлаждение земной поверхности и нижних слоев воздуха.

На испарение воды с земной поверхности затрачивается около 30% поглощаемого Землей солнечного тепла, а при конденсации водяного пара в атмосфере это тепло отдается воздуху. Содержание водяного пара сильно меняется в зависимости от вида подстилающей поверхности, физико-географических условий местности, времени года, циркуляционных особенностей атмосферы, состояния почвы и других факторов. Во влажном воздухе у земной поверхности процентное его содержание изменяется в среднем от 0,2% в полярных районах до 2,5% у экватора, а в отдельных случаях колеблется почти от нуля до 4 %.

К числу основных характеристик влажности относятся: парциальное давление водяного пара, абсолютная и относительная влажность, массовая доля водяного пара. Прежде всего рассмотрим распределение парциального давления водяного пара, которое будем в дальнейшем называть давлением водяного пара. Геогра-

фическое распределение давления водяного пара в январе и июле представлено на рис. 13.10 – 13.11.

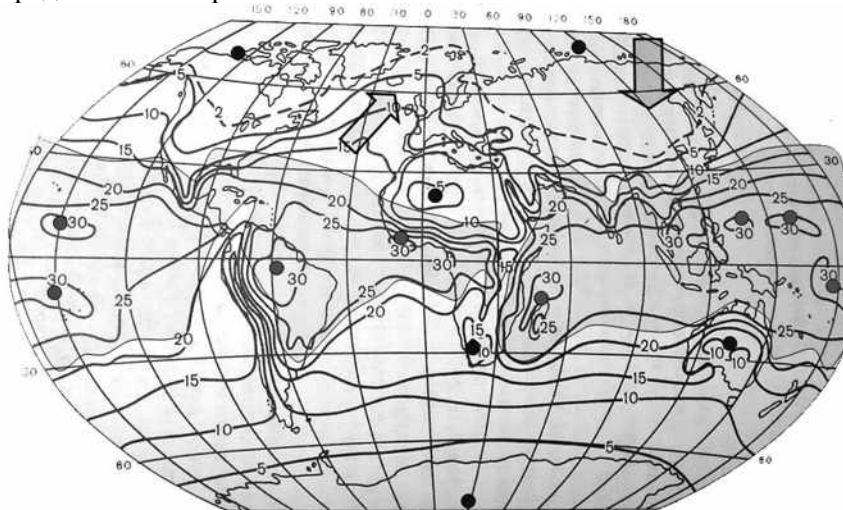


Рис.13.10. Изолинии парциального давления водяного пара в январе с отметкой локальных минимумов и максимумов

Расположение изолиний давления пара на климатических картах близко к расположению изотерм. Максимальные значения наблюдаются на экваторе, где в ряде мест они превышают 30 гПа, а с увеличением широты давление пара убывает. Причем зимой оно, как и температура, понижено над материками по сравнению с океанами. Изолинии давления пара, подобно изотермам, над материками отклоняются от широтного распределения в направлении к экватору. Над внутренними районами Центральной и Восточной Азии, где наблюдаются особенно низкие значения температуры воздуха, располагаются области с замкнутыми изолиниями наиболее низких значений давления пара, менее 0,2 гПа; такое же низкое давление пара наблюдается и во внутренних районах Антарктиды.

Изолинии давления пара проходят близко к широтным кругам. Пониженное давление пара наблюдается в пустынных районах, таких как Сахара, пустыни Средней и Центральной Азии, что связано с уменьшением испарения из-за почти полного отсутствия осадков. В материковых областях с преобладающим переносом

воздуха с океана, например, в Западной Европе, давление пара достаточно высоко и близко к океаническому и зимой, и летом. В муссонных областях, где воздушные потоки направлены летом с моря, а зимой с суши, давление водяного пара велико летом и мало зимой.

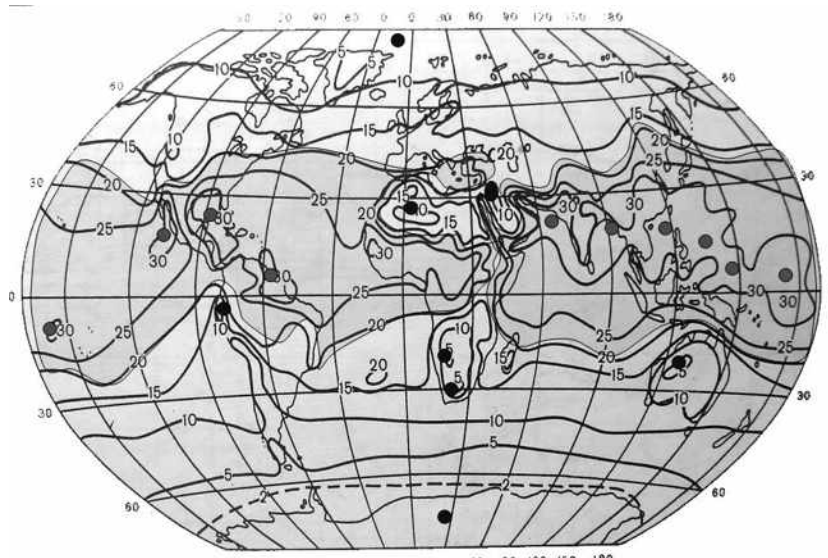


Рис.13.11. Изолинии парциального давления водяного пара в июле с отметкой локальных минимумов и максимумов

Годовой ход давления водяного пара параллелен годовому ходу температуры: летом оно больше, чем зимой. Самый жаркий и самый холодный месяцы года обычно являются и месяцами с наибольшими и наименьшими значениями давления пара. Годовая амплитуда давления водяного пара тем больше, чем больше годовая амплитуда температуры. Давление водяного пара над морем и в приморских областях на суше, а также в глубине материков в холодное время года имеет простой суточный ход, параллельный суточному ходу температуры, с максимумом днем и минимумом ночью. Амплитуда его в средних широтах весной и летом составляет 2–3 гПа, осенью и зимой – 1–2 гПа. В теплое время года в глубине материков давление водяного пара у поверхности земли в большей части имеет двойной суточный ход. Первый минимум

наступает рано утром, вместе с минимумом температуры, а второй – около 15 часов в связи с развитием конвективных движений.

Относительная влажность зависит от влагосодержания и температуры воздуха и ее распределения в январе и июле приведены на рис.13.12 и 13.13.

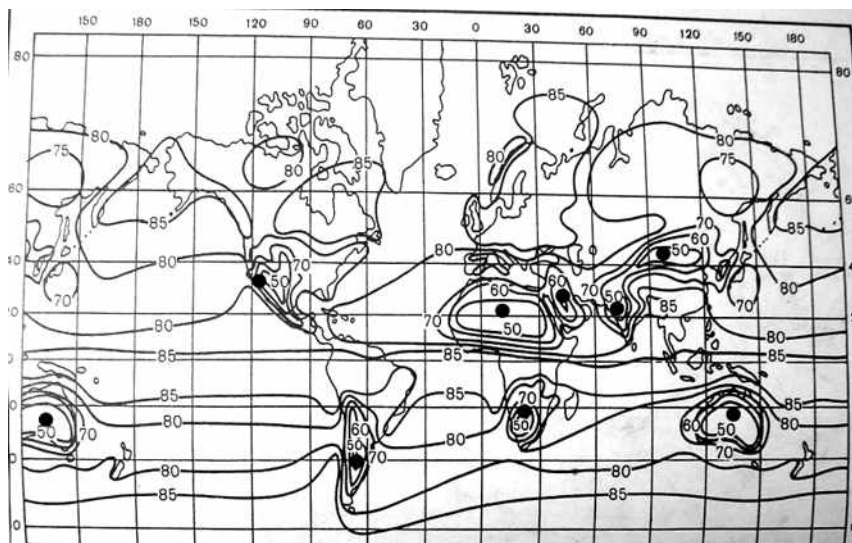


Рис.13.12. Изолинии относительной влажности в январе с отметкой локальных минимумов

В экваториальной зоне влагосодержание воздуха велико, а температура не достигает таких высоких значений, как, например, в тропиках. В среднем за год относительная влажность составляет 85 % и более. Высокие значения относительной влажности наблюдаются в Северном Ледовитом океане, на севере Атлантического и Тихого океанов, в антарктических водах.

В зимний период над холодными материками средних и высоких широт, например, в Сибири, относительная влажность также повышена и достигает 75–80%. Летом высокая относительная влажность наблюдается в районах с хорошо развитой муссонной циркуляцией, например, в Индии, где в это время господствует юго-западный муссон. Низкая относительная влажность, до 50 % и

ниже, в течение всего года наблюдается в тропических и субтропических пустынях: в Сахаре, Аравии, Мексике, в пустынях Южной Америки и Южной Африки, в Австралии, где при высоких значениях температуры воздух содержит мало влаги.

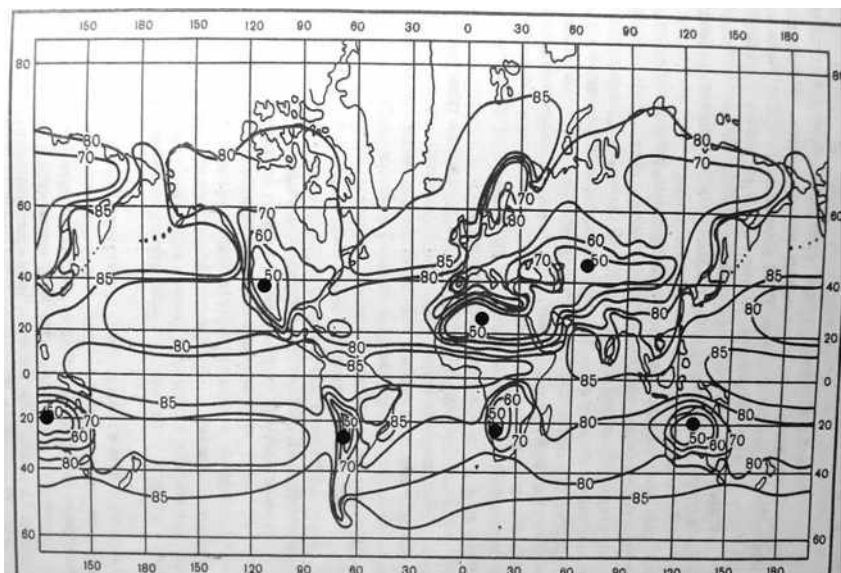


Рис.13.13. Изолинии относительной влажности в июле с отметкой локальных минимумов

Пониженные значения относительной влажности наблюдаются и в горных районах сухих субтропиков. Анализ полей относительной влажности показывает, что над океанами она выше, чем над континентами, причем в летний сезон эти различия более существенны.

В годовом ходе относительная влажность меняется обратно температуре. Максимальные значения наблюдаются зимой, минимальные – летом. Исключение представляют муссонные районы, где относительная влажность повышена в летний период при поступлении влажного морского воздуха с океана. В целом годовая амплитуда относительной влажности над океанами очень незначи-

тельна, а над континентами повышена, изменяясь, например, в умеренных широтах Северного полушария в пределах 10–15 %.

Суточный ход относительной влажности обратен суточному ходу температуры, т. е. суточный минимум относительной влажности приходится на послеполуденные часы, а суточный максимум – на время около восхода солнца. В отдельных регионах могут быть нарушения суточного хода, связанные с особенностями циркуляции. Такие нарушения вносят, например, бризы на берегах морей, когда при дневном бризе с моря относительная влажность вопреки нормальному суточному ходу растет, а температура падает. В горах и в свободной атмосфере суточный ход относительной влажности параллелен суточному ходу температуры. Максимум приходится на дневные, часы, когда увеличивается облачность.

13.5. Пространственные распределения осадков

Осадки относятся к числу важнейших характеристик увлажнения. Для земного шара в целом годовая сумма осадков численно равна испарению и составляет 1130 мм. В распределении осадков по земному шару можно отметить определенную зональность, что следует из табл.13.3. Однако, эта зональность перекрывается азональными факторами, такими как распределение суши и моря, орография, что отчетливо видно на карте годовой суммы осадков (рис. 13.14).

Таблица 13.3

Средние зональные осадки на континентах за год

Широта, град	Осадки, мм	Широта, град.	Осадки, мм
90-80 с	182	0-10 ю	1935
80-70	332	10-20	1124
70-60	568	20-30	591
60-50	708	30-40	663
50-40	642	40-50	1385
40-30	582	50-60	1885
30-20	607	60-70	462
30-10	900	70-80	160
10-0	1817	80-90	84

В самом общем виде режим осадков по основным широтным географическим зонам может быть представлен следующим образом. В большей части экваториальной зоны выпадает 2000–3000 мм осадков. Однако в условиях со сложной орографией и взаимодействием муссонов, как, например, в Индонезии, даже на близких расстояниях сумма осадков изменяется от 2000 до 6000 мм. В полосе 0–10° с.ш. над Мировым океаном выпадает максимальное количество осадков: в среднем 2280 мм в год, а в Индийском океане, у берегов Индонезии и Бирмы более 4000 мм в год.

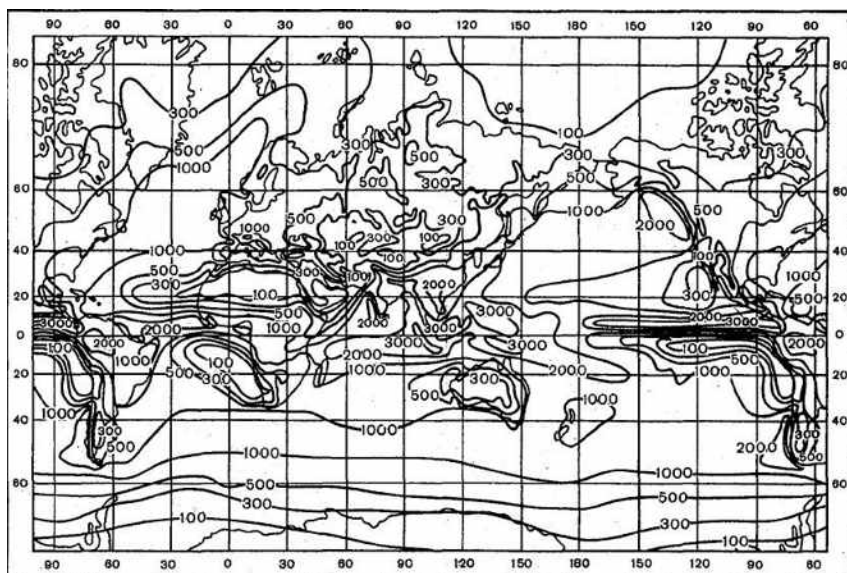


Рис.13.14. Изолинии средних многолетних годовых сумм осадков

Очень велики осадки в зоне экваториальных муссонов, особенно у побережий и орографических препятствий. В некоторых районах Центральной Америки и Колумбии выпадает до 7000 мм в год, а в Западной Африке в Дебундже (у подножия пика Камерун) – 9950 мм. В Ассаме, у подножия г. Шиллонг, на высоте около 1300 м находится один из наиболее дождливых районов земного шара – Черапунджи (25° с. ш., 92° в. д.). Здесь выпадает 10 900 мм осадков в год. В июне, т. е. в период наибольшего развития юго-

западного муссона, сумма осадков составляет в среднем 2600 мм. Основной причиной обильных осадков в Черапунджи является вынужденный подъем влажного воздуха летнего юго-западного муссона по крутым горным склонам.

Распределение осадков в течение года в зоне преобладания экваториального воздуха не отличается четкой закономерностью. Однако наиболее типичным все же является увеличение осадков в периоды весеннего и осеннего прохождения солнца через зенит. Однако, во многих областях эта закономерность не проявляется. Примеры внутригодового хода осадков в экваториальной зоне и зоне экваториальных муссонов приведены на рис.13.15, где точками на карте обозначены соответствующие пункты наблюдений.

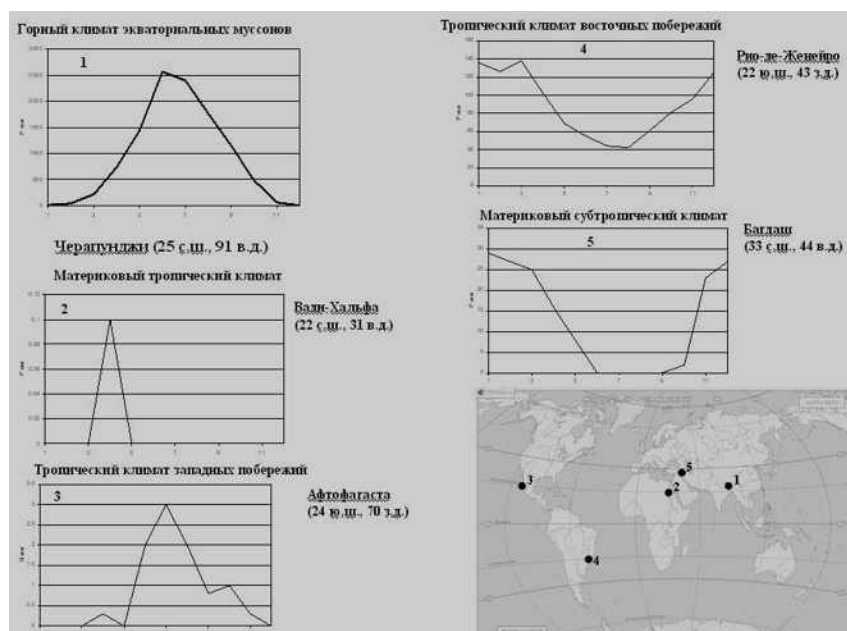


Рис.13.15. Примеры внутригодового хода осадков в экваториальной зоне

Над сушей осадки выпадают преимущественно во вторую половину дня, имеют крупнокапельный ливневый характер и часто сопровождаются сильнейшими грозами. Над океанами в отличие от материков осадки чаще наблюдаются ночью, так как над водной

поверхностью в это время суток возрастает вертикальная неустойчивость атмосферы. В поясе экваториальных муссонов осадки имеют существенные различия в зависимости от местоположения и выпадают в основном в летний период. Внутри материков в летний период максимум осадков обычно меньше, чем на западных побережьях и на склонах, обращенных к влажному муссону.

Характерные внутригодовые распределения осадков в тропической и субтропической зонах представлены на рис.13.16.

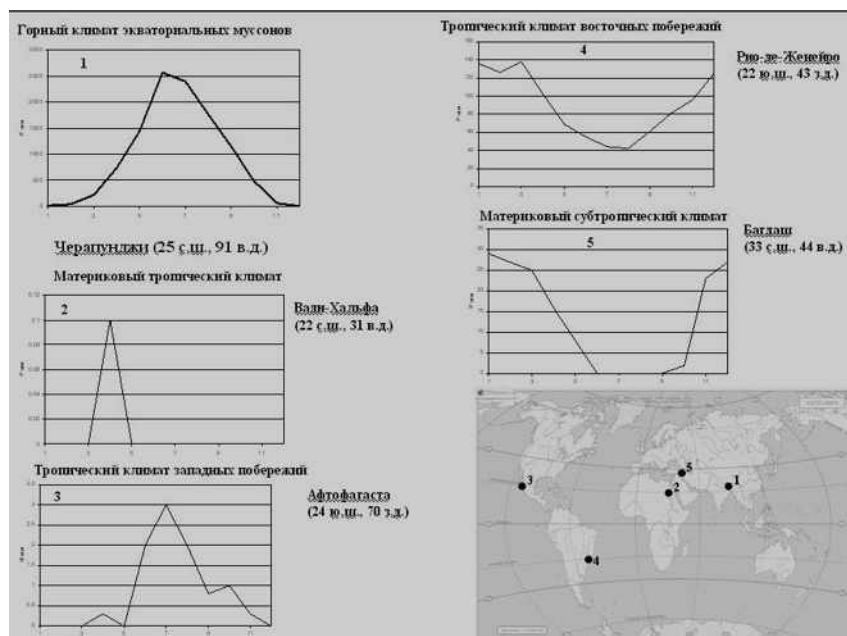


Рис.13.16. Примеры внутригодового хода осадков в тропической и субтропической зонах

В тропической зоне осадки резко убывают и здесь большие площади континентов заняты пустынями, где среднее количество осадков менее 250 мм в год. В отдельных районах, как Луксор (25° с. ш., 32° в. д.) в Египте, Вади-Хальфа (21° с. ш., 31° в. д.) в Судане, осадки за год составляют десятые доли миллиметра. Имеется немало мест, где годами не выпадает ни капли дождя, как, например, пустыня Калахари.

В тропической зоне не только над материками, но и над океанами выпадает небольшое количество осадков, особенно в районах пассатной циркуляции. Над восточными районами океанов, где проходят такие холодные течения, как Канарское, Бенгальское, Перуанское, Калифорнийское, а пассатная инверсия располагается на небольшой высоте, осадки не превышают 100 мм. На западных побережьях материков пустыни вплотную подходят к побережью (пустыни Намиб и Атакама, западное побережье Сахары).

На западе океанов, где стратификация воздушных масс менее устойчива, осадки возрастают. Например, на Бермудских островах, расположенных в западной части Атлантики, в среднем за год выпадает 1445 мм, в то время как на островах Зеленого Мыса (о.Сантьягу), что на востоке Атлантики, всего 235 мм осадков. Резко снижается количество осадков на подветренных склонах юго-западной части Мадагаскара, Антильских и других островов тропической зоны.

Наиболее увлажненными в тропиках являются восточные районы материков, где преобладает поток морских воздушных масс по западной периферии океанических антициклонов. Так как пассатная инверсия здесь выражена слабо и нередко располагается выше уровня конденсации, количество осадков за год достигает 1000 мм и более.

В субтропической зоне годовое количество осадков в зависимости от местоположения изменяется в среднем от 200 до 1000 мм. Внутри континентов, над западными побережьями материков и над океанами максимум осадков в годовом ходе приходится на зимний период, когда наиболее развита в этих районах циклоническая циркуляция. На восточных побережьях максимум осадков приходится на летний период, когда зимний континентальный муссон сменяется влажным морским.

От субтропиков к умеренным широтам осадки увеличиваются, поскольку в этой широтной зоне хорошо развита циклоническая деятельность. Их характерные внутригодовые распределения приведены на рис.13.17.

На большей части Европы, например, выпадает от 600 до 300 мм осадков в год. Осадки на материках убывают по мере удаления от океана, откуда поступает наибольшее количество влаги.

Существенное влияние на распределение осадков, как и в других широтных зонах, оказывает рельеф. На наветренных склонах гор фронтальные и конвективные осадки возрастают вследствие усиления вертикальных движений при вынужденном восхождении воздуха по склонам. Резко увеличены осадки за счет влияния рельефа на Тихоокеанском побережье Северной Америки (свыше 3000 мм в год), на Атлантическом побережье Норвегии. В районе Бергена выпадает свыше 3000 мм осадков. На территории России наибольшие суммы осадков, около 2000 мм в год, выпадают на обращенных к Черному морю склонах Кавказских гор.

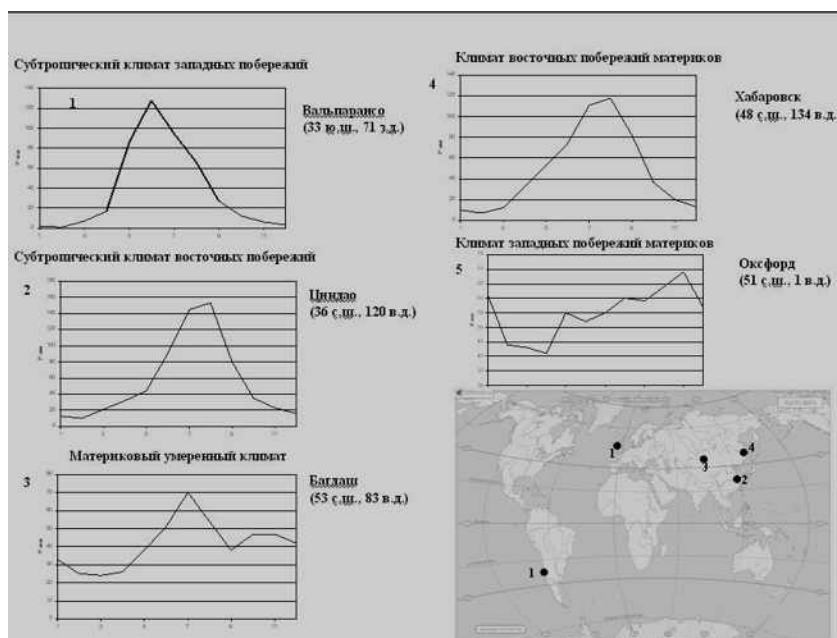


Рис.13.17. Примеры внутригодового хода осадков в умеренных широтах

В умеренных широтах на западных побережьях материков осадки более равномерно распределяются в течение года по сравнению с восточными побережьями, где отчетливо прослеживается летний максимум, связанный с влажным муссонным потоком. Над океанами в связи с активизацией циклонической деятельности в зимний период максимум осадков смещен на зиму (рис.13.17).

В направлении от умеренных широт к полярным осадки убывают из-за уменьшения влагосодержания атмосферы и увеличения повторяемости антициклонических условий погоды, преобладающих в центральных районах Арктики и Антарктиды. В зоне тундры Северного полушария осадки составляют около 300–400 мм в год, а в Арктическом бассейне – менее 150 мм.

В Южном полушарии, где площадь водной поверхности больше, осадков выпадает больше, чем в Северном полушарии. Однако основные закономерности их зонального распределения такие же, как в Северном полушарии: пониженные значения в зоне 20–30° ю. ш. и в Антарктиде, повышенные вблизи экватора и 40° ю. ш.

13.6. Засухи

Совместные распределения температур воздуха и осадков могут характеризовать новые климатические, притом неблагоприятные явления, к которым относятся засухи.

Количество выпадающих осадков само по себе не определяет условий увлажнения почвы. При одинаковых суммах осадков в тундре и полупустыне может создаваться избыточное увлажнение и заболачивание в первом случае и резкий недостаток увлажнения во втором. Увлажнение почвы зависит помимо осадков от целого комплекса климатических условий местности в первую очередь от термического режима. Так, например, М. И. Будыко показал, что на годовую испаряемость в данном месте должно затрачиваться количество тепла, равное годовому радиационному балансу избыточно увлажненной поверхности в этом месте [2]. Отсюда режим увлажнения местности он предложил оценивать с помощью индекса сухости K :

$$K = R/L \cdot r, \quad (13.2)$$

где R – годовой радиационный баланс, r – годовая сумма осадков, L – скрытая теплота парообразования.

Радиационный индекс сухости показывает, какая доля радиационного баланса тратится на испарение осадков. При K менее 0,45 климат называется, по М.И.Будыко, избыточно влажным, при K от 0,45 до 1,00 – влажным, при K от 1,00 до 3,00 недостаточно влажным, при K больше 3,00 – сухим.

На территории земного шара в зонах с недостаточным увлажнением часто создаются неблагоприятные сочетания термического режима и режима увлажнения, приводящие к засухам, которые причиняют большой ущерб сельскому хозяйству. Территории, охватываемые засухами, могут быть достаточно большими и их потенциально возможное расположение показано на рис.13.18.

