

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

В.Н. Сорокина, Д.Ю. Гущина

ГЕОГРАФИЯ КЛИМАТОВ

Издательство Московского университета

2006 г.

Содержание

| | |
|---|----|
| Предисловие | 3 |
| Введение | 4 |
| Глава 1. Экваториальный пояс | 6 |
| 1.1. Континентальный экваториальный климат | 6 |
| 1.2. Океанический экваториальный климат | 9 |
| Глава 2. Субэкваториальный пояс | 11 |
| 2.1. Континентальный субэкваториальный климат | 11 |
| 2.2. Океанический субэкваториальный климат | 15 |
| Глава 3. Тропический пояс | 18 |
| 3.1. Континентальный тропический климат | 19 |
| 3.2. Океанический тропический климат | 21 |
| 3.3. Тропический климат западных побережий материков | 26 |
| 3.4. Тропический климат восточных побережий материков | 28 |
| Глава 4. Субтропический пояс | 30 |
| 4.1. Континентальный субтропический климат | 30 |
| 4.2. Океанический субтропический климат | 36 |
| 4.3. Субтропический климат западных побережий материков | 38 |
| 4.4. Субтропический климат восточных побережий материков | 41 |
| Глава 5. Умеренный пояс | 43 |
| 5.1. Континентальный умеренный климат | 43 |
| 5.2. Океанический умеренный климат | 49 |
| 5.3. Умеренный климат западных побережий материков | 52 |
| 5.4. Умеренный климат восточных побережий материков | 54 |
| Глава 6. Субарктический (субантарктический) пояс | 57 |
| 6.1. Континентальный субарктический климат | 57 |
| 6.2. Океанический субарктический (субантарктический) климат | 59 |
| Глава 6. Арктический (антарктический) пояс | 60 |
| 7.1. Континентальный антарктический (арктический) климат | 60 |
| 7.2. Океанический арктический климат | 64 |
| Литература | 67 |
| Карта климатических поясов | 68 |

Предисловие

В пособии для изучения типов климата, формирующихся в различных районах земного шара, использована классификация Б.П. Алисова, которая базируется на учете факторов климатообразования. Она дает возможность понять причины формирования и объяснить особенности климатов отдельных районов. Эта классификация отличается простотой восприятия и находит широкое использование в практике преподавания климатических дисциплин в высшей школе. Методологическое значение этой классификации заключается в том, что в ней все многообразие климатов земного шара не разделено, а объединено в единую закономерную систему.

Пособие предназначено для выполнения практических работ по метеорологии и климатологии, связанных с анализом и составлением характеристики отдельных типов климата. Его можно рассматривать в качестве дополнительного методического материала к учебному пособию А.П. Волошиной, Т.В. Евневич, А.И. Земцовой и В.Н. Сорокиной «Руководство к лабораторным занятиям по метеорологии и климатологии» (1997).

При написании пособия использовались данные климатических справочников по отдельным континентам, изданных Гидрометеоздатом. Данные по тепловому балансу материков и океанов были предоставлены отделом исследования изменений климата и влагооборота в атмосфере Государственного гидрологического института.

Введение

В распределении климатов земного шара отмечается широтная климатическая зональность, которая связана с зональным распределением поступающей солнечной радиации, а также с зональным распределением зон высокого и низкого атмосферного давления и связанных с ними воздушных течений.

Выделение широтных климатических поясов и приведение к единой закономерной системе всего многообразия климатов, существующих на земном шаре, было проведено Б.П. Алисовым в 1950 году. Он предложил выделять климатические пояса исходя из условий общей циркуляции атмосферы и климатообразующего влияния определенных географических типов воздушных масс. При этом физические свойства (температура, влажность, стратификация) различных типов воздушных масс зависят от процессов тепло- и влагообмена между атмосферой и подстилающей поверхностью, характеризующейся определенными радиационными условиями. Каждая воздушная масса также, как правило, связана с одним из макротечений общей циркуляции атмосферы.

По свойствам преобладающих в данном районе воздушных масс можно косвенно судить о процессах, которые определяют формирование климата в данном районе. Таким образом, классификация климатов Б.П. Алисова дает представление не только о внешних чертах климата, но и о его генезисе, т.е. о происхождении и условиях его формирования.

В каждом полушарии выделяются четыре основных климатических пояса по признаку преобладания в каждом из них в течение круглого года одной из основных воздушных масс: экваториальной, тропической, умеренной, арктической (антарктической). Между основными поясами выделяются три переходных пояса, характеризующихся сезонной сменой преобладающего типа воздушных масс. Это субэкваториальный пояс, в котором летом преобладает экваториальный воздух, а зимой – тропический; субтропический пояс, в котором летом преобладают тропический воздух, а зимой – умеренный; субарктический (субантарктический) пояс, в котором летом преобладает умеренный воздух, а зимой – арктический (антарктический).

В каждом из широтных климатических поясов с учетом характера подстилающей поверхности (суша, океан) выделяются климаты континентальные и океанические. Кроме того, в связи с различиями в условиях общей циркуляции атмосферы на западных и восточных окраинах материков выделяются типы климатов западных и восточных побережий и прилегающих к ним акваторий. Почти в каждом поясе выделен горный тип климата.

Границы поясов проведены с учетом положений климатологических фронтов и уточнены на суше по некоторым другим метеорологическим и геоботаническим показателям. При выделении климатических поясов Мирового океана положение климатологических фронтов уточнялось путем выявления зон конвергенции воздушных потоков и путем учета прямых или косвенных признаков развития на данных фронтах циклонической деятельности, в том числе повторяемости циклонических центров, повторяемости штормов, тропических ураганов, облаков и осадков фронтального происхождения. Кроме того, учитывались термические различия между основными типами воздушных масс.