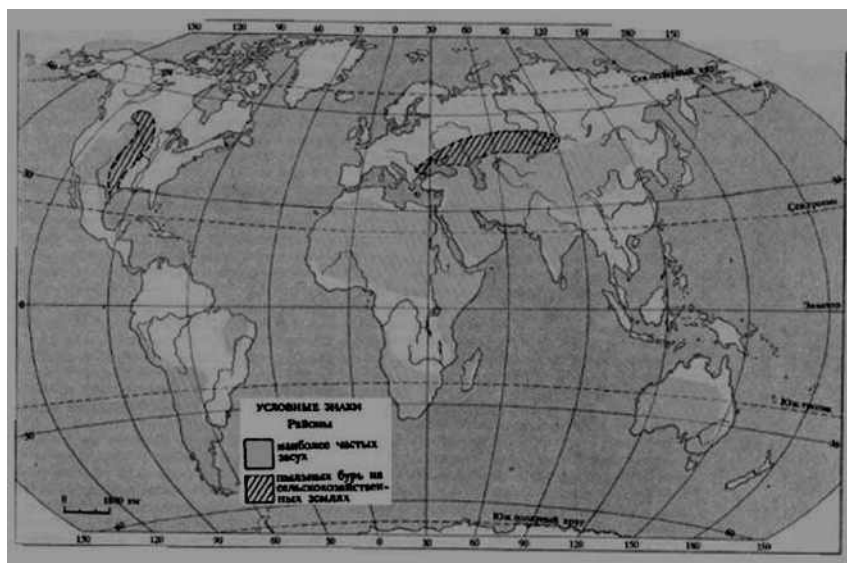


Рис.13.18. Районы наиболее частых засух и пыльных бурь

Существует много определений засухи, но все их можно разделить в основном на две группы: первая определяет засуху как метеорологическое явление, а вторая – как агроклиматическое событие [5]. В первом случае под засухой понимают длительное превышение испарения над осадками, сопровождающееся высокой температурой, достаточной для того, чтобы имеющиеся запасы влаги были бы практически исчерпаны. Во втором случае под за-

сухами понимают только такие дефициты увлажнения, которые сказываются на ходе развития и урожайности сельскохозяйственных культур и естественной растительности.

Имеет место также разделение на три следующих друг за другом вида засухи: на атмосферную засуху (повышенная испаряемость при обилии солнечного тепла и постепенно понижающейся влажности воздуха), почвенную засуху (запасы почвенной влаги без пополнения их дождями истощаются) и гидрологическую засуху (по мере усиления почвенной засухи, пересыхают пруды, реки, озёра, родники) [3].

На схеме Ф. Ф. Давитая (рис.13.19) достаточно четко представлены сущность засухи и наиболее важные параметры, которые ее определяют. Формирование засухи обычно происходит на фоне сравнительно ясной погоды антициклонического типа, сопровождающейся прорывом воздушной массы и понижением ее относительной влажности.



Рис.13.19. Схема формирования засухи (по Ф.Ф.Давитая)

При засухе поступление воды в растения через корневые системы затрудняется, расход влаги на транспирацию начинает превосходить её приток из почвы, водонасыщенность тканей падает,

нормальные условия фотосинтеза и углеродного питания нарушаются.

В зависимости от времени года различают весенние, летние и осенние засухи:

- весенние засухи особенно опасны для ранних зерновых культур;
- летние причиняют сильный вред как ранним, так и поздним зерновым и другим однолетним культурам, а также плодовым растениям;
- осенние опасны для всходов озимых.

Наиболее губительны весенне-летние и летние-осенние засухи.

В средних широтах чаще всего засухи наблюдаются в степной зоне, реже в лесостепной: 2–3 раза в столетие засухи бывают даже в лесной зоне. Понятие засухи неприменимо к регионам с бездождным летом и крайне малым количеством осадков, где земледелие возможно только при искусственном орошении (например, пустыни Сахара, Гоби и другие). Засухи – обычное явление в субтропическом и субэкваториальном поясах, где дожди бывают только во влажный сезон.

В целях повышения информированности мировой общественности ООН установила 17 июня Всемирный день борьбы с опустыниванием и засухой. 2006 год был объявлен Международным годом пустынь и опустынивания. Период с января 2010 года по декабрь 2020 года объявлен Генеральной Ассамблеей Десятилетием ООН, посвящённым пустыням и борьбе с опустыниванием. Его цель – содействие проведению мероприятий по охране засушливых земель.

Наиболее масштабные и сильные засухи – это, например, засуха в Китае в 2010 г., охватившая также часть Вьетнама и Таиланда и считающаяся самой мощной исторической засухой для юго-западной Азии. В Австралии наиболее тяжелая засуха имела место в 1850 году, вызвавшая бесчисленные смерти от жары и голода в Новом и Южном Уэльсе. Засуха на Африканском Роге в 1888 году унесла жизни около миллиона человек в Эфиопии, Судане и Сомали. Известная Сахельская засуха 1968–74 гг. имела последствия до конца 1980х и в результате ее погибло более 100 тыс. человек и миллионы вынуждены были уйти на юг в саванны

и эмигрировать. Засуха в Испании 2014 года считается одним из тяжелейших бедствий, которые страна испытывала за последние 150 лет.

13.7. Влагооборот

Все водные ресурсы Земли: поверхностные, подземные, почвенные воды и атмосферная влага теснейшим образом взаимосвязаны в ходе одного из величайших природных процессов – кругооборота воды. Основными силами, влияющими на кругооборот воды, являются тепловая энергия и сила тяжести. Под влиянием тепла происходят испарение, конденсация водяного пара, а под влиянием силы тяжести – падение капель дождя, течение рек, движение почвенных и подземных вод.

Уравнения водного баланса могут быть составлены для всей Земли, Мирового океана, суши, отдельных континентов и стран, речных бассейнов, озер и других водоемов и в принципе для любой территории, ограниченной произвольным контуром [7].

Под мировым водным балансом понимают определение соотношения различных видов воды в процессе их кругооборота на Земле [2,6,13]. В нем могут быть рассмотрены частные водные балансы:

- для океана между испарением, осадками и притоком речных и подземных вод;
- для суши между осадками, испарением, инфильтрацией и стоком;
- для атмосферы между испарением, осадками и переносом влаги.

Водный баланс для различных частей поверхности можно представить следующими уравнениями.

Для периферийной части суши:

$$E_c = r_c - f_c \quad (13.3)$$

Для областей, лишенных выхода речной воды в океан (бессточных):

$$E_c = r_c \quad (13.4)$$

Для Мирового океана:

$$E_0 = r_0 + f_c \quad (13.5)$$

Для всей Земли:

$$E_c + E_0 = r, \quad (13.6)$$

где: E_c , r_c , f_c – испарение, осадки и речной сток суши, E_0 , r_0 – испарение и осадки для океана, r – осадки для земного шара

В табл. 13.4 приведены основные составляющие водного баланса.

Таблица 13.4

Годовой водный баланс Мирового океана, суши и всей поверхности земного шара

Элементы водного баланса	Объем (тыс.км ³ /год)	Слой (мм/год)	%
Мировой океан (S=361*10 ⁶ км ²)			
Осадки	458	1270	90,7
Сток	46,8	130	9,3
Испарение	504,8	1400	100
Суша (S=149*10 ⁶ км ²)			
Осадки	119,1	800	100
Сток	46,8	315	39,3
Испарение	72,3	485	60,7
Земной шар (S=510*10 ⁶ км ²)			
Осадки	577,1	1130	100
Испарение	577,1	1130	100

Ежегодно с поверхности земного шара испаряется 577 тыс. км³ воды. Большая часть испарившейся воды приходится на Мировой океан (505 тыс. км³) и меньшая (72 тыс. км³) – на сушу. Испарившаяся влага конденсируется и выпадает в виде осадков. Годовая сумма осадков, выпадающих на поверхность океана, меньше, чем испарение. Избыток испаряющейся влаги в сумме

47тыс.км³ переносится воздушными течениями на континенты и формирует реки, озера, ледники и подземные воды. Такой же объем воды возвращается в течение года в океан в виде стока рек и стока подземных вод.

Одна из главных частей Мирового влагооборота – это перенос влаги в атмосфере и главное звено кругооборота, в котором происходит наиболее интенсивный водообмен, – это испарение влаги с поверхности океана, перенос ее воздушными течениями на материки и выпадение осадков.

В соответствии с этим механизмом влагооборот разделяют на внешний и внутренний. Под внешним понимает влагооборот, при котором выпадение осадков происходит из водяного пара, принесенного извне. Если же взять ограниченную территорию суши, то испарение воды с ее поверхности и выпадение осадков на эту же территорию называют внутренним влагооборотом. Внешний и внутренний влагообороты составляют общий влагооборот.

Количественные характеристики результирующего переноса водяного пара в слое атмосферы 0–9 км (F) представлены на рис.13.20, где также выделены замкнутые локальные области из которых выносятся водяной пар (при $F > 180$ кг/(м·с) и $F > 240$ кг/(м·с)) и сухие области в которых крайне мало водяного пара ($F < 100$, < 80 , < 60 , < 30 кг/(м·с)). На карте отчетливо прослеживается связь потоков влаги с наиболее характерными особенностями циркуляции в различных широтных зонах и стрелками показаны основные направления переноса водяного пара.

В приэкваториальной зоне в областях пассатной циркуляции преобладают восточные зональные составляющие результирующих переносов. Повышенные значения F наблюдаются в восточной части Тихого океана, свыше 240 кг/(м·с), что связано с высокими значениями влагосодержания и скоростей ветра в устойчивых пассатных потоках.

Велик перенос водяного пара в муссонной области Юго-Восточной Азии, в приэкваториальной Африке и Южной Америке (северо-западное побережье, бассейн р. Амазонки).

В тропических широтах результирующие потоки влаги ослаблены в связи с почти равной вероятностью потоков западного и восточного направлений. Над пустынями тропических и субтро-

пических широт переносится небольшое количество водяного пара (в районе пустынь Сахара и Калахари до $100 \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$). Пониженные значения переноса водяного пара в атмосфере, менее $60 \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$, наблюдаются и над районами центрально-азиатской горной системы к северу от Гималаев, что связано с общим уменьшением влагосодержания над ними.

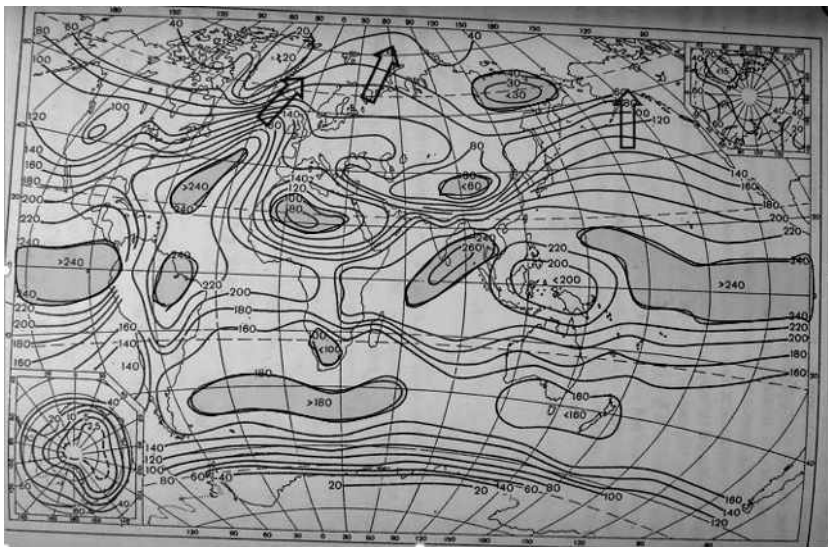


Рис.13.20. Средний за год перенос водяного пара в атмосфере ($\text{кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$) в слое 0–9 км

В умеренных широтах в зоне устойчивого западного переноса наибольшие значения результирующего потока водяного пара в атмосфере наблюдаются над океанами. В Атлантическом океане над теплым течением Гольфстрим его значение составляет около $240 \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$, что сравнимо с переносами влаги в экваториальном поясе.

По мере переноса влаги в глубь континента результирующие потоки убывают. Над Евразийским континентом наиболее значительное проникновение влаги к востоку наблюдается вдоль широтного круга $55\text{--}60^\circ \text{ с. ш.}$

Над высокими широтами Северного и Южного полушарий перенос влаги резко уменьшается в связи с уменьшением влагосодержания воздуха, обусловленного понижением температуры. В Центральном Арктическом бассейне средний перенос изменяется от 41,7 кг/(м•с) в районе Новосибирских островов до 26,2кг/(м•с) у северных берегов Гренландии. Основными районами, из которых водяной пар поступает в Арктику, являются Северная Атлантика и северная часть Тихого океана. В летний период года значительная часть влаги, до 5060 кг/(м•с), поступает в Арктику в воздушных массах, идущих с европейской части России, из Сибири и Канады. Северная полярная область является, таким образом, областью стока влаги над полушарием.

Средний перенос влаги над Антарктидой и окружающими ее океанами характеризуется хорошо выраженной зональностью. Значение переноса влаги уменьшается от 60—40кг/(м•с) у берегов Антарктиды до 1 кг/(м•с) в центральной части материка.

Результирующий перенос, однако, не всегда дает исчерпывающую картину о потоках влаги, так как он может складываться из множества вариантов слагающих переносов. Более реально оценить действительный перенос влаги позволяют его зональные и меридиональные составляющие.

В целом, результирующие потоки над Северным полушарием выше, чем над Южным. Значение зонального компонента в 3–4 раза больше меридионального. Наиболее сильные западные потоки в умеренных широтах наблюдаются над океанами (250–300 кг/(м•с)). В тропиках в области пассатной циркуляции максимальные значения восточного результирующего потока влаги наблюдаются в западной части Тихого океана и составляют 400кг/(м•с). В полярных широтах преобладают также восточные составляющие потоков влаги, но слабые, в пределах 20 кг/(м •с).

В распределении меридиональных потоков влаги над континентами и океанами Северного полушария прослеживается явное преобладание северных потоков в тропических широтах и южных в умеренных. Таким образом, в межширотном влагообмене тропики и субтропики северного полушария являются источниками влаги для умеренных полярных широт. В Южном полушарии поле меридиональных потоков влаги расчленено слабее, чем в Север-

ном. В высоких широтах преобладает южный перенос, а в умеренных — северный.

В июле в Северном полушарии зональные потоки влаги выражены слабее, а меридиональные сильнее, чем в Южном. Над умеренными широтами обоих полушарий наблюдаются значительные западные потоки влаги с небольшой южной составляющей. Зона сильных восточных переносов влаги расширяется, занимая полосу 20° ю. ш. — 25° с. ш. Лишь над Северной Америкой, севером Индийского океана, Индостаном и Индокитаем восточная циркуляция вытесняется летним юго-западным муссоном. На юго-востоке Азии система южноазиатского летнего циклона и северо-тихоокеанского океанического антициклона определяет мощные потоки океанической влаги с юго-запада. Результирующие потоки здесь достигают 200—300 кг/(м•с), а над Бенгальским заливом — 400кг/(м•с).

Над Европой атлантический поток влаги резко расходится: часть влаги уходит на северо-запад, а большая ее часть попадает в южноазиатский летний циклон и в его ложбину над Сахарой. Над Восточной Европой и Западной Сибирью поток влаги принимает северное направление (80 кг/(м•с)), которое сохраняется вплоть до Аравийского моря, где его величина достигает 160 кг/(м•с).

Существенные изменения от января к июлю претерпевают потоки влаги над Африканским континентом, над Северной и Южной Америкой, над Австралией.

На основании рассчитанных потоков влаги в атмосфере можно определять испарение или разность испарения и осадков (речной сток) в труднодоступных горных районах и над обширными водными акваториями и таким образом получать составляющие водного баланса. Характеристики баланса влаги на континентах, включая влагоперенос и его составляющие (транзит, адвективные осадки, речной сток, испарение) приведены в табл. 13.5.

Суммарное количество переносимой с океана на сушу влаги составляет 100 600 км³ в год. Однако не вся эта влага оседает на континентах. Около 34% (34500 км³) ее проходит над сушей транзитом и снова поступает на океан. Количество транзитной влаги неодинаково над разными континентами. Так, над Азией, Северной и Южной Америкой проносится транзитом около 20 % океа-

нической влаги, над Африкой — 38 %, над Европой — 48%, а над Австралией — даже 76 %. Количество переносимой транзитом влаги над материком определяется его рельефом и размером, а также удаленностью от источника поступления влаги.

Таблица 13.5

Годовой баланс влаги на континентах
(Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли [12])

Континент	Площадь (тыс.км ²)	Перенос влаги, км ³	Транзит влаги, км ³	Осадки, км ³	Речной сток, км ³	Испарение с суши, км ³
Европа	9800	10100	4800	5310	2730	2500
Азия	40775	20100	4200	15860	10790	5300
Африка	29530	24600	9500	15080	4185	9200
Сев.Америка	20060	12300	2500	9790	6630	2800
Юж.Америка	17800	20700	3800	16900	11760	3700
Австралия	7615	12800	9700	3040	305	2560
Всего	125580	100600	34500	65980	36400	26060

Из данных табл.13.5 видно, что самое большое количество осадков выпадает в Южной Америке, большая часть которых образуется из водяного пара, поступившего в основном с Атлантического океана. Из переносимого над Южной Америкой водяного пара формируется примерно столько же осадков, сколько и над всей Евразией, хотя площадь ее почти в 3 раза меньше. Наиболее неблагоприятные условия для образования осадков создаются в атмосфере Австралии, где вынос пара за пределы континента более чем в 3 раза превышает количество осадков.

В целом же для Земли, из общего объема поступающей на континенты океанической влаги на осадки тратится 66%, а 34% снова выносятся на акваторию океана.

Сведения о количественных оценках составляющих атмосферного влагооборота континентов и всего земного шара представляют исключительно большой интерес, поскольку позволяют более глубоко разобраться в закономерностях образования осадков, а также в закономерностях формирования климата в различных районах земного шара.

13.8. Пространственные распределения облачности

Облачность является одним из важнейших факторов, определяющих характер многих физических, в том числе и климатообразующих процессов, протекающих на земной поверхности и в ее атмосфере. Изменяясь в пространстве и во времени, она оказывает существенное влияние на радиационный и тепловой режим нашей планеты. По выражению А. С. Мони́на, в процессах взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью облачность выступает в роли “регулятора с обратной связью”.

В табл. 13.6 представлен годовой ход средних месячных среднезональных значений количества облаков для всего земного шара по данным Т. Г. Берлянд и других [1].

Таблица 13.6

Внутригодовые распределения количества облаков в баллах на разных

широтах

широта	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
90с	4,9	4,8	5,5	5,5	7,7	8,9	9,2	9,2	9,0	7,9	6,0	5,3	7,0
90-80	5,3	5,2	5,3	5,7	7,7	8,5	8,7	9,0	8,8	8,0	6,2	5,4	7,0
80-70	5,9	5,8	5,5	6,1	7,5	7,8	7,9	8,0	8,3	7,9	6,7	5,8	6,9
70-60	6,5	6,3	6,2	6,4	7,2	7,3	7,3	7,4	7,9	7,8	7,0	6,7	7,0
60-50	6,9	6,7	6,7	7,0	7,3	7,3	7,3	7,2	7,2	7,3	7,3	7,1	7,1
50-40	6,6	6,6	6,6	6,8	6,8	6,6	6,3	6,0	5,8	6,0	6,5	6,7	6,4
40-30	5,9	5,9	5,9	5,8	5,7	5,4	5,1	4,8	4,7	5,0	5,3	5,7	5,4
30-20	4,8	4,8	4,7	4,7	4,7	4,9	5,1	4,9	4,6	4,5	4,6	4,8	4,8
20-10	4,8	4,6	4,7	5,0	5,2	5,7	6,2	6,1	5,9	5,4	5,0	4,9	5,3
10-0	5,7	5,6	5,8	6,1	6,2	6,4	6,4	6,3	6,2	6,0	5,8	5,7	6,0
0-10ю	6,2	6,1	6,0	5,9	5,6	5,3	5,2	5,3	5,7	5,7	6,0	6,1	5,8
10-20	5,9	5,7	5,7	5,3	4,9	4,6	4,8	5,0	5,2	5,6	5,8	5,6	5,3
20-30	5,3	5,3	5,4	5,2	5,0	4,9	5,0	4,9	5,2	5,5	5,5	5,4	5,2
30-40	5,8	5,7	5,8	5,8	6,0	6,0	5,9	5,8	6,1	6,2	5,9	5,8	5,9
40-50	6,9	7,0	6,9	7,0	7,2	7,1	7,0	6,9	7,1	7,1	7,1	7,1	7,0
50-60	8,4	8,2	8,1	8,1	7,9	7,8	7,8	7,7	7,6	8,0	8,4	8,3	8,0
60-70	8,8	8,4	8,1	7,9	7,6	7,3	7,5	7,6	7,5	8,0	8,2	8,2	7,9
70-80	6,8	6,8	6,8	6,3	5,5	5,4	5,4	6,0	6,1	6,6	6,3	6,6	6,2
80-90	5,4	5,7	5,9	4,5	4,2	4,1	3,9	5,0	5,0	5,0	5,4	5,7	5,0
90ю	5,0	4,6	4,5	3,1	2,6	3,0	3,1	3,5	4,5	5,2	4,0	4,9	4,0
Сев.пол	5,7	5,6	5,6	5,8	6,0	6,2	6,2	6,1	6,0	5,9	5,8	5,8	5,9
Юж.пол	6,5	6,4	6,3	6,2	6,0	5,8	5,9	5,9	6,1	6,3	6,4	6,4	6,2
Земля	6,1	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,1	6,1	6,1	6,0

Из табл.13.6 видно, что несмотря на существенный годовой ход облачности на различных широтах и зависимость количества

облаков от широты в целом для всей Земли количество облачности довольно стабильно и составляет около 6 баллов.

Пространственные распределения облачности в характерные месяцы года (январь и июль) приведены на рис.13.21 и 13.22 [11].

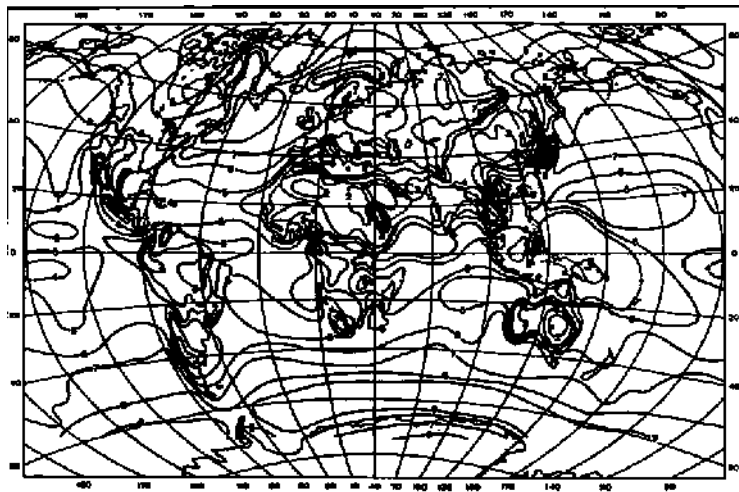


Рис.13.21. Распределение средней облачности в январе (в %)

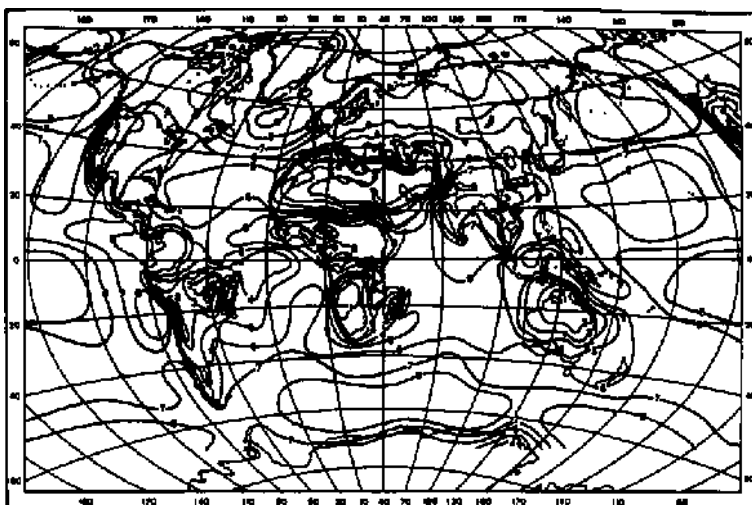


Рис.13.22. Распределение средней облачности в июле (в %)

Режим облачности обуславливается главным образом распределением потоков тепла и влаги, циркуляцией атмосферы и характером подстилающей поверхности. В одной и той же широтной зоне над океанами количество облаков, как правило, на 1 балл выше, чем над сушей. Этому способствует более интенсивное испарение с поверхности океанов.

Наибольшая облачность в течение года наблюдается в экваториальной зоне, а также в океанических областях умеренных и субполярных широт обоих полушарий. На экваторе это связано со значительными восходящими течениями, возникающими при наличии огромных запасов водяного пара. Значительная облачность над океаническими районами умеренных и субполярных широт связана с повышенной циклонической деятельностью в этих районах в течение года. К пасмурным областям Земли следует отнести районы исландского и алеутского минимумов, Тихоокеанское побережье Канады, северо-западное побережье Европы, бассейны Амазонки и Конго, Новую Гвинею и прилегающую к ней акваторию, Огненную Землю и субантарктику.

Наименьшая облачность наблюдается, главным образом, в континентальных районах субтропических и тропических широт. В некоторых из них облачность не более 0,1–0,2 балла. Это относится к северо-восточной территории Сахары, Аравийского полуострова, юго-западу Северной Америки. На океанах минимальная облачность отмечается в тропических широтах обоих полушарий. Существуют значительные области Земли и в более высоких широтах, где в отдельные сезоны преобладает ясное небо; к ним относятся Монголия, Восточная Сибирь, Канадский архипелаг, Гренландия, центральная часть Антарктиды.

На многолетних средних картах облачности (рис.13.21 и рис.13.22) во все сезоны года видны резко выраженные малооблачные области (до 2 баллов и ниже) в субтропических пустынях обоих полушарий. В Асуане (Египет) среднегодовая облачность всего 0,5 балла. Зимой облачность небольшая в Восточной Сибири, Центральной Азии и Индии, где наблюдается антициклонический режим.

Особенно значительная облачность до 7–8 баллов в течение всего года отмечается на севере Атлантического и Тихого океана, включая северо-запад Европы и Японские острова. Зимой она также значительна в Западной Сибири и в районе Великих озер. Летом облачность увеличивается в муссонных областях Гвинейского залива и в Индии.

В России наиболее облачные места на северо-западе европейской части. На Белом море в Зимней Золотице среднегодовая облачность 7,7 балла, а на маяке Сосновец зимой 9 баллов [14].

Годовой ход облачности имеет разный вид и разную амплитуду в зависимости от климатической зоны.

Как видно из рис.13.23, экваториальной зоне присуща большая облачность (6–8 баллов) в течение всего года.

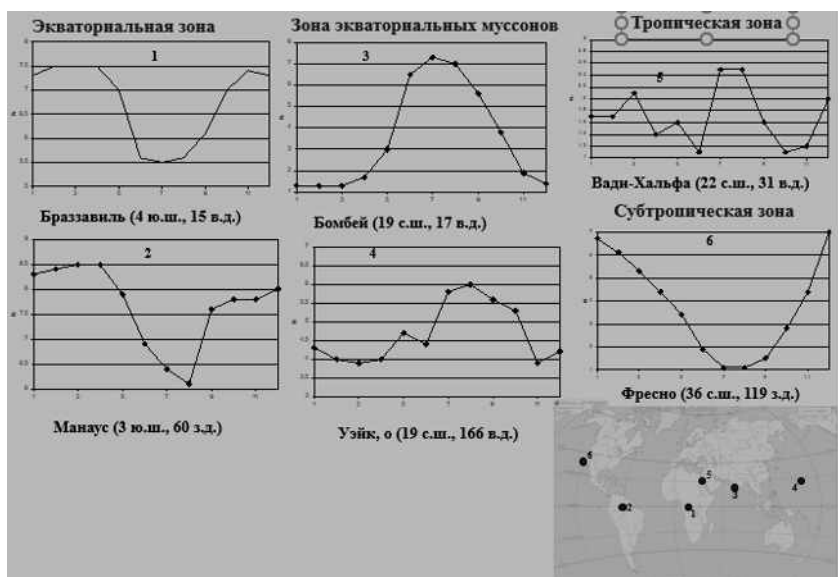


Рис.13.23. Внутригодовые распределения облачности в экваториальной, тропической и субтропической климатических зонах

Амплитуда годового хода около 2 баллов. Максимум облачности чаще всего совпадает с периодами весеннего и осеннего равноденствия, когда Солнце бывает в зените и днем развиваются интенсивные вертикальные токи, способствующие образованию

облаков ливневого характера. Годовой ход облачности и осадков в экваториальной зоне совпадает.

Самая большая амплитуда годового хода облачности наблюдается в областях экваториальных муссонов, муссонных районов субтропиков и умеренных широт. Так, например, в Бомбее она достигает 6 баллов. На океанах, где амплитуда годового хода облачности вообще невелика, в муссонных районах она может превышать 2 балла. Наибольшее количество облаков приурочено к периоду муссонных дождей.

В тропических областях Земли наблюдается незначительная облачность в течение всего года, что особенно хорошо видно по данным пункта Вади-Хальфа (рис.13.23). Субтропикам свойствен тип годового хода облачности, наиболее четко выраженный в районе Средиземноморского бассейна, с максимумом зимой и минимумом летом. Как и в условиях муссонного климата, здесь наблюдается подобие годового хода облачности и осадков, обусловленное активизацией циклонической деятельности в зимнее время.

В умеренных широтах (рис.13.24) с нерезко континентальным климатом (например, Восточная Европа) годовое ход облачности противоположен годовому ходу осадков.

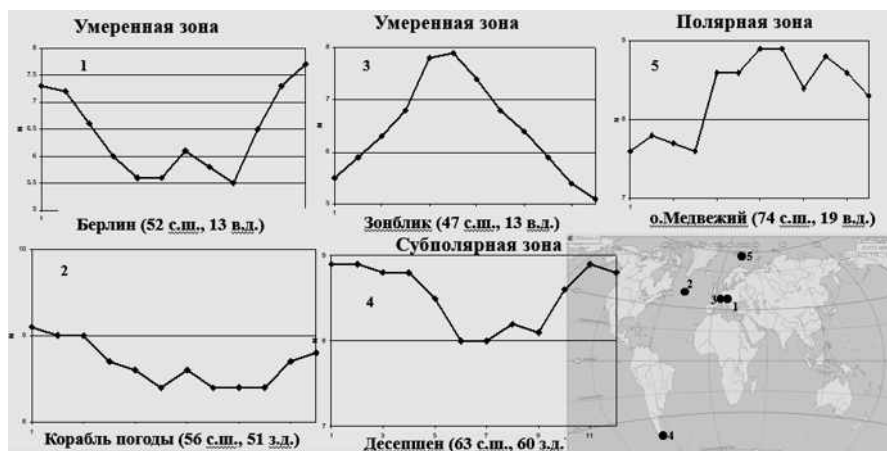


Рис.13.24. Внутригодовые распределения облачности в умеренной, полярной и субполярной климатических зонах

Здесь максимум облачности совпадает с минимумом осадков в зимний период. Зимой преобладают сплошные низкие облака слоистых форм, из которых выпадают преимущественно обложные осадки. Летом преобладает облачность с просветами преимущественно кучевой и кучево-дождевой форм и осадки имеют большую интенсивность.

К особенностям годового хода облачности следует отнести то, что для обоих полушарий наиболее типичен годовой ход количества облаков с максимумом в теплое время года и минимумом в холодное (зоны 20° с. ш. – 20° ю. ш. и выше 50°) [13].

Необходимо отметить, что результаты обработки данных наблюдений за облачностью с метеорологических станций наземной сети могут считаться более или менее надежными только для районов, где метеорологические станции размещены довольно плотно. К ним относятся густонаселенные районы, занимающие примерно одну пятую часть Земли. Поэтому надежная оценка полей облачности в настоящее время возможна только на основе спутниковой информации, мониторинг которой составляет уже около 40 лет [16,17]. Сравнение наземных и спутниковых данных по облачности показало, что в целом по полушариям разница составляет всего 0,1–0,5 балла. Но если рассматривать только материки, то облаков по спутниковым данным оказалось меньше, чем по наземным на 1 балл в Северном и на 0,9 баллов в Южном полушарии. Объясняется это тем, что спутники ведут мониторинг облаков и в ночное время, когда их меньше, чем днем.

Результаты обобщения спутниковых данных приведены на рис.13.25 для лета (июнь – август) и зимы (декабрь – февраль). Как следует из рис.13.25, для большей части территории Северного полушария характерно зональное распределение облачности, обусловленное главным образом совместным влиянием на формирование облачного покрова притоков тепла и влаги, атмосферной циркуляции и подстилающей поверхности.

Летом наибольшее количество облаков наблюдается, как и по наземным данным, в умеренных и приэкваториальных широтах. Первая область максимума среднего количества облаков тесно связана с процессами облакообразования на фронтальных разделах и почти совпадает с северной и южной планетарными высотными

фронтальными зонами (ПВФЗ) умеренных широт, а также с областью наибольшей повторяемости подвижных циклонов. Вторая область максимума среднего количества облаков связана с наличием в приэкваториальных широтах внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) со свойственной ей высокой повторяемостью конвективной облачности. Минимальное среднее количество облаков характерно для субтропических и тропических широт.

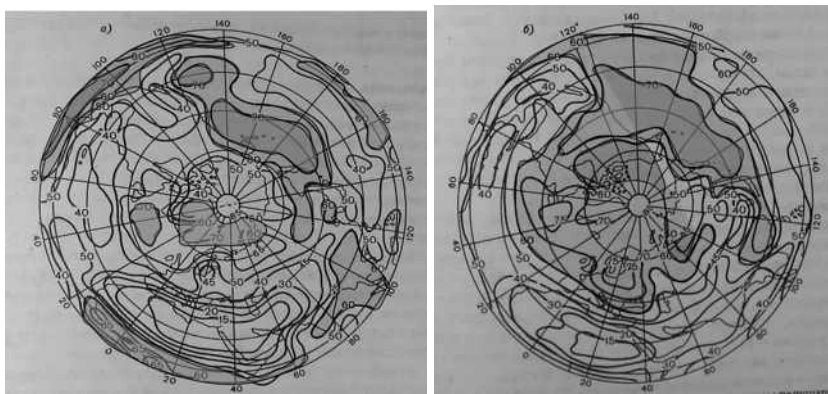


Рис.13.25. Распределение средней облачности летом (слева) и зимой (справа) в % с выделенными областями при облачности >60%.

В летний период наиболее существенные отклонения от зонального распределения общей облачности наблюдаются в тропических широтах юго-восточных районов Азии и Тихого океана, где наблюдаются довольно высокие значения среднего количества облаков, до 70 % и более, связанные с региональными особенностями циркуляционных процессов в этих районах. В умеренных широтах от 50 до 80 % площади в летний сезон покрыто облаками. Исключение составляют самые южные районы континентальной части умеренной зоны Евразии (между 10° и 100° в. д.), Северной Америки, к западу от Великих озер, где среднее количество облаков составляет 50–40 %.

Зимой зональное распределение общей облачности выражено более четко, чем летом, что связано с усилением циклонической деятельности на полярном и арктических фронтах. Максимальное значение среднего количества зональной общей облачности зимой,

также, как и летом, наблюдается в зоне 50–60° с. ш. К югу от этой широтной зоны происходит убывание среднего количества зональной облачности до минимальных значений в зоне 10–20° с. ш., а в приэкваториальных районах облачность вновь повышается.

Литература

1. Берлянд Т. Г., Строкина Л. А. Глобальное распределение общего количества облаков. Л.: Гидрометеоздат, 1980 – 71 с.
2. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности / М.И. Будыко. Л.: Гидрометеоздат, 1956. – 255 с.
3. Бучинский И. Е. Засухи и суховеи. Л.: Гидрометеоздат, 1976. – 213 с.
4. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 568 с.
5. Дроздов О. А. Засухи и динамика увлажнения. Л.: Гидрометеоздат, 1980. – 93с.
6. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Л.: Гидрометеоздат, 1963. – 315 с.
7. Кузнецова Л. П. Атмосферный влагообмен над территорией СССР. М.: Наука, 1983. – 315 с.
8. Лобанов В.А. Лекции по климатологии. Часть 1 Общая климатология. Книга 1 в двух книгах: учебник. СПб: РГГМУ, 2019. – 378 с.
9. Лобанов В.А. Учебное пособие по региональной климатологии. СПб: РГГМУ, 2020. – 170 с.
10. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. Санкт-Петербург, РГГМУ, 2008. – 407с.
11. Матвеев Ю.Л. Глобальное поле облачности / Ю.Л. Матвеев, Л.Т. Матвеева, С.А. Солдатенко. Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 279 с.
12. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. М.: Гидрометеоздат, 1974. – 637 с.
13. Облака и облачная атмосфера. Справочник / Под. ред. И.П.Мазина, А.Х.Хргиана. Л.: Гидрометеоздат. 1989. – 647 с.
14. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. Т. I. Изменения климата. М.: Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). – 227 с.
15. С.П.Хромов, М.А.Петросянци Метеорология и климатология. Учебник. 7-е изд., М.: Изд-во Моск. Ун-та: Наука, 2006. – 582 с.
16. Karlsson K.G. CM SAF Cloud, albedo, radiation dayset, AVHRR-based, Ed. 1 (CLARA-A1). Cloud Products. Validation Report // SAF/CM/SMHI/VAL/Gac/CLD. Issue 1.2. April 30, 2012. – 133 p.
17. Stengel V., Karlsson K.G., Meirink J.F. CM SAF. Product user manual. Clouds. // SAF/CM/DWD/PUM/ CLOUDS. Ver. 1.8. Feb. 22, 2015. – 99 p.

Лекция 14. Классификации климатов

14.1. Назначение и виды классификаций

Распределения отдельных климатических характеристик по земному шару дают полезную информацию об их пространственных закономерностях, областях экстремумов, градиентах изменения и других свойствах. Однако, климат по-своему определению характеризуется не одним, а несколькими параметрами среди которых основными являются температура воздуха, осадки, их внутригодовые распределения, тип атмосферной циркуляции и ряд других. Поэтому как для анализа закономерностей формирования климатов в рамках глобальной системы, так и для применения климатологии в решении ряда практических задач нужно знать не только распределение отдельных климатических величин по земному шару или значительному по площади району, но и климатического комплекса в целом [8].

В соответствии с задачами исследования между разными значениями комплекса проводятся границы, по разные стороны которых различия между климатами в исследуемом отношении становятся существенными независимо от того, меняется ли на этой границе климатический комплекс скачком (как, например, при подходе к горам или океану) или постепенно.

Если это делается для целей анализа происхождения самого климата или для увязки со всем комплексом природных условий (ландшафтно-географических зон), то такое разделение климатов называется **климатической классификацией**, а если для прикладных целей (обслуживание сельского хозяйства, строительства, авиации и т. д.) — **климатическим районированием**.

Как классификаций климата, так в особенности районирований, имеется очень много в соответствии с многочисленностью и разнообразием задач, предъявляемых к климатологии, развитием системы наблюдений на земле, в атмосфере и космическом пространстве, позволяющей использовать новые виды информации, развитием самой науки климатологии, областей ее применения и

способов использования сведений о климате для теоретических и практических целей [5].

Можно, однако, установить некоторые общие закономерности в появлении и развитии классификаций климата и прикладных районирований. Все существующие подходы стремятся удовлетворить следующим требованиям, в зависимости от которых они и различаются.

Есть классификации, увязывающие с климатом распространение растительности, почв, речной сети, рельефа или ландшафта в целом или изучающие закономерности формирования из локальных климатов глобальной климатической системы.

Районирования решают вопросы, не только относящиеся к определенным сторонам деятельности общества, но к ряду деталей этой деятельности. Например, практика требует не только районирования для обслуживания сельского хозяйства в целом, но и по каждой сельскохозяйственной культуре отдельно и даже применительно к отдельным ее сортам, например, для оценки целесообразности их внедрения в производство при заданной агротехнике в тех или других географических условиях. Аналогично могут решаться вопросы различных видов промышленного и гражданского строительства, транспорта в разных климатических условиях, типов самолетов, рациональных типов одежды, марок стали на экскаваторах, рациональных типов тары и упаковки и т. д.

Можно сформулировать общую последовательность решения задачи классификации или ее алгоритм, который включает в себя следующие шаги [7]:

- выбор основных признаков классификации;
- выявление существенных климатических различий между районами по признакам классификации генетическими и статистическими методами,
- проведение границ между районами,
- оценка эффективности классификации.

При выделении однородных климатических районов или районов с однотипным климатом, прежде всего, необходимо выбрать признаки классификации или районирования, т.е. те климатические характеристики, по которым районы можно признать однородными. В качестве признаков можно рассматривать как несколько характе-

ристик (температуру, осадки и другие), так и только одну. Как правило, чем больше признаков классификации, которые еще и слабо связаны друг с другом, тем менее эффективными получаются однородные районы для каждого из признаков. Поэтому статистическими методами эффективнее выделять однородные районы по какой-либо одной характеристике: например, по температуре воздуха или осадкам. Кроме того, признак районирования может иметь разное обобщение во времени. Так, практически все известные климатические классификации основаны на средних многолетних значениях климатических характеристик. Если же необходимо учитывать особенности изменений во времени, то следует рассматривать многолетние временные ряды этих характеристик.

Следующий шаг классификации – выявление различий между наблюдениями в разных точках пространства. Продолжительный исторический период выявления существенных климатических различий между районами осуществлялось генетическими методами [9]. Поэтому проведение территориальных границ было достаточно субъективным. Главная проблема состояла в том, что в большинстве случаев резкое изменения климатического комплекса на границе классов отсутствовало, что связано с непрерывностью полей большинства климатических характеристик. Надо было решать задачу перехода от непрерывности к дискретности, которая не имеет однозначного решения.

В статистических методах для этой цели применяются статистические критерии и другие показатели, характеризующие сходство или различие. Так, если сравниваются средние многолетние температуры на разных метеостанциях региона, то для оценки их однородности вполне применим известный критерий Стьюдента [7]. При сравнении всех сочетаний пар средних значений можно установить, какие из них неоднородны, и на этом основании провести границу района или класса. Поэтому при применении статистических методов классификации эти два шага (нахождение различий между классами и проведение границ) выполняются одновременно.

Если выделение различий основано на многолетней синхронности в разных пунктах по территории, то мерой существования подобия или различий будет коэффициент парной корреляции. Наиболее полезную информацию о пространственной связанности и

ее изменении с расстоянием несет пространственная корреляционная функция (ПКФ), представляющая собой зависимость коэффициентов парной корреляции от расстояния между каждой парой пунктов при их полном переборе.

Пример ПКФ для температур января, построенной по данным на 15 метеостанциях севера Западной Сибири показан на рис.14.1. Большими кружками на графике представлены средние коэффициенты корреляции для каждой градации расстояний D_{ij} через 200 км, а яркая линия, параллельная оси D_{ij} , соответствует предельному коэффициенту корреляции $r=0.7$, ниже которого связанность считается уже неэффективной.

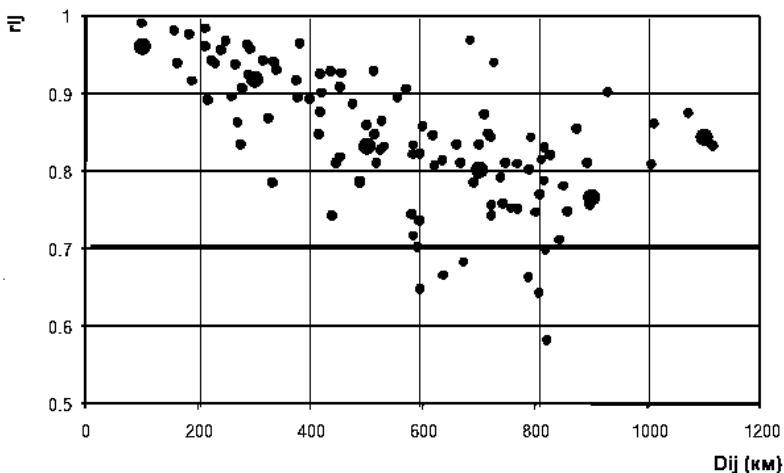


Рис. 14.1. Пространственная корреляционная функция температур января по 15 метеостанциям севера Западной Сибири

Как следует из графика, значению $R=0.7$ соответствует расстояние $D=600$ км, после которого коэффициенты парной корреляции становятся ниже. Поэтому однородный район может быть задан в виде круга с радиусом 300 км, при котором гарантируется, что коэффициент корреляции между самыми дальними точками района не будет меньше 0,7. Иначе этот радиус в 300 км называется радиусом корреляции. Поэтому ПКФ позволяет не только оценить размеры однородной территории, но и оконтурить ее.

Каким бы способом (генетическим или статистическим) не было осуществлено выделение однородных климатических районов, обязательным является выполнение последнего шага по оценке эффективности полученной климатической классификации. Для этой цели могут быть применены разные подходы, но главный принцип любого из них заключается в том, что климатические характеристики одного района должны отличаться от таких же характеристик другого района. Это отличие может задаваться или экспертом, или определяться статистическими методами. Эксперт, например, может сказать, что если средние многолетние температуры в одном и другом климатическом районе отличаются на 5°C , то районы разные. При статистическом же подходе надо учесть уже не только отличие самих средних, но и объемы выборок, изменчивость внутри каждого района и задать уровень значимости. При учете всех этих параметров, если расчетное значение статистики критерия Стьюдента будет больше критического при заданном уровне значимости, то средние значения в двух районах будут статистически отличаться с заданной вероятностью.

Таким образом, условия эффективности любой разрабатываемой климатической классификации будут следующими:

- четкая постановка целей и задач;
- правильный выбор средств в соответствии с методами и наличием информации;
- увязка подхода с эмпирическим материалом.

Первое понятие о климате и климатическом районировании принадлежит грекам, которые еще в древние времена делили земной шар на пять зон. Признаком для деления был угол падения солнечного луча на земную поверхность, изменяющийся с широтой, и продолжительность дневного освещения. Зоны, границами которых были тропики и полярные круги, располагались по географическим широтам и отличались между собой длиной дня.

Из древних карт по климатическому районированию известны карты Птолемея, построенные по различию в продолжительности самого длинного дня на разных широтах. Климаты или зоны, построенные по такому признаку, назывались «солярыными» или световыми.

Астрономическое деление господствовало чрезвычайно долго. Еще в XVIII веке, особенно в первой его половине, древнее представление о климате имело значительное распространение. Об этом свидетельствует, как указывает Г.В.Ковалевский [6], ряд русских и иностранных руководств по географии (например, руководство Крафта 1740 годов). Но в том же XVIII веке имелись уже зачатки нового представления о распределении климатов на земном шаре, связанные с новыми для того времени понятиями о влиянии суши и моря, различного рельефа и ландшафта. Зародыши этих идей мы находим, например, у русских географов XVIII века Фрибе и Епинуса. Смене взглядов способствовали сведения преимущественно качественного порядка, полученные из путешествий, а также первые, правда еще нерегулярные, наблюдения, которые начались в XVIII веке, после того как были изобретены основные метеорологические приборы: термометр (Галилей, 1612), барометр (Торричелли, 1643) и некоторые другие.

В XIX веке, после создания первой метеорологической сети, начались регулярные наблюдения. К этому времени и относится ряд работ которые свидетельствуют о полной перемене взглядов на распределение климатов на земном шаре. Пионерами в разработке вопросов климатического районирования явились не метеорологи, как можно было думать, а ботаники, представители одной из более развитых в XVIII веке отраслей естествознания. Большое число путешествий дало к этому времени возможность получить представление о закономерном характере распределения растительности по земному шару от низких широт к высоким. Эта закономерность обратила на себя внимание ботаников, и они первыми попытались разобраться в причинах такого распределения растительных формаций и поставить его в связь с климатом. Они наметили довольно ясную схему климатических областей по растительным признакам, причем области климатические отождествлялись ими с фитогеографическими.

Поэтому в исторической последовательности разрабатывались 4 вида классификаций климатов:

- ботанические,
- гидрологические,
- почвенные,

14.2 Ботанические классификации

Первой работой такого рода можно считать классификацию Гризебаха (Griesebach, 1872). Чисто ботаническая классификация этого автора интересна тем, что, во-первых, она давала стройную картину распределения растительности по земному шару, во-вторых, ставила растительный мир в определенную связь с климатом [11]. Правда, связь эта существует у Гризебаха лишь постольку, поскольку он дает описание климата каждой из своих областей, но для того времени и это было новым и ценным. Схема Гризебаха заключает в себе 24 области.

Граница арктической флоры на карте у Гризебаха почти совпадает с границей тундры на современных картах, но наряду с этим обращают на себя внимание области степей, которые вообще занимают слишком большое пространство в Азии, в частности, слишком далеко заходят на север в районе верхней Оби и Иртыша. Это получилось в результате использования неправильных карт Мюри (Muhry) по сезонности осадков. На этот факт в свое время указывал Воейков в „Климатах земного шара“. Пустыни в Азии у Гризебаха совершенно не показаны, так же, как и в Австралии, где сухость большей ее части отмечается лишь в описании. В общем работа Гризебаха принадлежит к ботанико-географическим.

Связь растительности с климатом, которая у него только намечена, была несколько позднее в отчетливой и определенной форме дана французским ботаником Де-Кандолем (De-Candolle, 1874). Де-Кандоль [10] за главный признак для районирования принимает температуру, но применяет ее без определенной системы. В отдельных случаях он приводит среднюю годовую температуру или температуру отдельных месяцев, или, наконец, ограничивается словесными указаниями. Кроме того, он дает некоторые сведения об осадках, их периодичности, влажности воздуха и т. п. Де-Кандоль делит земную поверхность на пять зон, которые показывают распределение растительности по необходимому для них количеству тепла и влаги. Зоны выделены по принципу деления

растений на следующие типы: 1. Мегатермы – растения, требующие постоянно высокой температуры. 2. Ксерофилы – растения, переносящие систематический недостаток влаги. 3. Мезотермы – растения, требующие умеренных температур. 4. Микротермы – растений, требующие мало тепла. 5. Хекистотермы – растения, переносящие температуру ниже 0° в течение года

Хотя классификация Де-Кандоля включает в себе, главным образом, качественные характеристики и не выдержана в смысле однородности признаков для определения отдельных климатических зон, она все же дает правильное подразделение на главные климаты земного шара и базируется на верной мысли, что климат является одним из основных факторов в распространении растений. Для своего времени она была, безусловно, большим шагом вперед и в последующие годы послужила основой для построения схем районирования многим климатологам. Таковы две работы, построенные на сведениях качественного порядка о растительности мира, которые послужили началом для детальной разработки вопросов районирования.

Первой ступенью применения метеорологических факторов в классификации климатов было построение так называемых „термических поясов" или „зон", т. е. районирование по одному метеорологическому элементу – температуре. В сущности, это было первой попыткой климатологов упорядочить свое представление о климатах земли и началось с критического просмотра классической „солярной" схемы греков. Такова работа немецкого географа Зупана (Supan, 1879 – 1896). Рассматривая горизонтальное распределение тепла на земном шаре в зависимости от распределения материков и океанов, Зупан [14, 15] пришел к заключению, что отличие действительного климата от солярного настолько велико, что необходимо отказаться от древнегреческих астрономических зон и построить их на новой основе. За новую основу Зупан взял изотермы и создал свою систему линий, которые делили земной шар на 5 тепловых поясов: 2 холодных, 2 умеренных (соответствующих южному и северному полушариям) и 1 жаркий.

Наиболее последовательным сторонником применения летних температур в качестве климатического показателя является Кёппен (Köppen). Отбросив средние годовые температуры, как совершен-

но не показательные, он в 1884 г., т. е. несколько раньше второй схемы Зупана, строит свои „тепловые пояса“, которые характеризуются периодами с определенной температурой, важной для жизни растений и всей органической жизни [12]. Границами поясов служат линии продолжительности температур, не приведенных к уровню моря.

Следуя де Кандоллю, В.П.Кёппен выделяет пять широтных климатических зон, обозначаемых заглавными буквами латинского алфавита.

А – влажная тропическая зона без зимы;

В – две сухие зоны, по одной в каждом полушарии;

С – две умеренно теплые зоны без регулярного снежного покрова;

Д – две зоны бореального климата на материках с резко выраженными границами зимой и летом;

Е – две полярные области снежного климата.

Границы между зонами проводятся по изотермам самого холодного и самого теплого месяцев и по соотношению средней годовой температуры и годового количества осадков при учете годового хода осадков.

Внутри зон типов А, С и D различаются климаты с сухой зимой (w), сухим летом (s) и равномерно влажные (f). Сухие климаты по соотношению осадков и температуры делятся на климаты степей (BS) и климаты пустынь (BW). Полярные климаты – на климат тундры (ET) и климат вечного (постоянного) мороза (EF).

По мнению Кёппена средняя температура 10° , по крайней мере в течение одного месяца, хорошо фиксирует полярный предел дикорастущих деревьев и пределы возможности сельского хозяйства, а температура 10°C в течение 4 месяцев дает приблизительную границу культуры пшеницы. Надо отметить, что первая граница является более важной, так как вторая дает предел распространения культурного растения, который зависит в большой степени от человека и приспособляемости растений к климату. Эта схема легла в основу дальнейших работ Кёппена, где он, вместо одной температуры, рассматривает комбинацию двух и более метеорологических факторов [13].

Термические границы указанных зон приняты следующими:

А – все месяцы года имеют температуру не ниже 18°C ;

С – температура самого холодного месяца ниже 18°C , но выше -3°C (в некоторых вариантах классификации, например, 1918 г., выше -2°C), самого теплого – не ниже 10°C ;

D – температура самого теплого месяца в тех же пределах, и самого холодного месяца ниже -3°C ;

E – температура самого теплого месяца ниже 10°C , а для EF ниже 0°C .

Для дальнейшей детализации Кёппеном вводятся 23 дополнительных признака и соответствующие индексы (a, b, c, d и т. д.), основанные на деталях в режиме температуры и осадков. Буквенные обозначения для климатической классификации Кёппена характеризуют следующие типы климата:

A – тропический и экваториальный;

B – сухой, субэкваториальный, тропический;

C – умеренный, субтропический и континентальный;

D – континентальный, субарктический (бореальный);

E – полярный, субарктический, арктический;

Af – климат тропических лесов;

Aw – климат саванн;

BS – климат степей;

BW – климат пустынь;

Cs – климат умеренно тёплый с сухим летом (средиземноморский);

Cw – климат умеренно тёплый с сухой зимой;

Cf – климат умеренно тёплый с равномерным увлажнением;

Ds – климат умеренно холодный с сухим летом;

Dw – климат умеренно холодный (бореальный) с сухой зимой;

Df – климат умеренно холодный с равномерным увлажнением;

ET – климат тундры;

EF – климат постоянного мороза.

В качестве дополнительных букв в классификации вводятся третья для самого жаркого и четвёртая для самого холодного месяца в году, имеющие значения:

i – мучительно жарко: 35°C и выше;

h – очень жарко: $28 - 35^{\circ}\text{C}$;

a – жарко: $23 - 28^{\circ}\text{C}$;

b – тепло: $18 - 23^{\circ}\text{C}$;

l – средне: $10 - 18^{\circ}\text{C}$;

k – прохладно: 0 – 10 °С;
o – холодно: -10 – 0 °С;
с – очень холодно: -25 – -10 °С;
d – мучительно холодно: -40 – -25 °С;
е – вечная мерзлота: -40 °С и ниже.

Имеются еще дополнительные буквы для обозначения особенностей годового хода температуры, например, n – частые туманы, m – переходный климат. Для характеристики увлажнения используется соотношение между годовой температурой и осадками с учетом сезонности увлажнения.

На основе классификации Кёппена любой климат может быть закодирован четырьмя буквами. Так, например, для г. Асуана (Египет) это BWhl – пустынный климат с температурой июля 28–35 °С, а января – 10–18 °С; для г. Москва (Россия) это Dfbo – умеренно-холодный (континентальный) климат с температурой июля 18–23 °С, а января – -10 – 0°С, а для г. Антальи (Турция, средиземноморское побережье) это Csal – средиземноморский климат, с температурой июля 23–28 °С и температурой января 10–18°С. Пространственное представление одного из вариантов классификации Кёппена с учетом трех основных букв показано на рис.14.2.

По полноте разработки и описанию типов климата классификация Кёппена наиболее подробна и с этой стороны одна из лучших, однако, допущение расхождения границ с количественными метеорологическими показателями снижает степень ее объективности.

Еще одной известной классификацией ботанического типа является ландшафтно-ботаническая классификация Л.С.Берга. Эта классификация создана для районирования ландшафтных зон, но преимущественно опирается на распределение растительности. Она имеет синтетический характер. Увязывая ландшафт с метеорологическими условиями, Берг для климатов (особенно) равнины использовал также количественные характеристики границ. Некоторые из них были заимствованы у Кёппена или других авторов.

ются в таких случаях по территории многие сотни или даже тысячи лет, а почвы трансформируются несколько тысячелетий). При этом проводятся современные границы климатов по метеорологическим, а не ландшафтным признакам.

Основные типы климатов низин и высокогорий с метеорологическими критериями их границ в классификации Берга следующие.

Климаты низин.

- 1). Климат тундры. Средняя температура самого теплого месяца не выше 10–12°C (относительная влажность в 13 час. выше 70%), но выше 0 °C. Имеется два подтипа: а) тундра Северного полушария (материкового типа) и б) тундра Южного полушария (океаническая).
- 2). Климат тайги или сибирский. Температура июля 10–20 °C, годовая амплитуда не менее 10 °C, осадков 300–600 мм (относительная влажность в 13 час. самого теплого месяца 50–70%). Подтипы: а) западный с облачной и снежной зимой; б) восточносибирский с ясной, сухой очень холодной зимой.
- 3). Климат лесов умеренной зоны или климат дуба. Температура четырех месяцев теплого времени года 10–22 °C. Преобладают летние осадки. Леса от вечно зеленых, а также бука, дуба в морских вариантах этого климата до березовых колков и степных участков в Сибири. Сюда же относится и лесостепь.
- 4). Муссонный климат умеренных широт (особая разновидность предыдущего с ясной холодной сухой зимой, увлажненным летом и сезонной сменой ветров).
- 5). Климат степей. Лето теплое или жаркое, максимум осадков приходится на лето. Разновидности: а) климат степей с прохладными зимами (относительная влажность в июле и августе 35–45%), осадков 200–450 мм, суховеи (степи умеренного пояса); б) климат степей с теплыми зимами (степи субтропические и тропические).
- 6). Климат средиземноморский. Район субтропиков. Лето жаркое, сухое, зима теплая влажная, осадки выпадают осенью, зимой и весной. Разновидности: а) климат этезий, б) климат субтропических степей, в) средиземноморский климат с прохладным летом.

7). Климат зоны субтропических лесов. Самый холодный месяц выше 2°C. Лето жаркое, богатое осадками, зимой осадков сравнительно мало.

8). Климат внутриматериковых пустынь умеренного пояса. Осадков мало во все сезоны (менее 300 мм), но особенно летом. Зима прохладная, температура самого холодного месяца обычно ниже 2°C, выпадает, хотя и на короткое время, снег. Особая разновидность – пустынный климат Патагонии со сравнительно прохладным летом.

9). Климат субтропических пустынь (областей пассатов), осадков очень мало (особенно летом). Лето жаркое, бездождное, зима тоже жаркая или теплая, температура самого холодного месяца не ниже 10°C. Суточная амплитуда температуры воздуха очень велика. Особая разновидность – климат пустынных побережий Перу и севера Чили и западного побережья Южной Африки на севере до 18° ю. ш. Эти пустыни располагаются по соседству со сравнительно холодным океаном из-за поднимающейся с глубин холодной воды, а часто и холодных течений. Частые туманы, особенно зимой. Туман („гаруа“) состоит из капелек, но воздух между ними не насыщен влагой. Конденсируется над морем при ночном бризе и выносятся на сушу с дневным.

10). Климат саванн, или тропического лесостепья. Температура самого холодного месяца выше 18 °C. Дождей много, но не больше 2000–2500 мм в год; имеется явно выраженный сухой период, приходящийся на зиму и весну соответствующего полушария, местами типично развиты муссоны.

11). Климат влажных тропических лесов. Дождей много, не менее 1500 мм в год, сухого периода или совсем нет, или если он есть, то настолько непродолжителен, что не мешает произрастанию влаголюбивой тропической растительности. Температура самого холодного месяца не ниже 18 °C, годовая амплитуда мала, от 1 до 6 °C. Погода отличается большим постоянством изо дня в день.

Климаты высоких плато

К высоким плато отнесены плоские возвышенности, достигающие примерно 1000 м абсолютной высоты. У климатов этих областей имеется сходство с климатами низин, но только в условиях возвышенности. Для климатов высокогорий характерны большие

суточные амплитуды температуры. Здесь можно отметить следующие главные типы климата:

- 1) тип полярных ледяных плато, по средним месячным температурам – вечный мороз;
- 2) тип высоких степей и полупустынь умеренного пояса;
- 3) тип пустынь умеренных широт;
- 4) тип тибетский: лето прохладное, большие годовая и суточная амплитуды;
- 5) тип субтропических степей или иранский;
- 6) тип тропических плато или высоких саванн: годовая амплитуда мала, максимум дождей во вторую половину лета, зимой и часть весны – сухой период.

В целом классификация климатов по Л. С. Бергу лучше увязывается с ландшафтными зонами, чем классификация Кёппена, хотя средства, использованные для классификации, в основном те же, температура и осадки (иногда относительная влажность), но с учетом влияния их на растительные зоны и особые черты климата, возникающие на высоких плато.

14.3 Гидрологические классификации

Первой и наиболее известной гидрологической классификацией климатов является классификация А. И. Воейкова (1884 г.), главный тезис которой: «реки — продукт климата» [2]. Это наиболее четко проявляется на реках средней величины (зональных), так как большие (интерзональные) реки протекают обычно через несколько климатических зон и влияние на них различных климатов смешивается. Так, нижнее течение Нила и Колорадо или среднее течение Нигера, низовья Волги, Сырдарьи и Амударьи проходят через степи или пустыню. Наоборот, малые реки испытывают большое влияние местных условий (азональных) в их бассейне: геоморфологических, грунтовых и т. п., создающих у них ряд особенностей.

Большинство типов рек может быть легко сопоставлено с ландшафтно-ботаническими зонами, но есть и типы рек со специфическими особенностями, а некоторые типы климата в классифи-

кации рек Воейкова не представлены, хотя они (например, для экваториальной зоны) должны были бы там найти отражение.

Гидрологическая классификация А.И.Воейкова включает следующие типы рек.

Тип А – реки, получающие воду от таяния снега на равнинах и на невысоких горах (до 1000 м). В чистом виде этот тип не встречается. Ближе всего к нему подходят реки севера Сибири и севера Америки (в тундровой зоне), где снежный покров держится 8–10 месяцев в году и большую часть вод реки получают от таяния снега.

Тип В – реки, получающие воду от таяния снега в горах. В чистом виде этот тип тоже не встречается, но приближенными к нему являются реки, берущие начало в высоких горах, а ниже протекающие через пустыню (Сырдарья, Тарим, Инд в верхнем их течении, реки Центральной Азии). Половодье на них случается летом. В ландшафтные классификации они не входят, так как возникают на границах весьма разных климатов, растительность и почва в их поймах азональна (тугайная растительность). Такие условия учтены в ландшафтно-почвенной классификации В. В. Докучаева (1897г.) За счет рек этого типа осуществляется хозяйственная деятельность в аридных областях.

Тип С – реки, получающие воду от дождей и имеющие половодье в летнее время. Этот тип рек соответствует муссонным областям тропических и умеренных широт (Амазонка, Конго, Ориноко, Ганг, Брахмапутра, реки Дальнего Востока нашей страны). В классификации Кёппена это климаты Aw, Sw, Dw.

Тип D – реки, у которых половодье происходит вследствие таяния снега весной или в начале лета, причем, однако, значительная часть воды доставляется дождями. К этому типу относятся реки значительной части России (Восточно-Европейской равнины, Западно-Сибирской низменности), а также бассейн Одера, реки Скандинавии, северной части США и южной части Канады. Тип D соответствует климату Df Кёппена и северной части степной зоны. Тип Е – вода в реки поступает от дождей, уровень воды в реке выше в холодные месяцы, но периодическое изменение невелико. Этот тип преобладает на равнинных реках Центральной и Запад-

ной Европы и в Англии, кроме северо-западной ее части. В основном соответствует климату Cf Кёппена.

Тип F – вода в реки поступает от дождей, уровень их выше в холодное время, чем летом, и разница значительна. Это реки, юга Европы и более дождливых частей Ирана, Малой Азии, северного берега Африки от Марокко до Туниса, Калифорнии, Чили, западной части Австралии. Соответствуют средиземноморскому типу климата (климат Cs по Кёппену).

Тип G – отсутствие рек и вообще постоянных водотоков вследствие сухости климата. Соответствует климату пустынь как тропического, так и умеренного пояса, климат BW по Кёппену.

Тип H – реки имеют воду в короткий дождливый период и некоторое время после него, а в остальное время пересыхают или превращаются в лужи с подземными течениями между ними: сухие степи, полупустыни вблизи границы между BS и BW по Кёппену, в России – это степная часть Крыма.

Тип J – отсутствие рек вследствие того, что они сплошь покрыты снегом и ледниками. Реки заменяются ледниками с их подледниковыми водотоками. Они выносят избыток осадков над испарением к морю или в более низкие долины. Соответствует климату вечного мороза EF по Кёппену. Встречается на больших площадях в Гренландии и Антарктиде.

Таким образом, большинство типов рек соответствует ландшафтно-ботаническим условиям, за исключением тех, которые текут через резкие климатические границы.

Попытка построить классификацию климатов на гидрологических показателях, предпринятая Пенком (1910 г.), не увенчалась успехом из-за отсутствия в то время фактических данных об испарении (испаряемости) и режиме рек в условиях вечной мерзлоты. Тем не менее в его схеме обращается внимание на некоторые стороны климата, не учитывавшиеся в других классификациях. Он выделяет три основных типа климата.

A – влажные климаты: осадки превышают испарение. Избыток воды стекает по рекам. Подтипы: 1) полярный, 2) фреатический. В полярном из-за вечной мерзлоты сток поверхностный, а грунтовых вод нет, во фреатическом в числе источников питания рек имеются и грунтовые воды. Подразделяется на: а) очень влажный – с ров-

ным выпадением осадков, б) полувлажный – смена больших осадков сухостью по времени года и в) полувлажный – со снежным покровом зимой, прекращающим просачивание воды в глубину, но мощно намачивающим почву при таянии и создающим весеннее половодье.

В – сухие климаты: испарение поглощает все выпадающие осадки и может поглотить больше наличного их количества. Реки истощаются, не доходя до устья. Подтипы: 1) полусухой, 2) засушливый. В полусухом климате летом сухость прерывается выпадением ливней, стекающих, не пропитывая почву влагой, но образующих на почве корку. Интенсивная ливневая деятельность в полусухих климатах в других классификациях не отмечалась. В засушливых климатах почвы остаются сухими и корка на их поверхности не образуется.

С м климаты снегов. Осадки (в виде снега) превышают испарение (испаряемость). Избыток влаги выносится ледниками. Различаются подтипы: 1) полуснежный, 2) вполне снежный. В первом подтипе выпадение снега иногда сменяется выпадением жидких осадков, во втором все осадки выпадают в виде снега. Это деление также интересно: первый подтип часто встречается в высокогорье и низких частях полярных ледниковых куполов, второй соответствует центральным частям Антарктиды и Гренландии.

Дальнейшее развитие гидрологических классификаций пошло по линии количественного уточнения источников питания рек (М. И. Львович, 1930 г., 1945 г.), или детализации уровня режима рек (Б. Д. Зайков 1946 г.). Только после разработки М. И. Будыко методов косвенного расчета радиационного баланса на деятельной поверхности и испаряемости (1946–1957 гг.) появились климатические классификации на гидрологической основе, использующие более современные методы количественной оценки климата (П. С. Кузин, 1960 г. и другие).

14.4. Почвенные классификации

Создание почвенных классификаций связано с именем В. В. Докучаева. Уже в 1897 г. им была дана классификация почв с учетом зональных и азональных их разновидностей в связи с факто-

рами, их формирующими: климат настоящего и геологического прошлого, формирующие грунты, процессы выветривания, частично рельеф, передвижение растворов в почве и другие особенности почвообразования, а также растительность и фауна. По существу, это была первая генетическая классификация ландшафтов.

В 1900 г. Докучаев сузил подход, оставив только зональные факторы, определяющие формирование почвы (табл.14.1). При этом практически выпали гидрологические факторы и сузилась характеристика фауны. При оценке типа климата были использованы некоторые ранее не учитываемые в классификации характеристики: соотношение осадков и испаряемости, туманы в тундровой зоне, слабое промерзание почвы под снегом в зоне подзолистых почв, и другие. Хотя многие количественные характеристики климата устарели, да и типы почвы из-за отсутствия информации в то время оказались неполными, этот подход был очень важен. Однако, эту классификацию климатов полностью оценили в географии лишь в конце 1920-х гг., а в климатологии еще позже.

В табл.14.1 в сокращенном виде приведена классификация В.В. Докучаева, связывающая тип почвы, грунты, климат, растительность, фауну и рельеф.

Связь почвы с климатом отмечалась и другими авторами. Некоторые из них, как, например, Б. Б. Полынов (1915), Р. Ланг (1920), К. Торнтвейт (1948) и другие строили диаграммы зависимости типов почв от средних годовых температур и осадков или других характеристик температурного режима и увлажнения. С климатом больше всего оказываются связанными процессы выветривания, а также передвижение почвенных растворов. Большую роль в формировании почвы также играют растительность и другие биологические объекты. Схема широтной геохимической зональности была дана А.Я.Ферсманом (1934), в общем также согласующаяся с работами Докучаева.

Из классификаций почв, учитывающих количественные характеристики климата, можно детально рассмотреть классификацию Р. Волобуева (1953), которая в последнем варианте использовала и современные теплобалансовые характеристики.

Таблица 14.1

Основные природные зоны Северного полушария по В.В.Докучаеву
и их свойства

Тип поч- вы	Грунты	Климат	Растительность	Фауна	Рельеф
I. Бореаль- ная зона. Почвы тундры (бурые).	После- третич- ные мо- ренные и морские отложе- ния.	Холодный период охва- тывает 3/4 года. Осад- ков меньше 400 мм. Испарение минималь- ное, морозы - 40° ниже нуля, зима малоснежная, лето туман- ное.	Травянистая раститель- ность с систе- мой слабараз- витых корней; преобладают мхи и лишай- ники.	Живот- ные не оказыва- ют влия- ния на образова- ние почв.	Поляр- ные Равни- ны.
II. Лес- ная се- верная зона. Почвы светло- бурые подзоли- стые.	Морен- ные от- ложения грубые, малоиз- менен- ные.	Холодный период зани- мает 2/3 года. Осадков 500—600 мм. Испарение 300-400 мм. Снег покры- вает сплош- ным покро- вом неза- мерзшую лесную поч- ву.	Тайга из хвой- ных или смешанных лесов с ма- леньким под- леском и бедной травя- нистой растительно- стью.	Кроты, червяки, насеко- мые и т. д.	Морен- ный ланд- шафт.
III. Лесо- степная зона. Серые почвы.	Морен- ные от- ложения более вывет- рившие- ся, слабо лессо- видные.	Переход между II и IV зонами.	Лиственные леса с хорошо развитым под- леском и бога- той травяни- стой расти- тельностью, перемежающи- еся островами степи.	Переход между II и IV зо- нами.	Пере- ход между II и IV Зонами.
IV.	Значи-	Климат кон-	Преимуще-	Сурки,	Степи,

Степная зона. Черноземы.	тельная аккумуляция нейтрального и малорасстворимого гумуса. Выщелачивание слабее, чем в тайге.	тинентальный, зима иногда малоснежная, охватывает от 1/8 до 1/2 года, осадков 400–500. мм, испарение примерно такое же, ветры довольно сильные.	ственно злаки с хорошо развитой корневой системой на целине.	тушканчики, мыши, червяки, насекомые и т.д.	луга и холмистые плато, особенно на высоких горах.
V. Зоны сухих степей. Почвы каштановые бурые.	Известковистые и гипסoнные глины и соленосные, каспийские отложения.	Переход между IV и VI зонами.	Редкие, невысокие травы серого цвета, отсутствие дернины, полочки и другие.	Переход между IV и VI зонами.	Переход между IV и VI зонами.
VI. Аэральные зоны пустынь. Почвы желтые и белые.	Эоловый лёсс. Дюны, каменистые продукты выветривания древних пород.	Климат резко континентальный и чрезвычайно сухой. Лето занимает 3/4—4/5 года. Осадков 100—200 мм. Испарение (испаряемость) в 5 раз сильнее. Снега почти нет. Ветры жгучие и сухие.	Чрезвычайно бедная растительность или полное ее отсутствие. Наиболее жесткие и колючие кустарники с очень развитыми корнями. Травы типа „солянок”.	Ящерицы, змеи, пауки, тарантулы, скорпионы, муравьи и т. д.	Большая часть пустынных равнин и такие же горные плато.
VII. Субтропическая зона. Латериты.	Скальные, породы древние.	Климат резко морской и влажный, осадков	Лиственные вечнозеленые леса. Подлесок с лианами	То же и червяки	Холмы и горы с мягкими

ритные красные почвы.		свыше 2000 мм. Почти вечное лето. Много озона и азотной кислоты в воздухе.	эпифитами, папоротника- ми. Богатая лесная под- стилка.		скло- нами.
-----------------------------	--	--	---	--	----------------

В 1953 г. классификация учитывала только среднегодовую температуру и осадки. Годовая температура плохо увязывается с ландшафтом, однако для почв, в глубине которых годовой ход температур сглаживается, этот недостаток менее заметен, чем для растительности.

За основу классификации Волобуев взял среднегодовые температуры и осадки, однако из расположения различных типов почв на диаграмме, построенной по этим аргументам, оказалось, что для характеристики увлажнения выгоднее брать соотношение между годовой температурой и логарифмом количества осадков в слое или так называемого гидрофактора (Hf):

$$Hf = 43,2 \lg R_g - T_g, \quad (14.1)$$

где T_g – средняя годовая температура, R_g – годовое количество осадков.

В соответствии с этой формулой по значениям были выделены терморяды: I – арктический ($T_g < -13^\circ\text{C}$), II – субарктический ($-13^\circ\text{C} < T_g < -8^\circ\text{C}$), III – умеренно холодный ($-8^\circ\text{C} < T_g < 0^\circ\text{C}$), IV – умеренный ($0^\circ\text{C} < T_g < 7^\circ\text{C}$), V – умеренно теплый ($7^\circ\text{C} < T_g < 13^\circ\text{C}$), VI – субтропический ($13^\circ\text{C} < T_g < 20^\circ\text{C}$), VII – тропический ($T_g > 20^\circ\text{C}$).

По увлажнению выделены гидроряды: А – пустынный ($Hf < 71$), В – сероземный ($78 < Hf < 88$), С – каштановый ($93 < Hf < 100$), D – черноземный ($104 < Hf < 110$), Е – подзолистый ($111 < Hf < 120$), F – глеево-подзолистый ($Hf > 132$).

Границы гидрорядов не соприкасаются, выделяя как бы зоны неопределенности из-за неполного соответствия почвообразования климату в использованных его характеристиках (рис. 14.3). В. Р. Волобуев построил по своим показателям расчетную карту почв

земного шара и сравнил ее с фактической, показав, что между ними имеется удовлетворительное соответствие.

Примером адаптации климатической классификации почвенного тапа к сельскому хозяйству может служить климатическое сельскохозяйственное районирование Т. Г. Селянинова (1937–1966гг.). Казалось бы, сельскохозяйственные районирования должны быть близки к ландшафтным, так как сельскохозяйственная растительность должна подчиняться тем же закономерностям, что и естественная, а также зависеть от почвы.

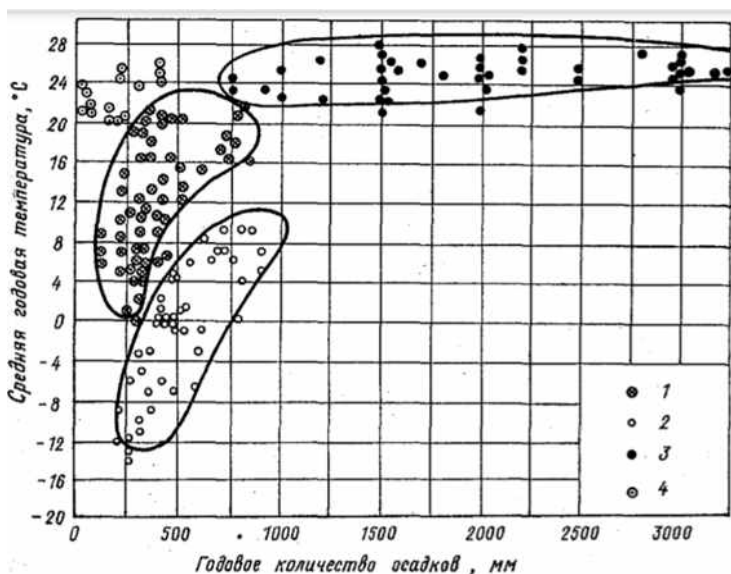


Рис. 14.3. Соответствие климатических характеристик и типов почв по классификации В.Р.Волобуева, где 1 — каштановые почвы; 2 — подзолистые почвы преимущественно хвойных лесов; 3 — красноземы, большей частью оподзоленные; 4 — пустынные почвы (Сахара)

В действительности это далеко не так, что можно показать и на примере классификации Селянинова. Дело в том, что земледелец создает условия для произрастания сельскохозяйственных культур, существенно отличающиеся от условий естественной растительности. Обработка почвы устраняет конкуренцию с сор-

няками, хранение урожая ослабляет зависимость от зимних морозов, недостаток питательных веществ в почве компенсируется удобрениями и т. п. Остаются четыре существенных фактора: 1) продолжительность светового дня, 2) приток радиации, 3) уровень температуры и продолжительность вегетационного периода, 4) степень и сезонность увлажнения. Неблагоприятные условия увлажнения преодолеваются осушением или искусственным орошением почв, а низкие температуры земледелием в закрытом грунте. Первые два из перечисленных выше факторов в какой-то мере определяются широтой места, остальные приходится восполнять метеорологическими показателями. У Селянинова это тоже в основном температура и осадки, только в виде характеристик, более приспособленных к потребностям сельскохозяйственных культур. Термических поясов у Селянинова пять (в последнем варианте четыре), поскольку полярный и арктический пояса объединены в один. Здесь излагается более старый вариант районирования без введения подтипов (1936 г.).

I. Тропический пояс. Непрерывная вегетация растений в течение всего года при почти неизменной напряженности биологических процессов, поскольку обеспеченность влагой достаточна. Средний из абсолютных минимумов температуры приблизительно выше 5 °С. Температура самого холодного месяца 15–20°С. Годовая амплитуда приближается к 5°С. Характерно чередование сухих и дождливых периодов различной длительности и напряжения.

II. Субтропический пояс. Два вегетационных периода - летний и зимний (с разным набором культур). Температура самого холодного месяца выше 0°С при среднем из абсолютных минимумов выше -10°С, температура самого теплого месяца выше 20°С.

III. Умеренный пояс. Один вегетационный период летом и мертвый нерабочий сезон зимой. Абсолютный безморозный период не менее 40–50 дней; температура самого теплого месяца выше 15 °С. Устойчивый снежный покров, который в переходной к субтропикам зоне может быть неясно выражен. Пояс аналогичен субальпийской зоне в горах.

IV. Полярный пояс. Сумма активных температур менее 1000°С. Характерно непрерывное дневное освещение в наиболее

теплые месяцы. Лесная растительность не имеет сплошного распространения.

V. Арктический пояс. Земледелие в открытом грунте невозможно, температура самого теплого месяца 0–5 °С. Пояс аналогичен альпийской зоне в горах.

В последнем варианте районирование дополнено условиями зимовки сельскохозяйственных культур.

Для характеристики увлажнения используется гидротермический коэффициент (ГТК, баланс влаги), представляющий отношение количества осадков в миллиметрах к одной десятой суммы температур. По обеспеченности осадками выделяется четыре зоны:

- 1) избыточно влажная зона, ГТК выше 1,5–2,0;
- 2) обеспеченная влагой зона, ГТК от 2,0 до 1,0;
- 3) зона сухого земледелия, ГТК менее 1,0;
- 4) зона ирригации, ГТК менее 0,5.

Отмечается подзона зимних осадков при сухом лете (средиземноморский тип климата, а в последнем варианте и противоположный ход увлажнения), подзона полупустынь и подзона абсолютной пустыни (по показателям засушливости 50 и 100 %). Данная классификация сохраняет некоторую общность с ландшафтно-ботаническими по ходу увлажнения, но расходится с их границами по термическим характеристикам.

Еще одна ландшафтно-климатическая классификация разработана Н. Н. Ивановым (1948 г.). В ней сделана попытка объединить ландшафтно-климатические и сельскохозяйственно-климатические показатели и использовать весьма детальную шкалу климатических показателей. Выделено девять термических показателей по средней месячной температуре, ее годовому ходу, абсолютному минимуму, суммам температур, шесть градаций увлажнения, восемь типов годового хода увлажнения. На картах дополнительно проведены две изолинии по температурам самого теплого и две изолинии – самого холодного месяца года, не входящие в основную систему показателей. Получилась очень детальная схема, часть показателей которой имеют ландшафтное, часть сельскохозяйственное значение, но обзорность карт пострадала из-за обилия показателей. Для характеристики увлажнения

Иванов использовал испаряемость с водоемов, что для суши вообще не вполне удачно.

14.5. Генетические классификации

Классификации, основанные на закономерностях формирования климата называются генетическими и предназначены для понимания образования климатов и нахождения их общих свойств по общности основных типов климата, сказывающихся на растительности, почвах, режимах рек, ландшафте в целом и даже на прикладных районированиях. Таких классификаций тоже немало. В основе их обычно лежит три возможных подхода.

1). За основу общности климатов и закономерности их различий берут атмосферную циркуляцию, характеризующую теми или другими параметрами. Приток тепла учитывается косвенно, через широту и положение циркуляционных зон, деятельная поверхность учитывается по расположению материков и океанов, высоте местности, иногда расположению хребтов.

2). Классификация на основе закономерностей формирования теплового баланса. Непосредственно учитываются радиационные характеристики, с которыми довольно тесно связана и температура теплой части года. Циркуляционные факторы входят в классификацию косвенно, через количественные характеристики осадков и увлажнения и отчасти температуру, особенно зимнюю, косвенно учитываются через те же характеристики и рельеф.

Объединить эти два подхода пока по существу не удалось. Имеется только попытка А. А. Григорьева (1946 г.) создать классификацию, основанную на совместном рассмотрении направления радиационных потоков и вертикальных движений в атмосфере как местных, так и общециркуляционных. Однако количественные характеристики в классификации были слишком скудны (по интенсивности вертикальных движений до сих пор нет достаточно материала). Вызвала споры концепция о единстве физико-географического процесса и примененная терминология. Однако в

будущем создание полной генетической классификации климата остается необходимым.

3). Подходы, основанные на эмпирическом учете количественных характеристик метеорологического режима в разных условиях деятельной поверхности, которые широко используются в микроклиматологии. Для характеристики же обширных территорий их приходится дополнять учетом радиации (через широты), расстояния от океанов (через долготу) и учетом некоторых особенностей атмосферной циркуляции. Хотя П. И. Колосков (1947 г.) создал подобную классификацию для Казахстана, а точнее, систему расчетных характеристик для определения тех или иных величин (температуры воздуха, годового количества осадков, дефицита влажности) в каждом пункте, но четкий физический смысл эти характеристики имеют только для различий метеорологического режима внутри небольших территорий.

Классификации, основанные на циркуляционных признаках

П. И. Броунов (1904–1928 гг.) попытался объяснить особенности климата распределением атмосферного давления за год [4]. Выделяя для широтного хода вдоль каждой долготы минимальные и максимальные значения атмосферного давления, он нашел оси, разделяющие направления преобладающих ветров (особенно с западной и восточной составляющими) и выделил 4 зоны для Северного полушария:

1). Арктическую, окружающую Северный полюс, область суровых северо-восточных ветров. Она простирается до оси полярного минимума.

2). Умеренную с преобладающими западными и юго-западными ветрами и значительным количеством осадков в виде дождя или снега.

3). Тропическую до северной границы полосы экваториального минимума.

4). Экваториальную с обилием осадков, безветрием или слабыми переменными ветрами.

Второстепенные зоны. 1) Северная и южная границы полосы затропического максимума. 2) Часть околополярной зоны от оси полярного минимума до изотермы июля 10°C.

Этот подход дал возможность выявить зональность направлений ветра, частично увлажнения – степи и пустыни лежат южнее экваториального максимума. Однако, как проводить границы – неясно. Включение же в классификационные характеристики температур свидетельствует о недостаточности барических признаков для объяснения ландшафтов. Интересной стороной подхода Брунова были попытки объяснить преобладание горных районов вблизи или южнее экваториального максимума слабостью эрозионных процессов из-за сухости климата. Сходство расположения геоморфологического пояса гор и пояса высокого давления действительно имеется, но оно скорее не причинно-следственное, а следствие влияния общей причины – напряжений в эллипсоиде под влиянием вращения Земли (М. В. Стовас).

А. А. Каминский (1932 г.) попытался дополнить свою классификацию климатов по относительной влажности воздуха ветрораздельными линиями, которые использовались для отделения климата тайги от центральной лесной зоны, ряда границ в Восточной Сибири и муссонных климатов Дальнего Востока. Он отмечал, что годовое атмосферное давление отражает в основном зимнюю картину, ландшафтные зоны умеренных широт определяются в основном условиями лета, ветрораздельные линии он использовал для теплой части года. Эта картина детальному анализу не подвергалась, и судить о степени удачности принятого Каминским подхода трудно.

Из совершенно других соображений, хотя и не без учета среднего барического поля, построил свою классификацию Б. П. Алисов (1936–1952 гг.) [1,2]. Он использовал для нее преобладание тех или иных зональных воздушных масс в различные сезоны, а границами климатов были взяты наиболее частые положения основных атмосферных фронтов. Количественных характеристик для положения этих фронтов не существует, так что они проведены ориентировочно по синоптическому опыту.

Кроме сезонности условий циркуляции Алисов в каждой зоне выделил две разновидности: климат низин и климат высокогорий. Это дало ему основание надеяться на увязку циркуляционных границ с ландшафтными. В действительности дело получилось сложнее. Циркуляционные процессы определяют в низких широтах

увлажнение, а термические условия там мало различаются, и поэтому границы климатов по Алисову довольно хорошо совпадают с ландшафтными зонами. В умеренных же широтах увлажнение также определяется атмосферной циркуляцией, хотя отнюдь не типом воздушной массы, особенно если одна и та же масса преобладает весь год.

При определении климатических границ Алисовым учтено удаление различных частей материка от океана. Более же детально этот вопрос при классификации климатов земного шара не исследовался.

Значительно хуже дело обстоит с термическими границами в теплую часть года, которая во внетропической зоне сильно зависит от радиационных условий, т.е. практически от широты места. Формальные границы распространения воздушных масс в условиях их непрерывной термической трансформации не всегда соответствуют ландшафтным границам. Что же касается побережий северных морей, то вообще не очевидно, что граница тундры является и границей распространения арктического воздуха, хотя воздух, приходящий с северных морей (всегда ли арктический), действительно в летних условиях быстро прогревается на материке, но вначале лишь в нижних слоях.

Из-за неодинаковости направлений перемещения воздуха на разных высотах происходит своеобразное перемешивание по горизонтали, из-за чего в значительном по вертикали слое становится трудно определить даже тип воздушной массы. Перечисленные особенности хорошо видны на карте классификации климатов Алисова (рис. 14.4).

Хотя для климатов умеренных широт Алисов уже дал широкий диапазон ландшафтов от полупустыни до лесов умеренного пояса, в действительности же в нем есть и пустыни (например, между северным Каспием и Аралом) и тундры (на севере Кольского полуострова), а температурные различия между севером и югом этой зоны настолько велики, что трудно найти область применения, в которой эти различия не были бы решающими.

Распространения арктического воздуха на континент не всегда является наибольшим зимой и наименьшим летом. Например, на европейской части России, в Западной Сибири и Казахстане

условия для этого неблагоприятны не только летом из-за быстрой трансформации арктического воздуха, но и зимой из-за более высокого давления воздуха в среднем на континенте и более благоприятны в переходные сезоны, с чем связано распространение адвективных заморозков в глубь континента и в довольно низкие широты.

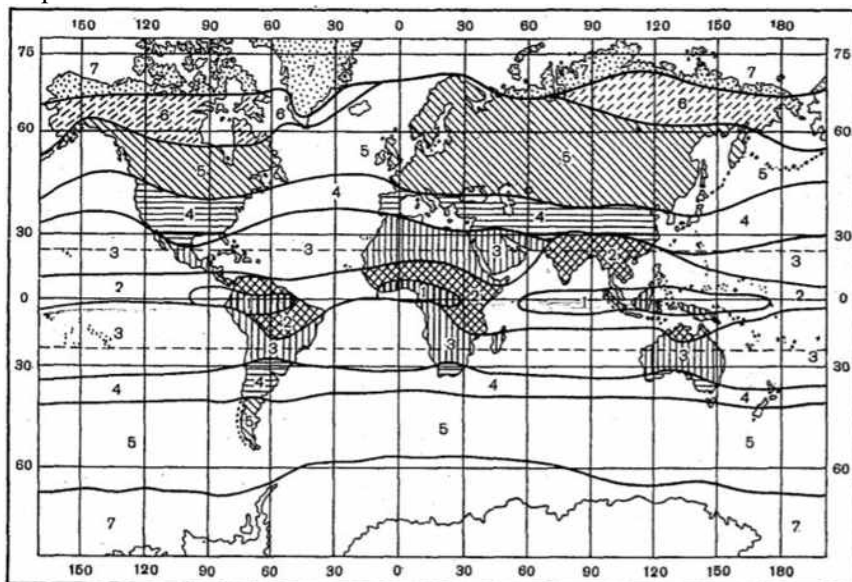


Рис. 14.4. Классификация климатов Б.П.Алисова, где: 1 – экваториальный климат, 2 – климат экваториальных муссонов, 3 – тропический, 4 – субтропический, 5 – умеренный, 6 – субарктический (субантарктический), 7 – арктический (антарктический)

В то же время система климатов Алисова при ее детализации позволяет показать важные циркуляционные процессы в разных климатических зонах. Так, например, в умеренных широтах циркуляционные факторы определяют в основном температуру холодной, а не теплой части года, ландшафтные же особенности здесь определяются в основном температурой лета. С этим связано то обстоятельство, когда А. А. Борисов (1970 г.) попытался положить на карту климатов Берга для СССР некоторые циркуляционные характеристики, они рассекли эту карту меридиональными

границами. Следовательно, увязка ландшафтных условий с циркуляционными в умеренных широтах не так проста, и она требует учета не только направления потоков тепла и влаги, но и количественной характеристики факторов осадкообразования, чего пока еще не сделано.

В системе климатов Б.П.Алисова имеется четыре зоны, где, несмотря на сезонные сдвиги преобладают воздушные массы более низких, а зимой более высоких широт. Зоны 1, 3, 6 (рис.14.4) проявляются не на всех меридианах: зоны 1 и 3 из-за больших сдвигов циркуляции по сезонам, а зона 6, наоборот, из-за отсутствия в некоторых районах существенного сезонного сдвига границ воздушных масс.

Во внутритропической зоне погода или весь год мало меняется или меняется по сезонам, как, например, климат экваториальных муссонов, в котором изменяются от зимы к лету направление ветра и увлажнение. Правда, на континентах с увеличением широты заметно возрастает годовой ход температуры, а далее 5° от экватора, преимущественно вблизи восточной части материков, проходят тропические циклоны, приносящие иногда ураганные ветры. Летом развивается муссон, связанный с субтропическими антициклонами противоположного полушария и западными ветрами, которые формируются у экватора (с последними связан перенос более $2/3$ всей влаги). Поскольку ветры у экватора слабы, воздух Южного полушария в это время года более холодный и, как показали аэрологические наблюдения в южной Индии, влаги в нем меньше, чем в континентальном воздухе, однако из-за термической неустойчивости он дает все же обильные осадки. На восточные берега они приходят со стороны суши, поэтому не всегда достаточно влажны. Таким образом, здесь увлажнение получается в течение года относительно равномерным и тропические леса развиваются до пассатной зоны включительно.

Начиная с субтропической зоны климат и погода уже существенно различаются. Четыре зоны (с субэкваториальной до зоны умеренных широт) подразделяются на четыре климата: континентальный, морской и два переходных в западной и восточной частях континентов. Последние на западе и востоке материка сильно различаются, что создает совершенно различные ландшафты. За-

падные берега континентов наиболее подвержены влиянию общей циркуляции атмосферы, проявляющейся здесь наиболее просто.

В субэкваториальной полосе здесь очень влажное лето и сухая зима, в тропической зоне круглый год с континента дует пассат, несущий сухой воздух без дождей из-за низкого положения пассатной инверсии, а на высоких берегах и из-за нисходящих потоков в подветренной части возвышенности. В бризовой полосе, сильно развитой, днем пассат перебивается бризом, несущим с холодного моря (у берегов проходят холодные течения) влажный, относительно холодный воздух и кое-где туманы (гаруа), создающие ландшафт влажных прибрежных пустынь.

В субтропической зоне летом, подверженной влиянию пассатных антициклонов, в это время сухо, зимой развивается циркуляция умеренных широт и циклоническая деятельность, несущая увлажнение при достаточно еще высоком уровне температуры, допускающем вегетацию растений. Здесь формируются так называемые „средиземноморские климаты". Правда, в районах, близких к горам, особенно в их наветренной части, летняя сухость ослабевает, а на северной границе зоны даже формируется вторичный максимум осадков.

В умеренных широтах западные районы подвержены влиянию ветров с океанов, создающих большое увлажнение круглый год. Восточные берега подвержены действию муссонов, в формировании которых общециркуляционные механизмы испытывают влияние большой амплитуды сезонных миграций океанических антициклонов обоих полушарий, а также, особенно в более высоких широтах, и различий в температуре океана и суши. По этой причине летом из внутритропической зоны сюда приходят пассаты, сформировавшиеся над западной частью океана и утратившие составляющую в сторону экватора. Пассатные инверсии здесь расположены высоко, и пассаты несут увлажнение, особенно на гористых берегах.

В субтропической зоне потоки с океана приходят по западной периферии субтропического антициклона летом, создавая обильное увлажнение, зимой же господствует ветер с материка, но циркуляция умеренных широт не способствует здесь полной сухости.

В климате умеренных широт летние условия аналогичны предыдущей зоне, зимой же сюда попадает очень холодный воздух с материка в антициклоническом режиме, что создает холод и сухость, однако по морям в это время проходят циклоны, задевающие выступающие в море части материка и острова. Поэтому климаты Японии, Кореи, Сахалина, Камчатки имеют не только летнее, но и большое зимнее увлажнение.

Большая роль в формировании различий между западными и восточными частями материков принадлежит субтропическим антициклонам. Это отражено и для субтропической зоны, где вместо восточной и западной окраин материка отмечаются западная и восточная периферии антициклонов. Нарушение системы терминов указывает на то, что соответствующие климаты развиваются не только над прибрежными частями континентов, но и над прилегающими частями океанов.

В зонах 1, 6 и 7 выделено лишь по два типа климата. В экваториальной и субарктической зонах несущественны различия между восточными и западными берегами, а в зоне 7 несущественны (хотя и имеются) различия даже между континентальными и морскими климатами, но зато по степени суровости приходится разделять климаты Северного и Южного полушарий.

Классификации, основанные на характеристиках теплового баланса деятельной поверхности

Эти классификации связаны с именами М. И. Будыко и А. А. Григорьева [3]. Ранее такой подход не реализовался из-за отсутствия информации. М. И. Будыко разработал методы косвенного определения радиационного баланса по температуре, влажности, облачности и широте места, которые для средних условий давали результаты, сравнимые по точности с наблюдаемыми значениями радиационных характеристик. Далее им же и его сотрудниками (Т. Г. Берлянд, Н. А. Ефимовой, Л. И. Зубенок и другими) были развиты и методы определения различных составляющих теплового баланса. Все это вместе с быстрым прогрессом наблюдений в этой области, в том числе и спутниковых, позволило разработать совсем новые разделы климатологии, в том числе и классификацию ландшафтных зон в

связи с радиационным балансом и степенью увлажнения (Будыко и Григорьев, 1956), классификацию климатов по степени увлажнения, расчетным температурам деятельной поверхности (по температуре воздуха, радиационным характеристикам и степени увлажнения, зимней температуре) и высоте снежного покрова.

Аналогичный подход был также применен И. П. Герасимовым и В. Р. Волобуевым для классификации почв, а П. С. Кузиным для классификации рек. Эти работы потребовали исследования генетической связи между составляющими теплового и водного балансов суши. Подобная связь была уже давно подмечена между испарением и испаряемостью и осадками Шрайбером (1904 г.), Ольдекопом (1911 г.) и другими. М. И. Будыко же на ее основе дал четкую физическую концепцию связи между составляющими теплового и водного балансов за многолетний период в целом.

В начале 1950-х гг. Григорьев и Будыко пришли к пониманию того, что управляющим механизмом климата является тепловой баланс поверхности, поддерживающийся приходящей солнечной радиацией, с одной стороны, и уходящим излучением, а также явными и скрытыми потоками тепла – с другой. Поскольку интенсивность поглощения радиации солнца зависит от свойств атмосферы и земной поверхности, то и процессы, происходящие в климатической системе планеты, – такие как изменение облачности, смена растительного покрова, изменения влажности почвы, – должны в свою очередь влиять на тепловой баланс и, следовательно, на температуру поверхности и атмосферы в целом. В результате детальных исследований энергетического баланса поверхности Будыко и Григорьев открыли периодический закон географической зональности и предложили свою оригинальную классификацию климатов земли.

Суть периодического закона географической зональности заключается в чередовании высокой и низкой продуктивности природных географических зон, рассортированных в «пространстве» типичных для этих зон параметров индекса сухости, и годового энергетического баланса. Индекс сухости Будыко – это отношение того же энергетического баланса поверхности к энергетическому эквиваленту осадков или количеству энергии, требуемой для испарения всей выпавшей за год влаги.

Периодический закон природных зон, открытый Будыко и Григорьевым, по сути, поставил точку в череде различных эмпирических классификаций климата, разрабатываемых еще с середины XIX в. Дальнейшее развитие эмпирических классификаций климата приостановилось, передав вместе с тем позитивный импульс новому подходу, названному позднее методом математического моделирования климата.

В классификации климата бывшего СССР Григорьева и Будыко климатические показатели, как и в системе Кёппена, обозначаются буквами или цифрами. Римскими цифрами обозначены условия увлажнения, арабскими – термические условия теплого периода и заглавными буквами латинского алфавита – условия зимы. В результате по каждому из трех признаков классификации имеет место следующее деление на классы.

По условиям увлажнения или по значениям индекса сухости $K=R/Lr$ (где L – скрытая теплота парообразования, r – осадки, R – радиационный баланс) различаются климаты: I – избыточно-влажные (K менее 0,45), II – влажные (K от 0,45 до 1,00), III – недостаточно влажные (K от 1,00 до 3,00), IV – сухие (K больше 3,0).

По второму признаку, характеризующему температурные условия теплого периода, различают следующие виды климата: 1 – очень холодные (температура воздуха весь год ниже 10°), 2 – холодные (сумма температур подстилающей поверхности за период с температурой воздуха выше 10° меньше 1000°), 3 – умеренно теплые (та же сумма температур за тот же период от 1000 до 2200°), 4 – теплые (та же сумма температур от 2200 до 4400°), 5 – очень теплые (та же сумма температур более 4400°).

По третьему признаку различаются зимы по средней температуре января и по наибольшей декадной высоте снежного покрова (меньше или больше 50 см) следующих классов: А – суровая малоснежная (средняя температура января ниже -32° , снежный покров меньше 50 см), В – суровая снежная (та же температура, покров выше 50 см), С – умеренно суровая малоснежная (температура от -13 до -32° , покров ниже 50 см), D – умеренно суровая снежная (та же температура, покров выше 50

см), Е – умеренно мягкая (температура января от 0 до -13°), F – мягкая (температура января выше 0°).

Комбинация трех указанных признаков дает 30 типов климата, свойственных географическим зонам бывшего СССР, как показано на рис.14.5.

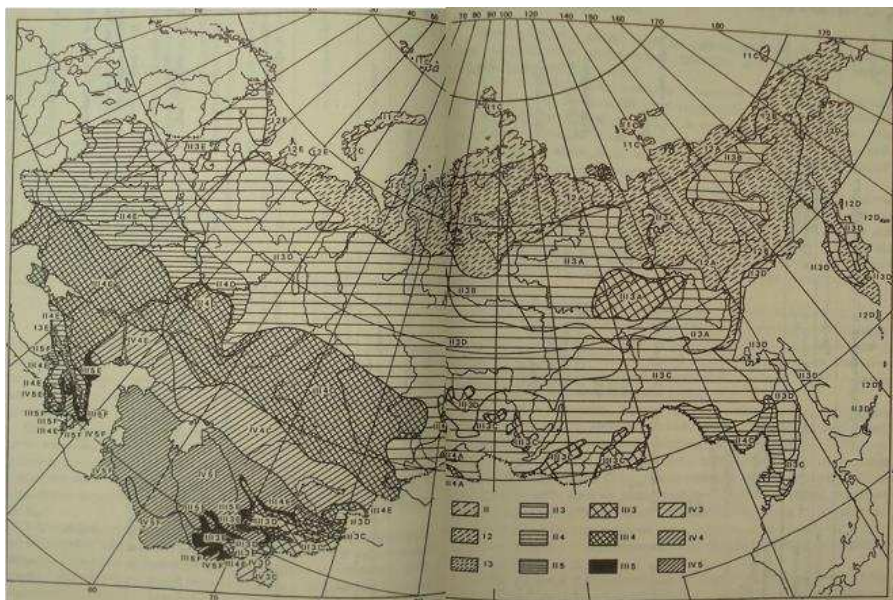


Рис. 14.5. Классификация климатов бывшего СССР М. И. Будко и А. А.

Григорьева, основанная на характеристиках теплового баланса.

Климат: I – избыточно влажный, II – влажный, III – недостаточно влажный, IV – сухой.

Лето: 1- очень холодное, 2 – холодное, 3 – умеренно теплое, 4 – теплое, 5 – очень теплое.

Зима: А – суровая малоснежная, В – суровая снежная, С – умеренно суровая малоснежная, D- умеренно суровая снежная, Е – умеренно мягкая, F – мягкая.

Литература

1. Алисов Б.П., О. А. Дроздов, Е. С. Рубинштейн Курс климатологии. Часть I и II Гидрометеорологическое издательство. 1952. – 488 с.

2. Алисов Б.П., Курс климатологии. Учебное пособие для ун-тов и гидрометеоролог. ин-тов. Ч. 1. Общая климатология. Ч. II. Методы климатологической обработки наблюдений / Под ред. Е.С.Рубинштейн. Л. : Гидрометеоиздат, 1952. – 488с.
3. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности / М.И. Будыко. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. – 255 с.
4. Бураков Д. А. Основы метеорологии, климатологии и гидрологии – Красноярск, Издательство Красн. гос. аграр. университета, 2011. – 278 с.
5. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 568 с.
6. Ковалевский Г. В. Климатология в России в XVIII веке. Метеорология и гидрология № 2, 1937.
7. Лобанов В.А. Учебное пособие по региональной климатологии. СПб.: РГГМУ, 2020. – 170 с.
8. Метеорология и климатология: учебник для вузов/ С.П. Хромов, М.А. Петросянц; Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. 7-е изд. – М.: Изд-во МГУ: Колосс, 2006. – 582 с.
9. Наровлянский Г. Я., Каулина М. Е., Кобышева Н. В. Климатология. Ч. 2. Условия формирования и характеристика климатов земного шара. Л.: Изд-во ЛВИКА, 1971.
10. De-Candolle A. Geographie botanique raisormee. Arch, des Sciences de, la bi bliotfi Univ. de Geneve, 1874.
11. Griesebach A. Die Vegetation der Erde nach ihrer klimatischen Anordnung. Leipzig. 1872.
12. Koppen W. Die Warmezonen der Erde. Met. Zeit..vol. 1. 1884, S. 215–216.
13. Koppen W. Die Klimate der Erde. Berlin 1931.
14. Sup an A. Die Temperaturzonen der Erde. Peterm. Mitt. vol. 25, 1879, pp. 349–358 с картой.
15. Supan A. Grundziige der physischen Erdkunde. Leipzig, 1884, p. 129–131. Aufl. 1916, p. 233 – 236.

Лекция 15. Классификации климатов

Б.П.Алисова

15.1. Общие принципы классификации

В России широко применяется классификация климатов Б. П. Алисова – она наиболее логична и основана на физических процессах в атмосфере, и прежде всего на распределении по земному шару воздушных масс [2–4].

Борис Павлович Алисов предложил выделять климатические зоны и области, исходя из условий циркуляции атмосферы. В его схеме климатического районирования выделено семь климатических поясов в которых климатообразование круглый год происходит под преобладающим воздействием воздушных масс только одного типа: экваториального, тропического, умеренного (полярного) и арктического (в Южном полушарии антарктического) воздуха. Между ними он различает шесть переходных зон, по три в каждом полушарии, характеризующихся сезонной сменой преобладающих воздушных масс. Это две субэкваториальные зоны, или зоны тропических муссонов, в которых летом преобладает экваториальный, а зимой – тропический воздух; две субтропические зоны, в которых летом преобладает тропический, а зимой – умеренный воздух; зоны субарктическая и субантарктическая, в которых летом преобладает умеренный, а зимой – арктический и субантарктический воздух.

Границы зон проводятся по среднему положению основных климатических фронтов. Принято выделять тропический, два умеренных (полярных), арктический и антарктический фронты. В каждом климатическом поясе выделяются четыре основных типа климата: материковый, океанический, климат западных берегов и климат восточных берегов. Кроме того, в связи с условиями рельефа могут быть выделены горные климаты соответствующей зоны. Различия между материковым и океаническим климатом обусловлены главным образом различиями в свойствах подстилающей поверхности: в первом случае эти свойства создают континентальные воздушные массы, во втором – морские. Различия между кли-

матом западных и восточных берегов континентов связаны в основном с различиями в условиях общей циркуляции атмосферы и отчасти с распределением океанических течений.

На рис.15.1 представлены как широтные пояса, так и различные типы климата в каждом поясе.

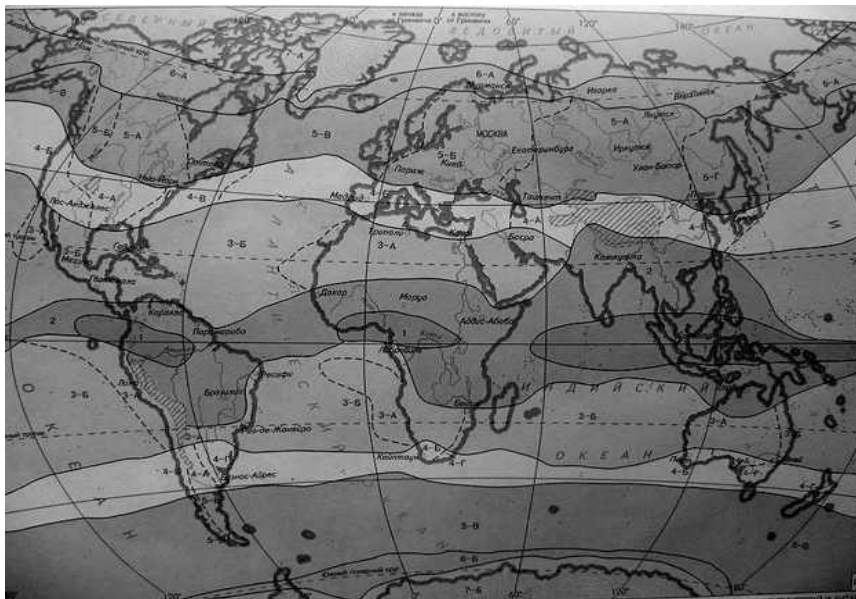


Рис. 15.1. Климатическая классификация Б.П. Алисова с подразделениями климата на типы для каждого широтного пояса

На рис.15.1 обозначены следующие типы климата: 1 – экваториальный, 2 – субэкваториальный, 3А – тропический сухой, 3Б – тропический влажный, 4А – субтропический внутриконтинентальный, 4Б – субтропический океанический, 4В – восточной периферии океанических антициклонов, 4Г – западной периферии океанических антициклонов, 5А – умеренный континентальный, 5Б – западных побережий, 5В – океанический, 5Г – восточных побережий, 6А – субарктический континентальный, 6Б – субарктический океанический, 7А – арктический, 7Б – антарктический.

В одной из последних версий этой классификации для земного шара насчитывается уже 38 типов климата, как показано на рис.15.2.

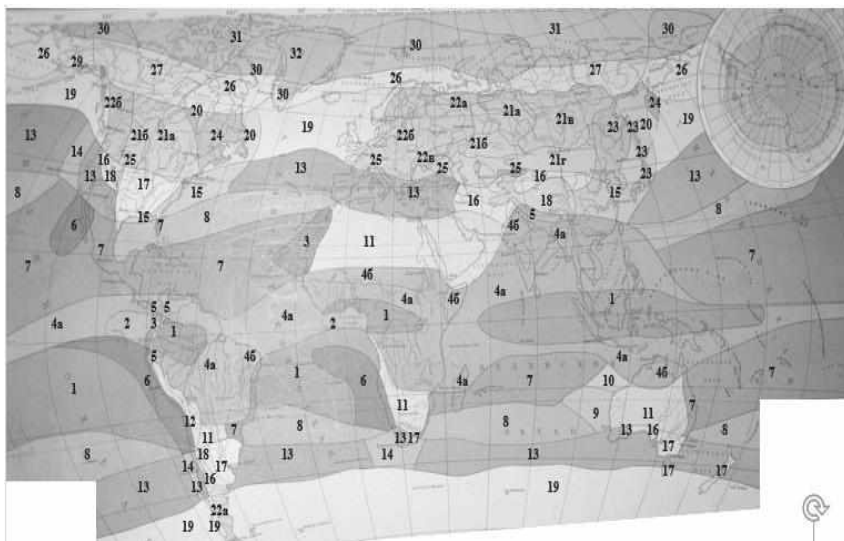


Рис. 15.2. Расширенный вариант климатической классификации Б.П. Алисова с подразделениями климата на типы для каждого широтного пояса.

Более детальное подразделение видов климата включает следующие области в каждом климатическом поясе.

I. Экваториальный пояс:

1. Особенно жаркие области.
2. Менее жаркие области.
3. Высокогорный климат экваториального пояса.

II Субэкваториальный пояс:

- 4а. Области с достаточным увлажнением.
- 4б. Области с неустойчивым увлажнением.
5. Высокогорный климат.

III Тропические пояса

6. Устойчиво стратифицированные пассаты.
7. Дождливые области.
8. Переменные ветра и затишья.

9. Летом – пассат, зимой – ветры.
10. Зимой – пассат, летом – ветры.
11. Жаркие засушливые.
12. Высокогорье.

IV Субтропические пояса

13. Лето – ясное, тихое, зима – дождливая, ветряная.
14. Лето – бездождное, прохладное, зима – дождливая, холодные течения.
15. Муссонные области: жаркое, дождливое лето, холодная сухая зима, на океанах – ровный ход.
16. Сухое лето, холодная зима.
17. Равномерное увлажнение за год.
18. Высокогорье.

V Умеренные пояса

19. Теплая, ветреная зима, прохладное лето, влажно.
20. Холодная зима со льдами, летом – туманы.
21. Материковый климат, большая сезонная амплитуда температур:
 - 21а – достаточное увлажнение,
 - 21б – неустойчивое увлажнение,
 - 21в – мало осадков,
 - 21с – засушливые области.
22. Переходный климат от океанического к материковому:
 - 22а – увлажнение избыточное (а), достаточное (б), недостаточное (в).
23. Муссонные области: влажное лето, холодная сухая зима.
24. Муссонные области: влажное прохладное лето, снежная зима.
25. Высокогорье.

VI Субарктический и антарктический пояса

26. Прохладное, сырое лето, ветреная влажная зима.
27. Наибольшее сезонное изменение температуры.
28. Прохладное сырое лето, холодная зима с айсбергами.
29. Высокогорье.

VII Арктический пояс

30. Мягкая зима, холодное лето.
31. Холодные зима и лето (около 0°C)
32. Наибольший холод.

15.2 Характерные свойства климатов Земного шара

Экваториальный пояс

Климатические условия в экваториальных областях (рис.15.3) складываются под действием обильной в течение всего года инсоляции и большого испарения. По сравнению с тропическими широтами облачность здесь увеличена, особенно над материками, но количество солнечной радиации все же велико и составляет около $140\text{--}160 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$. Благодаря неослабевающему в течение всего года притоку солнечной радиации и большому встречному излучению влажной атмосферы радиационный баланс земной поверхности в экваториальных областях оказывается наиболее высоким: на материках он достигает $80 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$, на океанах – $100\text{--}120 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$, составляя $60\text{--}75\%$ от приходящей солнечной радиации.

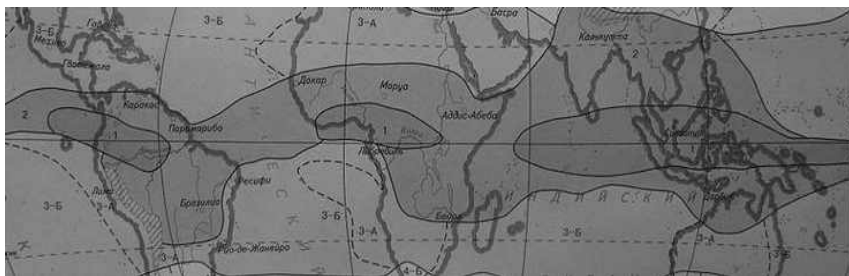


Рис. 15.3. Области экваториального пояса (1)

Формирование экваториальных воздушных масс, для которых характерно большое тепло и влагосодержание в мощном по вертикали слое ($10\text{--}12 \text{ км}$), протекает главным образом в условиях погоды, благоприятствующей развитию термической конвекции. Кроме большой вертикальной неустойчивости воздуха этому способствует общий характер циркуляции атмосферы в экваториальном поясе – преобладанию размытых областей пониженного давления со слабыми, неустойчивого направления ветрами. На обращенной к экватору периферии этих депрессий наблюдаются западные ветры, которые вообще характерны для узкой приэкваториальной полосы. Несмотря на преобладающую роль трансформации, не ис-

ключено влияние адвекции относительно холодного воздуха: даже в непосредственной близости экватора абсолютные минимумы температуры на равнинах оказываются ниже 15° . На океанах условия менее благоприятны для трансформации воздушных масс, так как пассаты Северного и Южного полушария проникают часто в экваториальные широты, сохраняя устойчивую стратификацию, затрудняющую поступление влаги в высокие слои тропосферы.

Накоплению влаги в экваториальных широтах способствует перенос ее пассатами из тропических частей океанов. Кроме того, осаджение этой влаги происходит главным образом здесь, в экваториальных областях, и в меньшем количестве она выносится верхними течениями обратно к тропикам. Испарение в экваториальном поясе почти одинаково велико на океанах и на материках, покрытых обильной, вегетирующей круглый год растительностью. В тепловом балансе земной поверхности под экватором затрата тепла на испарение составляет 70–95%, в связи с чем влагосодержание экваториального воздуха весьма велико, а температура не достигает очень больших значений.

Циклоническая деятельность в области экватора развита мало в связи с отсутствием резких температурных контрастов между воздушными массами и малой величиной отклоняющего действия вращения Земли. Основное значение в конденсации влаги в атмосфере и выпадении осадков приобретает термическая конвекция, которая интенсивно развивается в связи с высокой влажностью воздуха и освобождением большого количества скрытого тепла конденсации. Однако в результате слабого развития циклонической деятельности количество осадков в экваториальном климате на земном шаре не наибольшее, несмотря на исключительно большое влагосодержание атмосферы. Очень характерно для экваториального пояса обилие света прямого и рассеянного в результате высокого положения Солнца над горизонтом, большой влажности воздуха и развития кучевых облаков с ярко освещенными краями.

Материковый тип экваториального климата мало отличается от океанического, как это имеет место в более высоких широтах. Из 70–80 ккал/см² год радиационной энергии, получаемой поверхностью материков в экваториальных широтах, около 3/4 рас-

ходуется на испарение и $1/4$ – на непосредственное нагревание атмосферы. Значительная часть тепла, затраченного на испарение, возвращается при конденсации водяного пара, а остальное выносятся воздушными течениями из области экватора. В условиях почти равномерного в течение всего года притока солнечной радиации температурный режим характеризуется ровностью и отсутствием значительных сезонных колебаний: средняя месячная температура воздуха изменяется в течение года обычно в пределах $24\text{--}28^{\circ}\text{C}$ и годовая амплитуда оказывается значительно меньше суточной. Годовой максимум редко превышает 35°C , а минимум редко опускается ниже 20°C . Термическая однородность проявляется не только в малой изменчивости средних месячных температур, но и в отсутствии значительных колебаний температуры от года к году. Суточные колебания температуры в среднем не превышают $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$.

Влажность воздуха на низменностях очень велика, в чем, собственно, и заключена главная причина вредного действия экваториального климата на организм человека. Абсолютная влажность, может достигать более 30 г/м^3 , относительная влажность даже в наиболее сухие месяцы года в среднем держится выше 70%. В связи с обилием влаги и постоянной близостью воздуха к состоянию насыщения для экваториальных климатов характерны обильные росы, а также густые радиационные туманы. Большой запас энергии влагонеустойчивости в экваториальном воздухе приводит к интенсивному образованию конвективной облачности; количество облаков в среднем достигает 6 баллов и мало меняется в течение года. Однако суточный ход облачности ярко выражен и хорошо подчеркивает развитие термической конвекции.

Количество осадков почти всюду превышает возможное испарение, и на равнинах при малом коэффициенте стока наблюдается избыточное увлажнение. Годовое количество осадков в среднем достигает 2000 мм. Однако в тех местах, где термическая конвекция усиливается динамическим восхождением потоков воздуха по склонам гор, количество осадков резко увеличивается. Например, на склоне горы Камерун осадков выпадает более 10 000 мм, в Джасарадже на о. Ява – около 7000 мм. Распределение их по месяцам года не отличается какой-либо общей закономерностью. Вы-

падение осадков соответствует их термическому конвективному происхождению: они выпадают почти всегда во вторую половину дня, имеют крупнокапельный ливневый характер и часто сопровождаются сильнейшими грозами. Но наблюдаются иногда и длительные дожди фронтального типа. Дожди выпадают часто: в дождливые месяцы в среднем наблюдается около 25 дней с осадками. Особенно много выпадает на гористых морских побережьях.

Большое количество света, тепла и влаги в течение всего года способствует развитию богатой растительности и особенно лесной, обильно испаряющей. Наиболее характерная особенность экваториального ландшафта – влажные вечнозеленые леса. Особенности климата вызывают своеобразие геоморфологических процессов. Высокая температура и обилие влаги создают благоприятные условия для интенсивного химического выветривания, особенно на равнинах. Кора выветривания образует мощный слой, который, покрывая коренные породы, придает возвышенности округлые, мягкие формы.

Поверхностный сток замедляется густой растительностью. Это способствует увеличению запасов почвенных вод, что главным образом и приводит к денудации на склонах. Реки на равнинах несут обычно лишь тонкую муть (продукты химического выветривания). В их руслах почти не наблюдается галечных отложений. Наиболее ярко материковый тип экваториального климата представлен в долине р. Амазонки, в среднем течении Конго и в экваториальной части Индонезии.

Океанический экваториальный климат. Радиационный баланс поверхности океанов в экваториальных областях несколько больше, чем на суше. Большая часть тепла, как и на материках, расходуется на испарение, остальное идет на нагревание холодных морских течений (притекающих в область экватора на востоке океанов) и выносится теплыми течениями западной части океанов в тропические широты. Средняя месячная температура воздуха колеблется в пределах 25–28°C. Годовое количество осадков составляет около 2000 мм. В отличие от материков здесь чаще наблюдаются ночные дожди и грозы. Этому благоприятствует более высокая температура водной поверхности в экваториальном поясе, чем температура приземного слоя воздуха. Поэтому ночью над океа-

ном возрастает вертикальная неустойчивость атмосферы и усиливается конвекция.

Субэкваториальные пояса

Климат в субэкваториальном поясе или поясе экваториальных муссонов (рис.15.4) складывается под действием сезонных смещении тропического фронта.

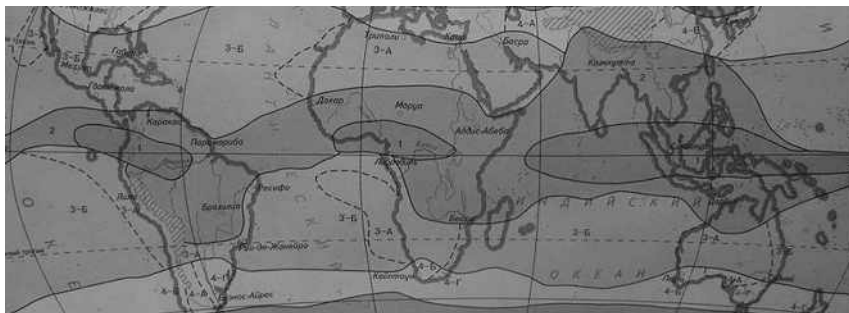


Рис. 15.4. Области субэкваториального пояса (2)

Летом соответствующего полушария в связи с изменением в распределении давления экваториальный муссон распространяется в направлении тропика. В связи с этим возрастает влажность воздуха уменьшается суточная амплитуда температуры, начинают выпадать обильные, преимущественно ливневые, дожди. Во время зимнего муссона, являющегося по существу пассатным течением, влажность воздуха на материках резко падает, возрастает суточная амплитуда температуры, сильно снижается количество осадков. Таким образом, муссонный климат как бы составлен из двух самостоятельных климатических режимов.

Радиационные условия формирования субэкваториальных климатов мало отличаются от условий уже рассмотренных экваториальных. Вместе с тем смена зимнего и летнего воздушных течений в поясе муссонов обуславливает своеобразие сезонных изменений инсоляции и радиационного баланса подстилающей поверхности. Приток солнечной радиации здесь не находится в строгом соответствии с высотой Солнца. Зимние суммы радиации и радиационного баланса, несмотря на относительно низкое поло-

жение Солнца, часто оказываются такими же или более значительными, чем летние. Максимальные суммы инсоляции и остаточной радиации обычно приходится на периоды смены сезонных потоков.

Направление экваториальных муссонов определяется главным образом влиянием барических депрессий, возникающих летом на материках в тропическом поясе. У западных берегов материка экваториальный муссон имеет западную слагающую, у восточных берегов – восточную. На океанах (вдали от материков) экваториальные муссоны сохраняют восточную слагающую, отличаясь от пассатов неустойчивой вертикальной стратификацией.

Материковый муссонный субэкваториальный климат. Муссонный материковый климат распространен на всех материках, между экваториальным и тропическим поясами в Северном и Южном полушариях. Граница экваториальных муссонов во внутренних областях материков лежит в среднем около 18° широты. Наиболее далеко на север она продвигается в Индии и Индокитае, где экваториальный муссон достигает Гималаев. Для материкового муссонного климата характерны влажное лето и сухая зима с исключительно большими межсезонными контрастами увлажнения.

На суше летом жарко ($26\text{--}27^\circ\text{C}$) и влажно, как на экваторе, выпадает около 1500 мм осадков, количество которых снижается по мере удаления от экватора до 250–300 мм. В этом же направлении увеличивается продолжительность сухого зимнего сезона от 2–3 месяцев до полугода. Зимой температура около $+18\text{...} + 20^\circ\text{C}$, влажность низкая, осадков нет. Весной температура воздуха быстро повышается и достигает максимума до 30°C и более в конце сухого сезона, например, в Индии – в мае до $34\text{--}35^\circ\text{C}$. Это объясняется комплексом причин: близким к зенитальному положением Солнца и безоблачным небом, что обуславливает обилие солнечной радиации, а также незначительными затратами тепла на испарение, так как после сухой зимы запасы воды в почвогрунтах малы. Поэтому избыток тепла расходуется на нагревание воздуха.

В результате здесь выделяется три термических сезона: очень жаркая весна, жаркий летне-осенний период и теплая зима. Такой климат с влажным летом и сухой зимой называется муссонным. Произрастают переменновлажные редкостойные листопадные

леса и саванны (от высокотравных до ксерофитных кустарниковых и опустыненных). Климаты побережий материков в субэкваториальных поясах мало отличаются от материкового муссонного.

Океанический климат, как и материковый, характеризуется сезонной сменой преобладающих воздушных течений. характеризуется более ровными температурами (25–22 °С), влажным летом, сухой зимой. Годовое количество осадков около 1500 мм. Здесь часто в конце лета – начале осени происходит возникновение тропических циклонов с ветрами ураганной силы и ливнями. Зимой ветры направлены от тропика к экватору и характеризуются устойчивой стратификацией. Летом воздушные течения направлены от экватора и несут влажнонеустойчивый по вертикали воздух. В соответствии с этим вероятность дождливой погоды в зимние месяцы значительно меньше, чем в летние. В годовом ходе температуры воздуха наблюдается небольшое понижение (на 2–3°) в зимние месяцы по сравнению с летом.

Климат западных побережий материков в субэкваториальных широтах. В зимние месяцы на побережья материков притекает континентальный тропический воздух – пассат, в летние – экваториальный воздух (экваториальный муссон). Этой смене воздушных масс соответствует засушливая зимняя часть года и дождливое лето. Из-за приморского положения и холодных течений температуры во все сезоны на 2–3°С меньше, чем внутри материков. В годовом периоде количество осадков составляет около 1500 мм.

Климат восточных побережий материков в субэкваториальных широтах. Зимой в Северном полушарии к восточным берегам Южной Америки и Африки притекает северо-восточный пассат, а в зимние месяцы Южного полушария – юго-восточный пассат. Так как на западе океанов развитие пассатов подвержено особенно значительным сезонным изменениям, то в период их усиления (зимой) и одновременного увеличения устойчивости стратификации атмосферы на плоских побережьях наступает относительно сухое время года. Поэтому на низких побережьях осадков почти нет, а гористых берегах осадков выпадает довольно много. Примером может служить климат восточного побережья Бразилии. Условия увлажнения и природно-растительные зоны в целом схожи с внутриматериковыми районами.

Тропические пояса

Воздушные массы тропического пояса (рис.15.5) по сравнению с экваториальными содержат меньше водяного пара. Объясняется это недостатком испарения на материках, а на океанах – устойчивой стратификацией пассатов (пассатной инверсией), препятствующих вертикальному обмену и переносу влаги в более высокие слои атмосферы. Поэтому облачность в тропическом поясе мала, особенно на материках, и приток солнечной радиации на земную поверхность оказывается больше, чем в экваториальных широтах.

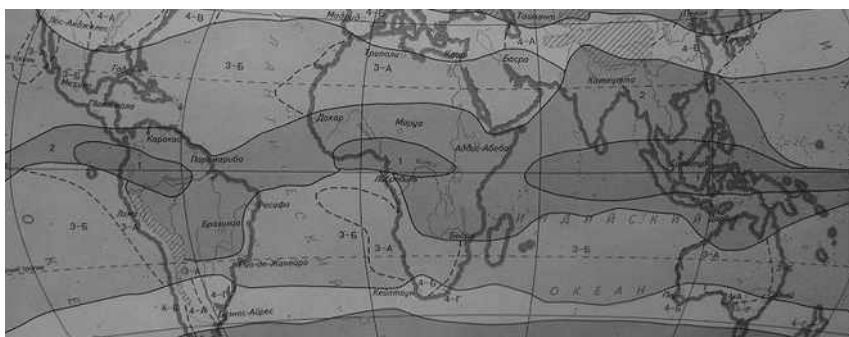


Рис. 15.5. Области тропического пояса (3)

Годовое количество суммарной радиации достигает на материках $180\text{--}200\text{ ккал/см}^2$, а на океанах $160\text{--}180\text{ ккал/см}^2$. Но радиационный баланс по сравнению с экваториальным поясом понижен, особенно на материках в связи с увеличением эффективного излучения по причине сухости воздуха и отражения солнечной радиации от поверхности пустынь. Он равен $60\text{ ккал/см}^2\text{год}$, т. е. составляет всего 30% от поступающей солнечной радиации. Радиационный баланс поверхности океанов составляет $100\text{--}120\text{ ккал/см}^2\text{год}$, или около 60–70% от поступающей радиации.

Преобладание антициклонов на океанах и депрессий тропического происхождения с малыми барическими градиентами на материках благоприятствует трансформации воздушных масс, притекающих из других широт. Поэтому в тропическом поясе, как и в экваториальном, адвекция не играет существенной климатооб-

разующей роли. Циклоническая деятельность развита слабо и в основном у границ пояса.

Термическая структура летнего сезона не отличается разнообразием. Так, в северных районах тропической Африки, где сказывается влияние как Средиземноморья, так и внутренней Сахары, в режиме температуры проявляются только два типа погоды: «жаркая» и «очень жаркая». Во внутренней тропической Африке наблюдается только «очень жаркая» погода, при которой температура воздуха в середине дня составляет 38–42°C.

В зимний сезон возрастает роль адвекции в формировании погоды, особенно в пограничных районах тропического пояса. Поэтому термическая структура зимнего сезона в северных районах тропической Африки в зависимости от характера адвекции обусловлена чередованием трех типов погоды «теплой», «умеренно теплой», «прохладной», а во внутренних районах Африки – двух типов погоды: «теплой» и «очень теплой».

Материковый тропический климат (3А). Он развит на большей части материков. Там весь год господствует континентальный теплый воздух. Температура летом +30...+35°C, зимой около +20°C. Суточная амплитуда температуры воздуха 30–40°, а на песчаной поверхности достигает 80°C. Годовая амплитуда температуры воздуха – 10–15°C, что меньше суточной. Осадков почти нет. Отсутствие осадков зимой связано с опусканием, адиабатическим нагреванием и иссушением воздуха в поясе повышенного давления. Летом осадков нет из-за низкой относительной влажности воздуха и высокого положения уровня конденсации. Лишь близ границ с субтропическими поясами зимой слабо развита циклоническая деятельность и выпадает 100–200 мм осадков. У границ с субэкваториальными поясами такое же количество осадков выпадает летом из-за проникновения иногда сюда летнего экваториального муссона.

Увлажнение ничтожное и такой климат называют аридным и даже экстрааридным. Здесь располагаются величайшие тропические пустыни мира: Сахара, пустыни Аравии (Руб-эль-Хали, Большой и Малый Нефуд), Австралии (Большая Песчаная, Большая пустыня Виктория, Симпсон), полупустыня Калахари (в Африке).

Своеобразен климат на *западных побережьях материков*, где весь год преобладает материковый тропический воздух. Он перемещается по восточным перифериям субтропических океанических максимумов со стороны более холодных умеренных широт в сторону экватора над холодными течениями. В связи с этим температуры обычно невысокие – около $+20^{\circ}\text{C}$ летом и $+15^{\circ}\text{C}$ зимой. При движении к низким широтам воздух прогревается и удаляется от насыщения. Не способствуют образованию облаков и океанические барические максимумы со слоем инверсии на небольшой высоте из-за эффекта широты – около 1000 м. Инверсию усиливают холодные течения и подъем холодных вод в прибрежной зоне апвеллинга, из-за чего воздух у поверхности океана оказывается холоднее, чем в верхних слоях. Инверсия препятствует развитию конвекции. Однако в материковом тропическом воздухе, приносимом сильным дневным бризом на побережье, содержится много водяного пара. Это повышает относительную влажность воздуха здесь до 83–85% и приводит к образованию на побережьях росы и тумана в ночные часы. Увлажнение ничтожное, поэтому здесь простираются береговые пустыни. Для обозначения климата прибрежных пустынь, омываемых холодными течениями, применяют термин «климат гаруа» (исп. *garua* – плотный моросящий туман).

На *восточных побережьях материков*, вдоль которых протекают теплые течения и над которыми воздух получает много влаги, климат иной: высокие температуры $+25\ldots+28^{\circ}\text{C}$ летом, около $+20^{\circ}\text{C}$ зимой, довольно много осадков – до 1000 мм, особенно летом. Увлажнение избыточное. В условиях *влажного климата* тропического пояса произрастают вечнозеленые тропические леса.

Океанический климат тропического пояса (3Б) формируется в областях высокого давления со слоем инверсии и устойчивыми ветрами. Наблюдается пространственная неоднородность климатических условий, проявляющаяся в режиме всех элементов. На востоке океанов над холодными течениями температуры воздуха $+20\ldots+15^{\circ}\text{C}$, осадков мало; на западе океанов из-за теплых течений температуры повышаются до $+25\ldots+20^{\circ}\text{C}$, осадков становится 500–1000 мм. Характерны тропические ураганы.

Перечисленные климатические пояса лежат в основном в границах жаркого теплового пояса, ограниченного годовыми изотермами $+20^{\circ}\text{C}$ (зимними температурами $+15^{\circ}\text{C}$). В этих поясах температурные различия весьма незначительны, поэтому основными признаками сезонных изменений в природе являются количество и режим осадков. Развитие растительности лимитирует здесь не температура, а осадки, и не просто их годовое количество, а продолжительность сухих и влажных периодов. Простирание природно-растительных зон различное: то широтное, то меридиональное, оно также подчинено закономерностям условий увлажнения.

Во внетропических широтах зональные термические различия более резки, чем в тропиках. Это связано с усилением широтных различий в приходе-расходе солнечной радиации. Значительные широтные термические различия приводят к образованию широтно вытянутых фронтальных зон и к развитию на них циклонической деятельности. За пределами тропиков растет также интенсивность и многообразие форм атмосферной циркуляции. Возникающие циклонические и антициклонические образования перемещаются с различной повторяемостью по самым разнообразным траекториям, изменяющимся от сезона к сезону. Все это увеличивает как временную, так и пространственную изменчивость погоды во внетропических широтах. С увеличением географической широты возрастают и сезонные климатические различия.

Субтропические пояса

В субтропическом поясе (рис.15.6) радиационный режим и характер циркуляции атмосферы зимой сходны с умеренным поясом, летом – с тропическим. Годовое количество солнечной радиации по сравнению с тропическим поясом уменьшается примерно на 20%, а сезонные колебания ее возрастают. Радиационный баланс сокращается и за годовой период на поверхности океанов уменьшается до $60\text{--}80\text{ ккал/см}^2$, а на континентах – до $50\text{--}60\text{ ккал/см}^2$. Циркуляция атмосферы зимой носит преимущественно циклонический характер. В связи с этим часто наблюдается вхождение относительно холодных воздушных масс из умеренных широт. Почти ежегодно наблюдаются снегопады, но устойчивого снежного покрова не образуется. Исключением является крупней-

шее и высочайшее (4–5 км) нагорье мира Тибет, расположенное в этом поясе. Для него характерна особая разновидность резко континентального климата: прохладное лето, суровая зима, незначительные осадки. На нагорье развиты высокогорные пустыни.

Летом пути циклонов смещаются в более высокие широты, на океанах получают развитие антициклоны, а на материках – мало-подвижные депрессии термического происхождения.

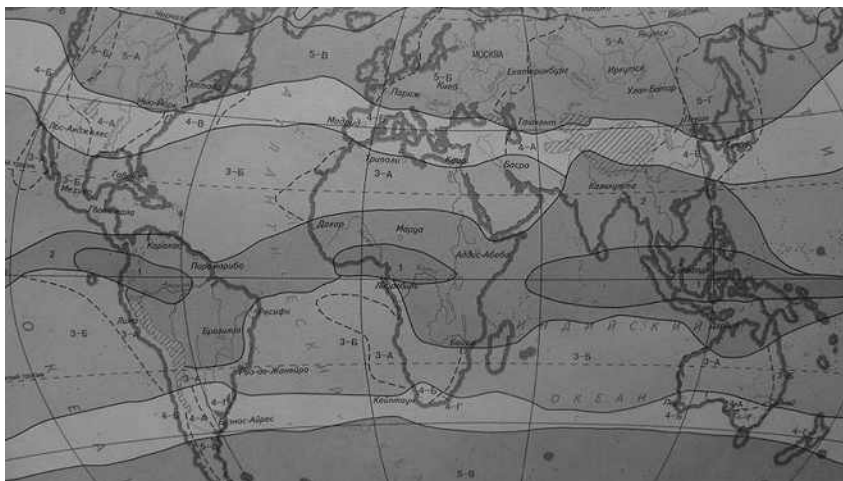


Рис. 15.6. Области субтропического пояса (4)

Материковый или внутриконтинентальный субтропический климат (4а) отличается жарким, сухим летом и неустойчивой, относительно холодной зимой. Как летом, так и зимой здесь отсутствуют благоприятные условия для образования облачности, дающей интенсивные осадки. Летом, когда циклоническая деятельность ослаблена, обильная инсоляция и недостаток осадков создают условия резкой засухливости. Этот аридный, с жарким (около $+30^{\circ}\text{C}$) сухим летом и прохладной ($0...+5^{\circ}\text{C}$), относительно влажной (200–250 мм) зимой, с неустойчивой фронтальной погодой. Увлажнение недостаточное, поэтому преобладают природные зоны пустынь, полупустынь, сухих степей. В Евразии этот климат развит в центре континента, вдали от океанов, особенно в котловинах. В Северной Америке он сформировался на плато Колорадо

и на юге нагорья Большой бассейн в результате их орографической изоляции от морского влияния.

Радиационный баланс в летние месяцы достигает такой же величины, как и в тропическом поясе, и большая его часть расходуется на нагревание атмосферы. Этому способствует и слабая циркуляция воздуха в обширных размытых депрессиях, Трансформация воздуха, притекающего в западную часть депрессии, начинается еще в южных районах умеренной зоны, что приводит к термической однородности воздушных масс на очень большом пространстве, способствует размыванию фронтов и установлению сухой, ясной погоды. Облака по причине высокого положения уровня конденсации образуются редко. Это обуславливает однообразие режима погоды.

Так, в Тегеране господствующая в теплый период «жаркая» погода довольно редко прерывается периодами «очень теплой», связанной с адвекцией воздуха из Восточного Казахстана и юго-востока Русской равнины. Средняя температура летних месяцев составляет 30°C и более, максимум может превышать 50°C. Суточная амплитуда несколько меньше, чем в континентальном тропическом типе, но тоже очень велика.

Зимой у полярной границы континентальных субтропиков радиационный баланс близок к нулю и различие в температуре и влажности между континентальным воздухом умеренных широт и тропическим очень существенно, что способствует развитию циклонической деятельности и общей неустойчивости погоды в континентальных субтропических областях. Наряду с жидкими осадками бывают и снегопады, сопровождаемые иногда резкими похолоданиями, но устойчивый снежный покров на равнинах не образуется из-за оттепелей и испарения снега.

Так как циклоническая деятельность зимой в субтропическом поясе развивается на основных полярных фронтах, то в теплые секторы циклонов притекает тропический воздух, вслед за которым входит холодный воздух умеренных широт. В таких случаях температура воздуха в течение суток может падать на 30°C. Особенности циркуляции атмосферы холодного сезона придают неустойчивый характер погоде. На севере Иранского нагорья, где сказывается влияние как Восточного Средиземноморья, так и юго-

востока Русской равнины, Восточного Казахстана и юга Сибири, термическая структура холодного сезона обусловлена чередованием трех типов погоды: «относительно теплой», «прохладной» и «относительно холодной». Годовое количество осадков составляет около 500 мм, но есть области, где выпадает и менее 300 мм. Преобладающий характер растительности – сухие степи и полупустыни; возможно преимущественно орошаемое земледелие.

Океанический субтропический климат (4Б) отличается от материкового более ровным годовым ходом температуры воздуха: средняя температура наиболее холодного месяца в году около 12°C, наиболее теплого – около 20°C. Зимой, преобладают циклонические типы погоды: в теплых секторах циклонов продвигается в направлении умеренных широт морской тропический воздух, и на теплых фронтах выпадают обложные осадки. В тыловой части циклонов, за холодным фронтом, с сильными порывистыми ветрами вторгаются воздушные массы умеренных широт, причем осадки выпадают нередко в виде снега. Наибольшее количество осадков в году приходится на зиму.

Летом пути циклонов полярного фронта, разделяющего воздушные массы умеренных и тропических широт, пролегают в более высоких по сравнению с зимой широтах, и в океанических субтропиках преобладает тихая, ясная, антициклоническая погода. Но и в летние месяцы иногда бывают штормы, сопровождаемые выпадением осадков.

И в субтропических широтах на океанах имеется пространственная неоднородность климатических условий, проявляющаяся в режиме почти всех элементов. Летом восточные районы океанов подвержены более частому влиянию холодных вторжений, чем западные; зимой – наоборот. Разница в температуре в Северном полушарии достигает 2–3°.

Субтропический климат западных побережий материков (4Г) характеризуется нежарким, сухим, солнечным летом и относительно теплой дождливой зимой. Этот тип климата часто называют «средиземноморским», так как он наиболее типичен для побережья Средиземного моря (Южная Европа, Передняя Азия, Северная Африка), хотя территории с таким климатом есть и на других континентах. Для него характерны сравнительно жаркое (бо-

лее +20°C) сухое лето с антициклональным режимом погоды, мягкая (около +10°C) влажная (500-700 мм) зима с фронтальными осадками и неустойчивой погодой. Растительность – сухолюбивые вечнозеленые жестколистные леса и кустарники. В настоящее время преобладают виноградники, плантации цитрусовых и других субтропических культур.

Летом преобладает ясная погода, соответствующая восточной периферии субтропических антициклонов. Инсоляция достигает почти такого же уровня, как в тропических широтах. Однако рост температуры на побережье сдерживается развитием бризовой циркуляции. Затухание циклонической деятельности придает большую однородность погоде. Преобладающая в летний сезон «очень теплая» погода изредка прерывается периодами «теплой» погоды, связанной с адвекцией воздушных масс из Северной и Средней Европы, а также умеренных широт Атлантики.

Зимой в процессе циклонической деятельности происходит частая смена тропических и умеренных воздушных масс, но, поскольку эти воздушные массы преимущественно морского происхождения (приносятся западными ветрами), очень резких колебаний температуры не происходит. Средняя температура наиболее холодного месяца составляет 10–12°C. Этот средний температурный фон в зимнем сезоне обусловлен чередованием в основном трех типов погоды: «умеренно теплой», «прохладной» и «относительно холодной». Из-за преимущественно морского происхождения воздушных масс эти типы погоды характеризуются более узкими градациями температуры воздуха по сравнению с зимними адвективными типами погоды в континентальном субтропическом климате.

В зимнее полугодие выпадает значительное количество осадков; они составляют основную часть годовой суммы – в среднем до 1000 мм, в отдельных местах под влиянием рельефа выпадает более 4000 мм осадков. Несмотря на значительное количество преимущественно фронтальных осадков, выпадающих в зимнее полугодие, недостаток осадков летом придает «средиземноморскому» климату характер некоторой засушливости, отражающейся на растительности, имеющей в своем составе много засухоустойчивых видов.

Климат восточных побережий материков (4В) имеет муссонный характер и он хорошо выражен только в Северном полушарии. Этот тип климата характеризуется холодной для субтропических широт относительной сухой зимой и жарким, влажным летом. Летом преобладает устойчивый муссон с океана, жарко ($+25^{\circ}\text{C}$), влажно. В конце лета – начале осени часты тайфуны с моря с порывистым ветром и обильными осадками. Зима сравнительно прохладная (в среднем $0... +5^{\circ}\text{C}$, но местами ниже 0°C) и относительно сухая, так как муссон с суши из сезонных барических максимумов, в частности из Азиатского, приносит континентальный умеренный воздух. Но близь побережий и на островах и зимой выпадают фронтальные осадки. Общее количество осадков около 1000 мм. Увлажнение достаточное. Растительность – переменновлажные листопадные широколиственные и смешанные леса. Высока степень сельскохозяйственного освоения.

Зимой происходят частые вторжения холодного, континентального воздуха умеренных широт, сильно снижающие по сравнению с западными побережьями среднюю температуру зимних месяцев. Особенно сильно проявляется действие зимнего континентального муссона на восточном побережье Азии, где к северу от р. Янцзы, на Восточно-Китайской равнине, средняя температура воздуха в январе отрицательна, а в отдельные дни может падать до -10°C . Зимний континентальный муссон прерывается затоками воздушных масс из тропических широт Тихого океана и из Юго-Восточной Азии. Чередование материковых и континентальных воздействий придает изменчивость погоде.

В период летнего океанического муссона для этого типа климата характерна высокая влажность воздуха, которая больше зимней и в среднем достигает 80–85%. Летом велика также облачность (6–8 баллов), поэтому суммы солнечной радиации на восточных побережьях материков оказываются наименьшими в субтропических широтах — в июне примерно на 20% меньше, чем на западных побережьях. Тем не менее температура воздуха в летние месяцы в среднем достигает $25 - 30^{\circ}\text{C}$. Осадки выпадают главным образом летом. Запоздывание летнего муссона или перебои в его развитии обуславливают засухи на восточных побережьях конти-

нентов. Преобладание океанических воздействий летом придает большую однородность погоде.

Муссонный субтропический климат восточных берегов во многих отношениях противоположен «средиземноморскому» климату западных побережий. Жаркое, влажное лето обеспечивает развитие богатой растительности. Муссонный климатический режим способствует продвижению на север южных видов растительности и на юг – северных. Так, например, в лесах Восточного Китая граница распространения пальм лежит севернее южной границы ели. Эта особенность проявляется и в юго-восточных штатах Северной Америки, но не так резко.

Умеренные пояса

В умеренных широтах (рис.15.7) приток солнечной радиации и радиационный баланс земной поверхности в среднем почти вдвое меньше, чем в тропических, что зависит не только от географической широты, но и от значительной облачности. Радиационный баланс сокращается до 20–40 ккал/см²год; в океанических, условиях он больше, чем на континентах, но не настолько, как в тропическом поясе. С уменьшением радиационного баланса уменьшается испарение, и потому, несмотря на усиление циклонической деятельности, осадков в умеренном поясе выпадает только немного больше, чем в тропическом.

Вторая особенность радиационного режима в умеренных широтах — большие сезонные различия: летом в малооблачных районах радиационный баланс лишь немного меньше, чем в тропических странах, зимой же на материках он имеет отрицательные значения, средние месячные величины баланса колеблются от -1 до 8–10 ккал/см².

Отличны от тропических условия циркуляции атмосферы: особенное значение как фактор климата приобретает циклоническая деятельность, которая усиливает меридиональный обмен воздушных масс. Таким образом, в отличие от внутритропических широт, где важнейшую роль играет трансформация, в умеренных широтах резко увеличивается климатологическое значение адвекции. Непосредственным результатом этого является большая вре-

менная и пространственная изменчивость всех метеорологических характеристик и погоды в целом.

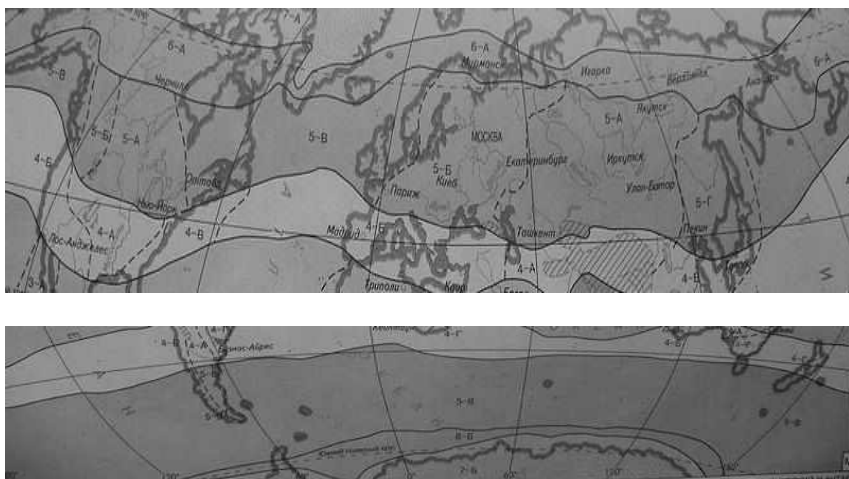


Рис. 15.7. Области умеренного пояса (5)

Циклоническая деятельность в умеренных широтах играет главную роль в динамике фронтальных осадков и возникает в результате взаимодействия различных типов воздушных масс: 1) тропических и умеренных, 2) умеренных океанических и континентальных, 3) умеренных и арктических (антарктических). В первых двух случаях прохождение циклонов сопровождается выпадением значительных осадков. Циклоны арктического фронта приносят сравнительно мало осадков. Тропические и арктические воздушные массы, могут глубоко проникать в зону умеренных широт, создавая резкие изменения температуры и условий погоды.

Материковый климат (5А) – умеренно континентальный и резко континентальный; выражен лишь в Северном полушарии: в Евразии и Северной Америке. Господствует континентальный умеренный воздух, с запада нередко вторжения морского умеренного воздуха. В среднем температура самого теплого летнего месяца июля изменяется от $+12^{\circ}\text{C}$ на севере до $+25... +28^{\circ}\text{C}$ на юге, самого холодного – января от -5°C на западе до $-25... -30^{\circ}\text{C}$ в центре материков, а в Якутии даже ниже -40°C . Низкая зимняя температура почвы и воздуха и незначительное количество снега в Во-

сточной Сибири поддерживает существование многолетней мерзлоты. Характерной чертой материкового умеренного климата является большая годовая амплитуда, температуры, достигающая 50 – 60°. Вместе с тем этот климат отличается и значительной между-суточной изменчивостью температуры во все сезоны года, а в особенности в холодную его половину: в среднем температура воздуха от одного дня к другому изменяется на 3°C, в отдельных же случаях скачок температуры может быть более 20°C.

Годовое количество осадков уменьшается с запада на восток от 700–600 мм до 300 мм и даже до 200–100 мм в Средней и Центральной Азии. В Северной Америке осадки убывают с востока на запад. Летом осадков выпадает больше, чем зимой, причем разница эта существеннее в центре материков, особенно в Восточной Сибири, за счет весьма сухой антициклональной зимы. Преобладают осадки фронтального происхождения: летом они выпадают из местного континентального умеренного воздуха, зимой – из приходящего более теплого морского умеренного воздуха. Летом выпадают еще и конвективные, а перед горами (например, перед Тянь-Шанем, Алтаем) – орографические осадки.

Вследствие большой протяженности пояса с севера на юг в нем нередко выделяют северную бореальную часть с прохладным летом и относительно суровой зимой (совпадает с тайгой) и южную суббореальную часть с теплым летом и относительно мягкой зимой. По степени континентальности климата, выражающейся, прежде всего, годовой амплитудой температуры, выделяют его разновидности: от умеренно континентального до резко континентального. Увлажнение изменяется от избыточного на севере до резко недостаточного на юге. Поэтому здесь богатый спектр природно-растительных зон: тайга, смешанные и широколиственные леса, лесостепи, степи, полупустыни, пустыни.

Климат западных побережий материков (5Б) формируется под влиянием морского умеренного воздуха, образующегося над теплыми течениями и приносимого господствующими западными ветрами. Поэтому его называют морским климатом. Для него характерны нежаркое лето (+10°C на севере, +17°C на юге), мягкая зима с температурами от 0 до +5°C. Зимой на севере нередко понижения температуры до отрицательных значений, снегопады.

Средняя температура воздуха в зимние месяцы положительна. Летом в Северном полушарии температура выше 15° , но ниже 20° , в Южном 10° .

Годовое количество осадков на равнинах составляет 500–600 мм, на гористых берегах может превышать 2000 мм и даже 3000 мм (западные склоны Кордильер и Анд). Преобладающие осадки – фронтальные и орографические. Увлажнение избыточное. Произрастают хвойные и широколиственные леса. Распределяются осадки по сезонам довольно равномерно. Пасмурная и дождливая погода характерна для всех сезонов года, а в особенности для осени и зимы, к тому же в эти сезоны велика повторяемость туманов.

Климат восточных побережий Азии – муссонный (5Г). Здесь наблюдается сезонная смена воздушных масс: летом теплый и влажный морской умеренный воздух, зимой очень холодный и сухой континентальный умеренный воздух из Азиатского максимума давления. Соответственно температура около $+20^{\circ}\text{C}$ летом и $-10\ldots -20^{\circ}\text{C}$ зимой. Количество летних осадков в 10–20 раз больше зимних, а общее их количество варьирует от 500 до 1000 мм в зависимости от орографии: осадков больше на восточных склонах гор. Увлажнение избыточное, произрастают смешанные и хвойные леса. Подобный климат лучше всего выражен в Приморском крае России и Северо-Восточном Китае. В Северной Америке циркуляция воздушных масс муссонная, но климат равномерно влажный.

Влияние холодных морских течений, омывающих восточные берега материков в умеренных широтах, сказывается на некотором понижении температуры в теплую часть года, на частых туманах весной и в начале лета.

Океанический климат (5В) выражен на севере Атлантики и Тихого океана и в Южном полушарии. Радиационный баланс поверхности океанов за год примерно в 1,5 раза больше, чем на материках, и достигает, например, в умеренных широтах Атлантики $30\text{--}60\text{ ккал/см}^2$. Радиационный баланс имеет простой годовой ход с ярко выраженным максимумом в июне – июле ($6\text{--}9\text{ ккал/см}^2\text{мес}$) и отрицательным значением в декабре ($-1, -3\text{ ккал/см}^2$). Таким образом, водная поверхность, особенно в акваториях с теплыми течениями, в зимнее время теряет значительно

большее количество радиационного тепла, чем суша, и тем самым оказывает обогревающее влияние на атмосферу.

Кроме тепла остаточной радиации в умеренные широты океанов почти столько же поступает адвективного тепла с теплыми морскими течениями. До 80% общих тепловых ресурсов расходуется на испарение и 20% – на турбулентный обмен с атмосферой (главным образом в зимнее полугодие)

Летом температуры около $+12...+15^{\circ}\text{C}$, зимой $+5...+8^{\circ}\text{C}$. Осадки выпадают в течение всего года, их годовое количество составляет около 1000 мм. В Южном полушарии в умеренном поясе почти безраздельно господствует океанический климат с нежарким летом, мягкой зимой, обильными фронтальными осадками, западными ветрами, неустойчивой погодой («ревушие» сороковые широты). Температуры здесь ниже, чем в Северном полушарии.

Таким образом, океаническим умеренным климатам свойственны небольшие годовые амплитуды температуры, сравнительно равномерное распределение осадков в годовом ходе, повышенные и даже штормовые скорости ветра в Южном полушарии

Субарктический и субантарктический пояса

В связи с особенностями распределения материков и океанов в Северном и Южном полушариях в субарктическом поясе в Северном полушарии наблюдаются два основных типа климата – материковый и океанический, в субантарктическом поясе Южного полушария один тип климата – океанический (рис.15.8). Им свойственна сезонная смена воздушных масс: летом здесь распространен умеренный воздух, зимой – арктический воздух.

Материковый субарктический климат (6-А). Летом в северной части Азии и Северной Америке преобладают ветры северных направлений, так как центры циклонов проходят в это время года по более южным траекториям. Арктический воздух над материком в условиях значительного притока солнечной радиации (длинный день) трансформируется, приближаясь по своим характеристикам к воздушным массам умеренных широт. Зимой, наоборот, преобладающие южные ветры несут умеренный воздух, который, охлаждаясь в северных районах, приобретает свойства арктического. Таким образом, в материковом субарктическом типе климата се-

зонные различия в преобладающих воздушных массах обусловлены не столько адвективными процессами, сколько трансформацией воздушных масс, вызванной резко меняющимся по сезонам радиационным балансом земной поверхности.



Рис. 15.8. Области субарктического и субантарктического пояса (6) и арктического и антарктического пояса (7)

В зимнее время года радиационный баланс отрицателен и в условиях преобладания антициклонического режима обуславливает выхолаживание воздуха и глубокое промерзание почвы при малой высоте снежного покрова. Наоборот, летом радиационный баланс достигает значений его в умеренных и даже тропических широтах (в июне $8 \text{ ккал/см}^2\text{мес}$) и обуславливает прогрев воздуха и оттаивание вечномерзлых слоев почвы. Границы субарктического пояса менее определены, нежели границы других поясов.

Материковый субарктический климат отличается очень холодной продолжительной зимой и относительно теплым коротким летом. Этот тип климата наблюдается лишь в Северном полушарии на севере Евразии и Северной Америки. Циркуляция воздуха муссонная. Летом с Северного Ледовитого океана приходит арктический воздух, который в условиях полярного дня трансформируется в континентальный умеренный воздух. Зимой из барических Азиатского и Канадского максимумов южные ветры приносят очень холодный континентальный умеренный воздух, который в условиях полярной ночи еще более охлаждается и приобретает свойства континентального арктического воздуха. Средняя годовая амплитуда температуры достигает наибольших для земного шара значений: в северо-восточной Якутии -65° . Короткий, но

весьма теплый для этих широт летний период позволяет развиваться земледелию даже за Полярным кругом.

Лето короткое, прохладное, с температурами менее +10...+12°C и сырое. Зима суровая (–40...–50°C), продолжительная, малоснежная. В этом поясе в Якутии в межгорной котловине расположен полюс холода Северного полушария – пос. Оймякон, где была зафиксирована зимняя температура –71°C.

Суровость зим и кратковременность теплого периода способствует образованию непроницаемого для воды многолетнемерзлого грунта, мощность которого достигает нередко более 100 м. Многолетняя мерзлота вызывает ряд специфических явлений, свойственных этому типу климата: грунтовые и речные наледи, сезонные бугры вспучивания, «каменные кольца», явления термокарста. Основной фактор разрушения горных пород зимой морозное выветривание, а в теплое время года развивается снос продуктов разрушения – стекание пропитанного водой грунта. Химическое выветривание проявляется очень слабо, поэтому вода в реках чистая и прозрачная. Коэффициент поверхностного стока очень высок.

Осадков выпадает мало (200 мм), так как влагосодержание воздушных масс невелико, и, несмотря на малое испарение (радиационный баланс в годовом интервале составляет 12–15 ккал/см²), увлажнение не всегда оказывается достаточным и на холодный период приходится 20–30% годовой суммы осадков. Летние осадки выпадают преимущественно на холодных фронтах в виде слабых непродолжительных дождей. Климатическая роль рельефа проявляется главным образом в температурном режиме. Мощная зимняя инверсия температуры – одна из наиболее характерных особенностей материкового субарктического климата. Летом температура с высотой быстро падает, и верхняя граница леса проходит в среднем ниже 600 м.

Морской (океанический) климат (6-Б) встречается на севере Европы, в прибрежных морях Северного Ледовитого океана (Баренцево, Гренландское моря), вокруг Антарктиды. Характерны прохладное лето (+3...+5°C), плавучие морские и материковые льды, относительно мягкая (–10...–15°C) зима. Осадки – до 500 мм, постоянны туманы. По побережьям северных материков и на ост-

ровах простирается тундра. В Южном полушарии на островах вокруг Антарктиды – луга со скудной травянистой растительностью.

Сезонная смена воздушных масс – морского арктического (антарктического) и морского воздуха умеренных широт не вызывает резких температурных различий между зимой и летом, и годовая амплитуда температуры не превышает 20°. Таким образом, зима оказывается относительно мягкой, лето же настолько прохладным, что на островах и побережьях материков древесная растительность не развивается и преобладает тундра. Суровость этого типа климата велика особенно зимой, когда часто дуют сильные ветры.

Арктический и антарктический пояса

Важнейшими факторами климата полярных областей являются своеобразие режима и значительные суммы инсоляции, а также наличие в течение круглого года снежного и ледяного покрова. Радиационный баланс за год отрицательный и даже в летние месяцы мал, несмотря на значительную инсоляцию. Причина этого в большой отражательной способности снега. Сочетание высокого альбедо и большой излучательной способности подстилающей поверхности обуславливает отрицательный радиационный баланс в течение большей части года: в Арктике он невелик, а в Антарктиде достигает -5 ккал/см²/год. В короткие периоды с положительным балансом основная часть радиационного тепла идет на нагревание и таяние снега и льда, поэтому температура воздуха и летом остается низкой. В Центральной Арктике она редко поднимается выше 0°. Во внутренних районах Антарктиды летние морозы удерживаются на уровне -30 – -35°C. Характерной чертой термического режима полярных областей является «безъядерность» зим – средние температуры зимних месяцев различаются мало и наиболее холодным может быть любой месяц. Кроме того, в полярных областях в любое время года суточный ход температуры невелик (амплитуда 1 – 2°C), но велики непериодические ее изменения за счет адвекции и турбулентного перемешивания воздуха; в отдельных случаях зимой за сутки температура изменяется на 20 – 30°C.

Вертикальное распределение температуры характеризуется наличием мощных инверсий, возникающих как за счет сжатия, так

и радиационного выхолаживания воздуха от подстилающей поверхности. Нередко мощность инверсий достигает 3–4 км, а градиент температуры -10°C и более на 500 м подъема; инверсии сохраняются даже при сильных ветрах. Летом инверсионное распределение температуры наблюдается реже. Конденсация влаги на поверхности снега и выпадающие осадки в совокупности значительно превосходят испарение. Осадков по сравнению со средними широтами выпадает мало.

В климате полярных областей различаются материковый и океанический типы. Первый наиболее ярко представлен в Южном полушарии (Антарктида), второй – в Северном (Северный Ледовитый океан).

Материковый полярный климат (рис.15.8) наблюдается в Антарктиде, в Гренландии, на островах Канадского архипелага, весь год здесь отрицательные температуры. В Антарктиде на внутриконтинентальной станции «Восток» на высоте более 3 км зарегистрирован абсолютный минимум температуры $-89,2^{\circ}\text{C}$. Для этого климата характерны исключительно суровая зима и холодное лето. Средняя температура воздуха всех месяцев в году отрицательная. Минимум температуры достигает предельно низких для земного шара значений (во внутренних районах Антарктиды почти -90°C). Преобладающий зимой и летом антициклональный режим и малое влагосодержание атмосферы способствует как приходу, так и расходу радиации. В середине лета приток солнечной радиации больше, чем в районах близких к субтропикам. Так, например, на ст. Пионерская (70° ю. ш.) суммарная радиация в декабре составляет 24 ккал/см^2 , а в Ташкенте (41° с. ш.) в июне 19 ккал/см^2 . Но отражение от снежного покрова настолько велико, что радиационный баланс на ст. Пионерская в декабре меньше 2 ккал/см^2 , тогда как в Ташкенте в июне он составляет около 8 ккал/см^2 . Однако на поверхности обнаженных скал в Антарктиде (в оазисе) радиационный баланс в декабре достигает 9 ккал/см^2 , что вызывает стаивание снега на небольших пространствах вокруг и образование местной кучевой облачности. Вертикальный градиент температуры в приземном слое воздуха очень велик: температура воздуха у нагретой Солнцем каменистой поверхности достигает 35°C , а на высоте 2 м уже -12°C .

Очень важной климатической характеристикой антарктического климата является ветер, который в сочетании с низкой температурой обуславливает крайнюю суровость климата, чрезвычайно интенсивный метелевый перенос снега и его уплотнение. Наибольшие скорости ветра наблюдаются обычно в окраинных частях Антарктиды – в местах, где влияние барического градиента на движение воздуха усиливается гравитационным его стоком в условиях благоприятного рельефа: средние месячные скорости ветра достигают 15 м/с, а в отдельных случаях – 30 м/с. Зона стоковых ветров в Антарктиде имеет ширину 600–800 км.

Осадки во внутренней Антарктиде выпадают главным образом в твердом виде. Это антициклонические осадки из сублимационной изморози и кристалликов льда, а также слабые циклонические снегопады. Годовое количество осадков в среднем не более 40–50 мм. Тем не менее ежегодно накапливающийся избыток не растаявшего и не испарившегося снега подвергается постепенной фирнизации и выносятся в движущихся ледниках. По мере приближения к антарктическому побережью количество осадков увеличивается до 600 – 700 мм.

Океанический климат наблюдается в основном в Арктике. Температуры здесь отрицательные, но во время полярного дня могут достигать +2°C. Осадки – 100–150 мм, но при проникновении туда циклонов их становится больше. Для островов характерна тундра с разреженным мохово-лишайниковым покровом.

В зимнее время года сглаживающее влияние океана на температуру воздуха проявляется в том, что морозы никогда не достигают такой силы, как на материке. Средняя температура января во внутренней Арктике оценивается в -40°C, а минимумы около -55°C, что значительно выше, чем в северо-восточной Якутии.

Летом в связи с охлаждающим действием массового таяния льда и снега температура воздуха держится около 0°C. У верхней границы охлажденного воздушного слоя часто образуется сплошной облачный покров, и относительная влажность во всем подинверсионном слое очень высока.

Из-за преобладающей летом пасмурной погоды и частых туманов теряется много прямой солнечной радиации, но все же значительная ее часть достигает земной поверхности в виде рассеян-

ной радиации. В общей сложности радиация (прямая и рассеянная) составляет в июле около 16 ккал/см^2 , т.е. столько же, сколько в средних широтах. В Центральной Арктике ежемесячно насчитывается около 15–20 дней с осадками, хотя их годовые суммы не превышают 150–200 мм. В периферических частях Арктики осадки увеличиваются до 300 мм, а в отдельных секторах и более. Выпадение осадков часто сопровождается метелью.

15.3 Принципы классификации для территории России

Для отдельных регионов Земли климатические классификации могут быть выполнены более детально [1,5-8]. Таким примером является климатическая классификация для территории бывшего СССР, выполненная Б.П.Алисовым. В основу районирования Б.П. Алисовым положены две основные группы факторов:

- особенности радиационного режима,
- циркуляция атмосферы (циклоническая деятельность и перенос теплых и холодных воздушных масс).

Распределение суммарной солнечной радиации, как следует из рис. 15.9 имеет хорошо выраженную широтную зональность.

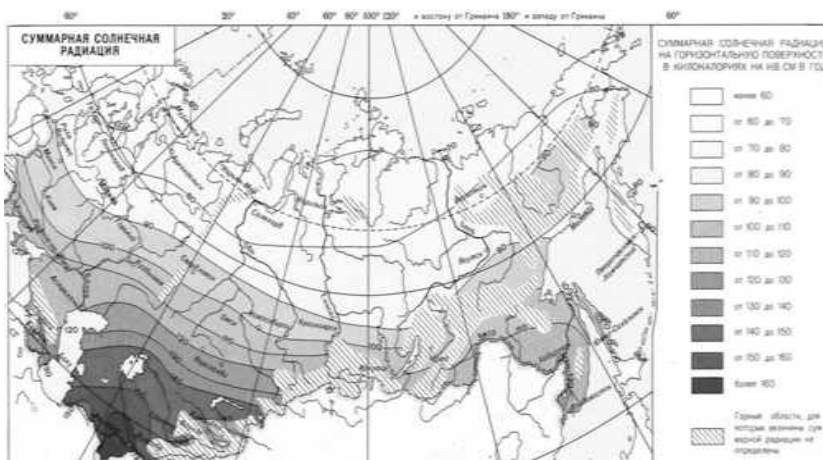


Рис. 15.9. Пространственное распределение суммарной солнечной радиации

Для разработки классификации вторая группа факторов – факторы атмосферной циркуляции были представлены в виде поля давления и основных направлений воздушных масс. На рис.15.10 приведена карта и основные траектории циклонов и антициклонов в характерные месяцы зимнего (январь) и летнего (июль) сезонов.

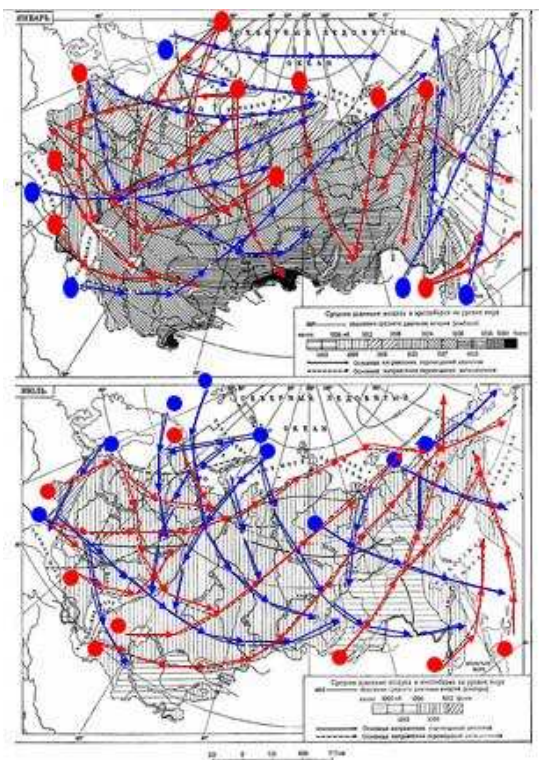


Рис. 15.10. Пространственные распределения атмосферного давления и основные траектории циклонов и антициклонов зимой (январь) и летом (июль)

Помимо этих двух главных факторов климата для создания климатической региональной классификации Б.П.Алисов рассматривал также характеристики температурного режима летом и зимой, годовое количество осадков и особенности внутригодовых изменений температуры воздуха, осадков и относительной влажности, что представлено на рис.15.11 – 15.13.

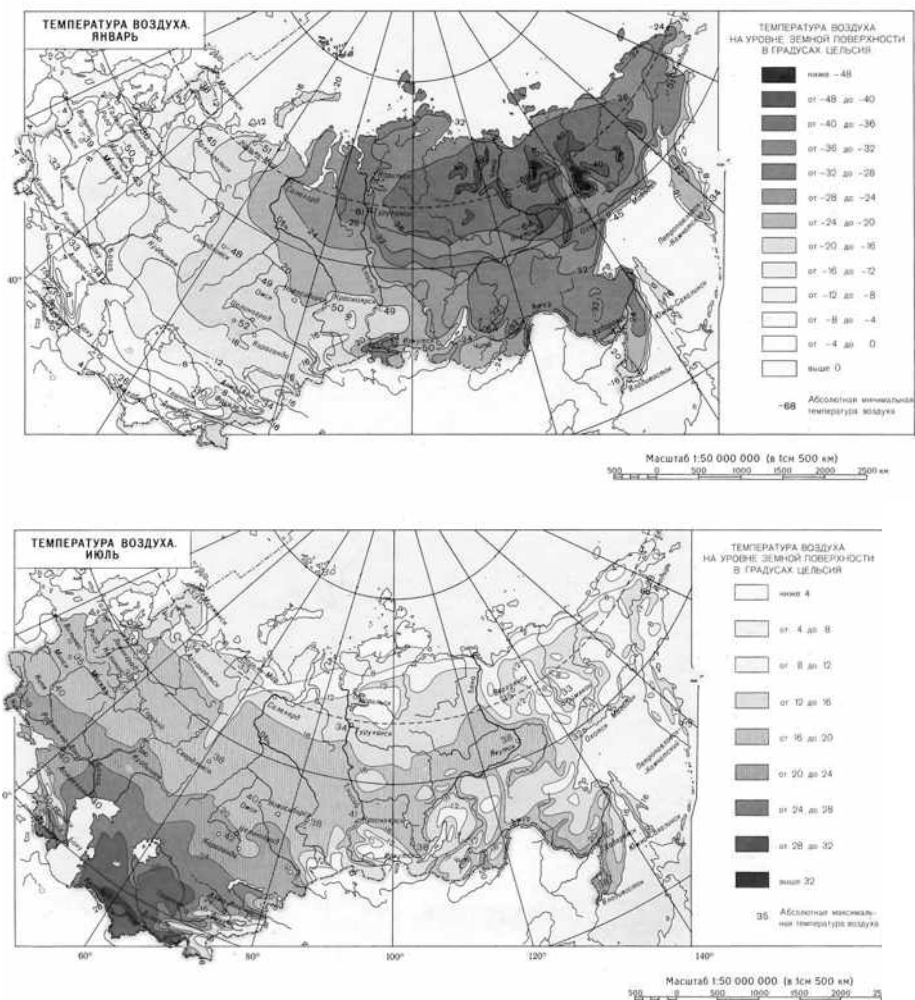


Рис. 15.11. Пространственные распределения средних многолетних температур воздуха января и июля

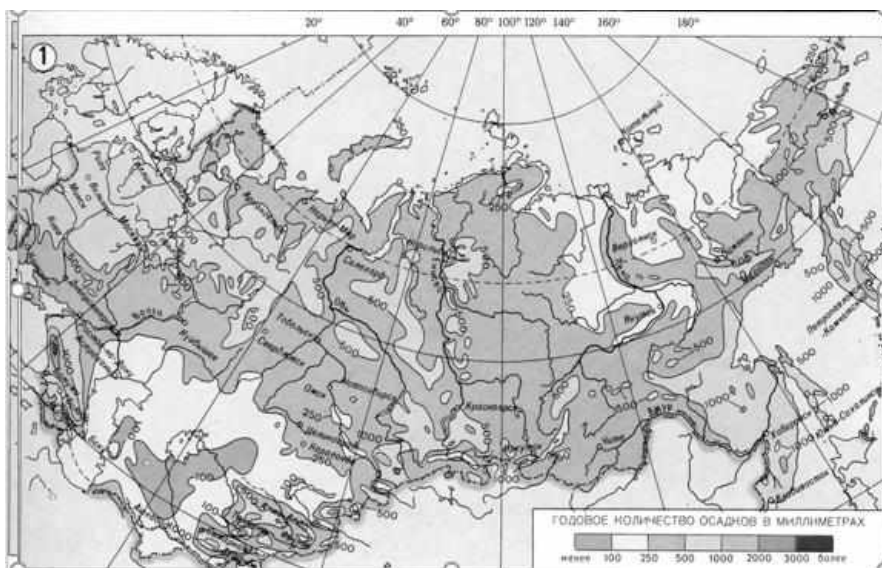


Рис. 15.12. Пространственное распределение годовых сумм осадков

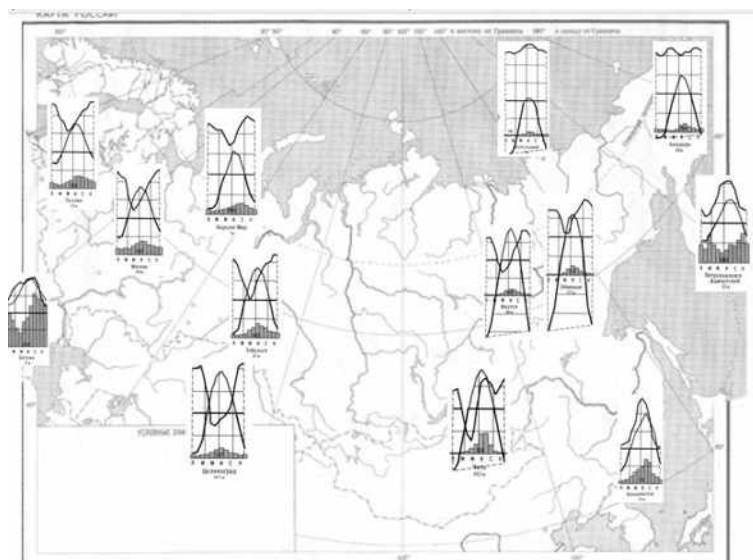


Рис. 15.13. Внутригодовое распределение температур воздуха, осадков и относительной влажности в отдельных пунктах

15.4. Особенности климатических районов России

При выделении климатических областей на территории России Б.П.Алисовым учитывались преобладание морского или континентального типа воздуха, частота повторяемости воздушных масс и величина суммарной солнечной радиации. В результате была построена карта климатического районирования, приведенная на рис.15.14.

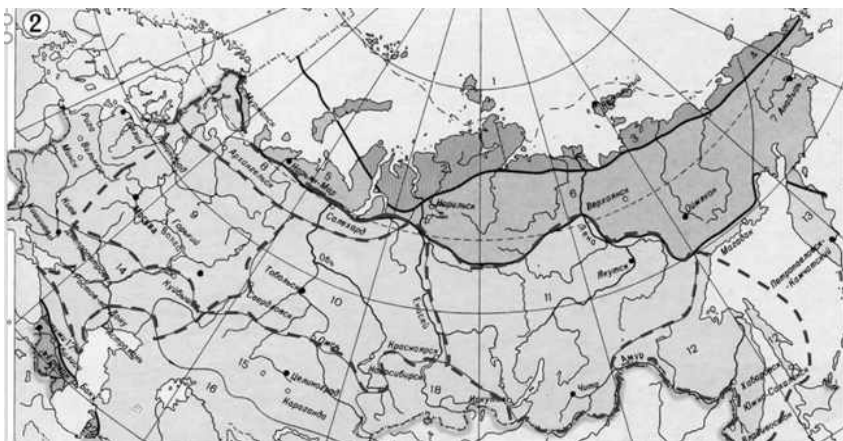


Рис. 15.14. Климатическое районирование России и сопредельных государств на основе генетической классификации

На территории России Б.П.Алисовым выделено 4 климатических пояса: арктический, субарктический, умеренный и субтропический на юге Черноморского побережья.

В арктическом поясе выделены следующие 4 климатические области (рис.15.15): многолетних льдов (1), атлантического влияния (2), область континентального влияния (3), область тихоокеанского влияния (4).

К арктическому поясу относятся сибирское побережье Северного Ледовитого океана и его острова. Количество солнечной радиации здесь очень мало, поступает она на поверхность только летом, весь год господствует арктический воздух. Зимой солнечная радиация не поступает на поверхность, но вода частично

нагревает приземные слои воздуха (над полярными льдами), поэтому на островах средняя температура января несколько выше ($-20\ldots-30^{\circ}\text{C}$), чем на побережье (до $-32\ldots-36^{\circ}\text{C}$ на востоке). В западной части арктического пояса теплее вследствие влияния Атлантики. Зимой преобладают морозные и сильно морозные погоды. С прохождением циклонов связано ослабление морозов и снегопады.



Рис. 15.15. Климатические области арктического пояса

Летом из-за полярного дня довольно велика солнечная инсоляция, но значительная часть солнечных лучей отражается снегом и льдом. Солнечное тепло затрачивается на таяние снега и льда, прогревание поступающего с океана холодного воздуха, поэтому общий температурный фон низок. На северных островах средняя температура июля близка к 0°C , на побережье до $+5^{\circ}\text{C}$. В южной части пояса в Сибири приземные слои воздуха прогреваются до $+10^{\circ}\text{C}$. Преобладает пасмурная и дождливая погода.

Годовое количество осадков невелико (200–300 мм). Лишь на северном острове Новой Земли, в горах Бырранга и на Чукотском нагорье оно возрастает до 500–600 мм. Осадки выпадают преимущественно в виде снега, который лежит на поверхности большую часть года.

Архипелаги Земля Франца-Иосифа и Северная Земля лежат во внутриарктической климатической области с наиболее продолжи-

тельной полярной ночью и полярным днем, где влияние окружающих океанов и материков сказывается в наименьшей степени. В прибрежных районах Арктики выделяется три климатических области, самой суровой из которых является Сибирская. На Тихоокеанскую область отепляющее влияние оказывают воды и воздушные массы, поступающие со стороны Тихого океана. Наиболее теплой, но очень ветреной является Атлантическая область, находящаяся под влиянием Северной Атлантики. В арктическом поясе выделяется климат холодных арктических пустынь и климат тундр.

Субарктический пояс представлен на территории России 3 климатическими областями (рис.15.16): атлантического влияния (5), область континентального влияния (6), область тихоокеанского влияния (7).



Рис. 15.16. Климатические области субарктического пояса

Субарктический пояс расположен за полярным кругом в пределах Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири, а на Северо-Востоке простирается до 60° с.ш. К нему относятся и острова южной части Баренцева моря. Для этого пояса характерна смена воздушных масс по сезонам года.

Зима продолжительная, суровость ее нарастает к востоку. Температура января изменяется от -7...-12°C на Кольском полуострове до -48°C в котловинах Северо-Востока, увеличиваясь до -12...-18°C на Тихоокеанском побережье. Лето довольно прохлад-

ное, но на большей части теплее, чем в арктическом поясе. Средняя температура июля возрастает от $+4...+6^{\circ}\text{C}$ на южном острове Новой Земли до $+12...+14^{\circ}\text{C}$ близ южной границы пояса. Характерной особенностью субарктического пояса является возможность заморозков в любой из теплых месяцев года. Осадки выпадают часто, но обычно имеют небольшую интенсивность, что связано с небольшим содержанием влаги в воздухе при низких температурах. Годовая сумма осадков на равнинах составляет 400–450 мм, но существенно изменяется с запада на восток, возрастает до 600–650 мм в горах, а в наиболее высоких частях плато Путорана достигает 800–1000 мм.

В пределах пояса выделяются три климатических области, климат которых весьма различен. Наибольшей суровостью отличается Сибирская субарктическая область, климат которой формируется преимущественно под действием радиационных факторов. Зимой при сильном выхолаживании здесь формируются воздушные массы арктического типа и наблюдаются самые низкие в России средне январские температуры. Летом обильная инсоляция, связанная с большой продолжительностью светового дня, вызывает трансформацию поступающего с севера арктического воздуха в континентальный воздух умеренных широт. Прогревание воздуха до $13\text{--}14^{\circ}\text{C}$ способствует развитию здесь древесной растительности.

Климат Атлантической и Тихоокеанской областей формируется преимущественно под влиянием циклонической деятельности на арктических фронтах, что способствует некоторому повышению температуры зимой (более значительному в Атлантической области, куда зимой выносятся воздух умеренных широт, не только континентальный, но и атлантический). Летом с циклонической деятельностью связана большая облачность, что снижает суммарную радиацию, а ветры с моря препятствуют прогреванию воздуха над материком, в связи с чем в пределах этих климатических областей формируется климат и тундр, и лесотундр, а в Сибирской области – климат редколесий и северной тайги.

Умеренный климатический пояс представлен на территории России наибольшим числом областей, которые можно представить в виде отдельных частей территории России.

На европейской территории России (ЕТР) выделяются 5 областей: северо-западная, центральная, северо-восточная, южная и северо-кавказская (рис.15.17).



Рис. 15.17. Климатические области умеренного пояса на европейской территории России

Северо-Запад ЕТР характеризуется климатом, переходным от морского к континентальному, неустойчивой погодой, частыми циклонами, приносящими морской атлантический воздух, обуславливающий зимой оттепели и гололёд. Арктический воздух поступает со стороны сравнительно тёплой открытой поверхности Баренцева, Норвежского и Гренландского морей, поэтому зима относительно мягкая. На побережье Финского залива температура января -7°C . Лето короткое и прохладное, средняя температура

июля 12–14 °С на севере и 16–17 °С на юге. Осадки выпадают преимущественно в тёплый период, а их годовая сумма – 600–700 мм, увлажнение избыточное.

В центральных районах ЕТР умеренно холодная зима с частыми оттепелями и тёплое лето с возвратами холодов. Температура января на западе от -3 – -4°С, на востоке около -15°С (минимум -35°С и даже -50°С), температура июля 18–20°С. Годовые суммы осадков, уменьшаются с запада на восток и с севера на юг по мере увеличения повторяемости антициклонов. Осадки 500–700 мм в год на северо-западе и 300–400 мм на юго-востоке выпадают в тёплое время года.

На северо-востоке ЕТР наблюдается континентальный климат с продолжительной и холодной зимой и с температурой января -16 – -20°С. Циклоны приносят наряду с морским также континентальный умеренный или ещё более холодный арктический воздух, оттепели редки. Высота снежного покрова 50–70 см, к концу зимы местами более 1 м. Тёплый период с мая по август, температура июля около 18°С. осадков около 500 мм и их максимум имеет место летом.

Южные районы ЕТР отличаются тёплым и сравнительно сухим летом. Температура каждого из летних месяцев не ниже 20°С, а относительная влажность воздуха не превышает 35–45%. Период с положительными температурами воздуха составляет 9–10 месяцев. Интенсивное нагревание воздуха, вызывающее дефицит увлажнения, приводит к частым засухам, во время которых бывают суховеи. Зима умеренно холодная. Температура в январе – феврале от -5 °С до -7 °С; абсолютный минимум температуры до -40 °С. Осадков за год выпадает 250–300 мм, устойчивый снежный покров образуется не каждый год. На большей части территории увлажнение недостаточное.

На Северном Кавказе (область 17) температура летом 20–25°С, зимой – 0–5°С, годовое количество осадков на западе – около 600 мм, на востоке – около 200 мм, на западе достаточно влажные атлантические воздушные массы, на востоке – сухой континентальный воздух. Поэтому западная часть расположена в области умеренно континентального климата, восточная – в области

континентального (зима несколько холоднее, лето – теплее, меньше осадков)

В Сибири по климатическим условиям можно выделить две области: Западная (10) и Восточная (11) Сибирь (рис.15.18).

Западная Сибирь находится почти на одинаковом расстоянии как от Атлантического океана, так и от центра континентальности Евразии, поэтому ее климат носит умеренно континентальный характер. Зимой и в летнее время, когда циклоническая деятельность, а с ней и поступление атлантического воздуха ослабевают, в Западную Сибирь поступает арктический воздух. Глубокому проникновению арктических воздушных масс способствует равнинность местности и открытость ее к северу. Средняя температура января уменьшается от -15°C на юго-западе до -30°C на северо-востоке Западной Сибири. Средняя температура июля увеличивается от $+5^{\circ}\text{C}$ на севере до $+20^{\circ}\text{C}$ на юге.

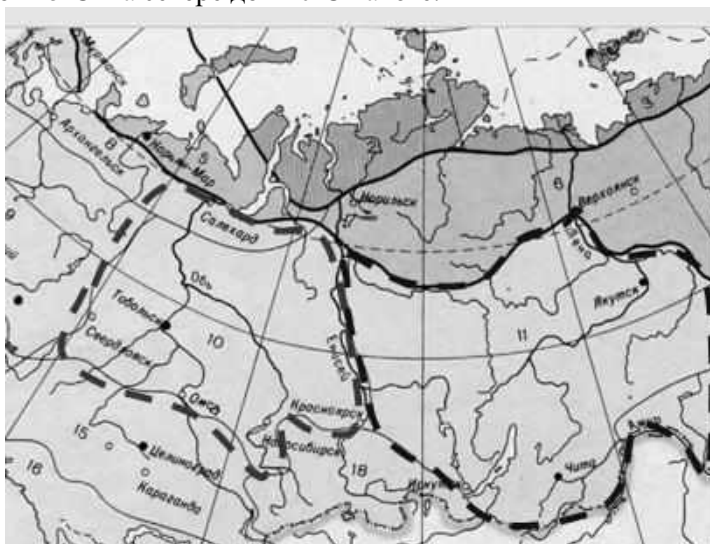


Рис. 15.18. Климатические области умеренного пояса на территории Сибири

Континентальность климата на просторах Западно-Сибирской равнины возрастает при движении с севера на юг. Выражается это в увеличении годовой амплитуды температур, уменьшении количества осадков, сокращении продолжительности весны и осени – переходных сезонов года.

В начале лета влагу получает зона степей (около 300 мм в год). В июле жаркий воздух господствует над всем югом равнин, а циклоны смещаются к северу, принося осадки в зоне тайги (500 мм в год). В августе фронт доходит до тундры, где выпадает до 250 мм в год. Зимой на стыке умеренных и арктических масс воздуха действуют циклоны арктического фронта. Это смягчает морозы на севере, но из-за большой влажности и сильных ветров жёсткость климата здесь проявляется и при меньших морозах.

Восточная Сибирь отличается наибольшей в стране континентальностью климата. Годовые различия температур воздуха достигают до 60–65 °С, количество осадков и облачность сравнительно небольшие. В течение всего года господствуют арктический воздух и континентальный воздух умеренных широт. Циклоническая деятельность наиболее развита в тёплый период, главным образом на севере Восточной Сибири. В холодное время года, над Восточной Сибирью устанавливаются малоподвижные области высокого давления.

Летом подстилающая поверхность сильно прогревается. Так, в Якутске, на 62° с. ш., средняя температура июля составляет 19 °С (выше, чем в Москве), а в отдельные дни повышается до 40 °С. Зимой в Восточной Сибири стоят суровые морозы, а близ Верхоянска и Оймякона отмечались температуры -68 °С. Зима продолжается не менее 7 месяцев, но снежный покров обычно не превышает 20–50 см, т. к. осадков в холодный период выпадает немного (в центральных районах Восточной Сибири не более 50 мм). В тёплое время года осадков выпадает значительно больше: с марта по октябрь на западных и южных склонах хребтов 400–600 мм, в Центральной Якутии 200–300 мм.

На юге Восточной Сибири, в Прибайкалье и Забайкалье отмечаются резкие сезонные и суточные колебания температуры воздуха, неравномерность осадков. Озеро Байкал оказывает смягчающее влияние на климат прилегающих территорий (средняя температура января -16 °С, июля +12 °С). В Восточном и Западном Саяне зима холодная (от -17 °С до -25 °С), лето прохладное (12–14 °С), количество осадков на наветренных склонах достигает 800–1000 мм в год, на подветренных 300–400 мм, климат степей Тувинской котловины и Даурии испытывает сильное влияние Централь-

ной Азии, выражающееся в первую очередь в усилении его аридности.

Отдельную климатическую область представляет Дальний Восток (Рис.15.19), который находится в области распространения муссонов. Зимний муссон представляет северо-западный и северной перенос континентального воздуха. Вследствие этого зима на Дальнем Востоке холодная, малоснежная, с преобладанием ясной погоды; осадков выпадает немного (10–15% годовой нормы). Летний муссон характеризуется южными и юго-восточными воздушными течениями, связанными с циклонами на востоке материка и над прилегающими морями Тихого океана, и несёт с собой обильные дожди и туманы.



Рис. 15.19. Климатическая область Дальнего Востока

Зимой часты штормовые ветры и метели, лето прохладное, облачное, с высокой относительной влажностью воздуха. Средняя температура января в южном Приморье от -12°C до -14°C , на Охотском побережье от -20°C до -25°C , во внутренних районах возможны морозы от -40°C до -45°C . Средние температуры июля в южном Приморье $14 - 20^{\circ}\text{C}$, на Охотском побережье $11 - 12^{\circ}\text{C}$,

на севере – ниже 10°C . Годовая сумма осадков на побережьях 500–900 мм, во внутренних районах Дальнего Востока 300–400мм.

Камчатка также является отдельной областью, хотя и она сама неоднородна по климатическим условиям (рис.15.20). Климат Камчатки морской муссонный, на западе более суровый, чем на востоке. В южной части – морской, в центре и на севере умеренно континентальный. Средняя температура в феврале -15°C на западе, -11°C на востоке и -16°C в центральной части, в августе соответственно 12, 12,5 и 16°C . Годовое количество осадков от 600 до 1100 мм. Наиболее высокие части гор несут современные ледники. Особенности климата: сильные ветры, ураганы и штормы; значительное количество осадков; частая изменчивость погоды во все сезоны года, особенно зимой.



Рис. 15.20. Климатическая область Камчатки

Еще одной особенной климатической областью является Алтай и Саяны (рис.15.21). Климат Горного Алтая и Саян по сравнению с соседними равнинами несколько менее континентален. Зимой вследствие развития температурных инверсий горы оказываются теплее окружающих их равнин, а летом в связи со значительным понижением температуры с высотой в горах гораздо холоднее и выпадает больше атмосферных осадков. Температура января от -20 до -27°C , и только в западных предгорьях Алтая и на побережье Байкала она повышается до -15 – -18°C . Особенно низкими январскими температурами (-32 – -35°C) отличаются межгорные котло-

вины. Летом же эти котловины – наиболее теплые районы горного пояса: температура июля в них достигают 18–22°. Однако уже на высоте 1500–2000 м продолжительность безморозного периода не превышает 20–30 дней, а заморозки возможны в любой месяц.



Рис. 15.21. Климатическая область Алтая и Саян

Литература

1. Алисов Б.П. Климатические области и районы СССР. М.: Географгиз, 1947. – 212 с.
2. 1. Алисов Б.П. Климатические области зарубежных стран. М.: Географгиз, 1950. – 352 с.
3. Алисов Б.П., О. А. Дроздов, Е. С. Рубинштейн Курс климатологии. Часть I и II Гидрометеорологическое издательство. 1952. – 488 с.
4. Алисов Б.П., Курс климатологии. Учебное пособие для ун-тов и гидрометеоролог. ин-тов. Ч. 1. Общая климатология. Ч. 2. Методы климатологической обработки наблюдений / Под ред. Е.С.Рубинштейн. Л. : Гидрометеиздат, 1952. – 488с.
5. Алисов Б.П., Климат СССР: учебное пособие для вузов. М.: Изд-во МГУ, 1956 – 128 с.
6. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
7. Метеорология и климатология: учебник для вузов/ С.П. Хромов, М.А. Петросянц; Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. 7-е изд. М.: Изд-во МГУ: Колосс, 2006. – 582 с.
8. Наровлянский Г. Я., Каулина М. Е., Кобышева Н. В. Климатология. Ч. 2. Условия формирования и характеристика климатов земного шара. Л.: Изд-во ЛВИКА, 1971.

Учебное издание

Владимир Алексеевич Лобанов

ЛЕКЦИИ ПО КЛИМАТОЛОГИИ

ЧАСТЬ 1

ОБЩАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ

Книга 2

Печатается в авторской редакции.

Подписано в печать 30.12.2020. Формат 60×90 ¹/₁₆.
Гарнитура Times New Roman.
Печать цифровая. Усл. печ. л. 23,63. Тираж 50 экз. Заказ № 1007.
РГГМУ, 192007, Санкт-Петербург, Воронежская ул., 79.