Необходимо отметить, что данная классификация климатов была построена в середине прошлого века и основывалась на данных метеорологических наблюдений первой половины XX века. В последующем классификация уточнялась с использованием более поздних наблюдений. Данные о температуре, осадках, радиационном и тепловом балансе, приводимые в пособии, относятся к периоду с 1931 по 1960 г., принятому в климатологии в качестве «климатической нормы». Однако известно, что, начиная с середины 70-х гг. XX века, на земном шаре

наблюдается потепление климата. В целом по оценке Межправительственной группы экспертов по изменениям климата в течение XX века глобальная температура воздуха увеличилась на $0,6 \pm 0,2$ °C, при этом наибольшие изменения среднегодовой температуры происходят в Арктике (пояс $87,5$ - $72,5$ ° с.ш.), а наименьшие – в тропической зоне. Несомненно, эти изменения сказываются и на средних метеорологических характеристиках отдельных климатических поясов, однако, так как величина этих изменений на порядок меньше различий метеохарактеристик между поясами, на настоящий момент их можно не учитывать. Кроме того, на сегодняшний день не существует исследований, однозначно подтверждающих изменения границ климатических поясов, связанных с наблюдающимся потеплением климата.

Глава 1

Экваториальный пояс

В экваториальном поясе экваториальный воздух формируется из тропического, который выносится к экватору пассатами Северного и Южного полушарий. Образование его происходит в тех приэкваториальных областях пониженного давления, где в течение всего года преобладают слабые ветры переменного направления, способствующие длительному пребыванию воздушных масс в однородных термических условиях и тем самым облегчающие трансформацию воздуха. Поэтому экваториальный пояс не образует сплошной полосы, опоясывающей весь земной шар, а выражен только в трех областях. Наибольшую протяженность имеет область, расположенная на востоке Индийского океана и западе Тихого океана и ограниченная 55° в.ш. и 170° з.д. Вторая область охватывает западную половину экваториального района Африки, а также Гвинейский залив. Третья область занимает приэкваториальные районы южноамериканского материка и распространяется на прилегающую к ним с запада часть Тихого океана.

Во всех этих областях, как зимой, так и летом преобладают массы экваториального воздуха, свойства которых и определяют экваториальный тип климата.

В экваториальном поясе выделяются континентальный и океанический типы климата. По сравнению с более высокими широтами в экваториальном климате материковый тип мало отличается от океанического.

1.1. Континентальный экваториальный климат

Процесс формирования экваториального воздуха происходит в условиях исключительно равномерного прихода солнечной радиации в течение года, что связано с мало меняющейся высотой Солнца и продолжительностью дня. Как видно из рис. 1 (*Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Бознде. $0^\circ 13' \text{ ю.ш.}, 20^\circ 51' \text{ в.д.}$*) в годовом ходе возможной (при ясном небе) суммарной солнечной радиации отмечается незначительный весенне-осенний максимум, связанный с увеличением высоты Солнца в эти сезоны.

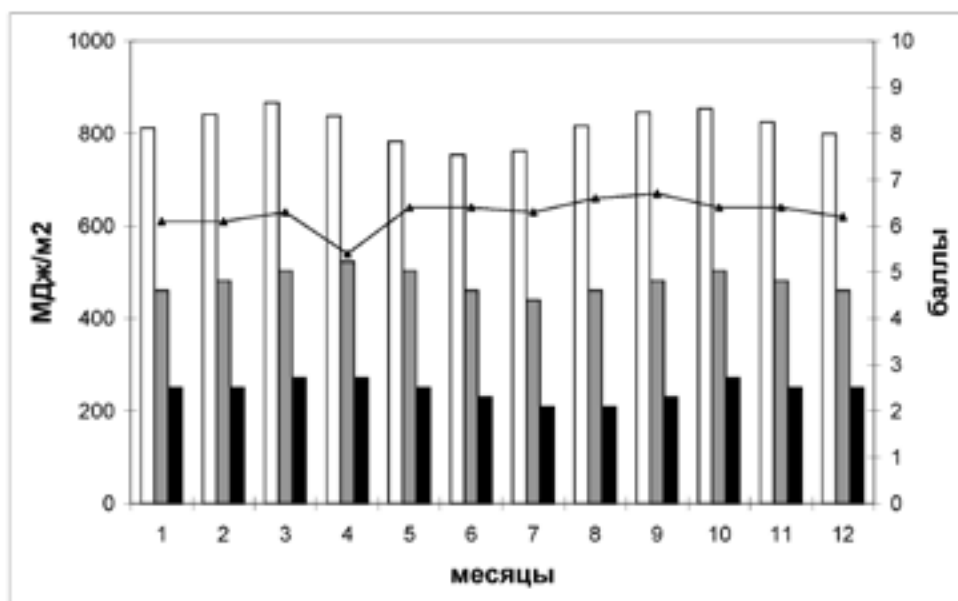


Рис. 1. Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Бознде. $0^\circ 13' \text{ ю.ш.}, 20^\circ 51' \text{ в.д.}$

Преобладающая в экваториальных областях мощная кучевая облачность сокращает в среднем за год на 40-45% поступление суммарной солнечной радиации на земную поверхность. Однако при малой отражательной способности поверхности тропических лесов, а также при небольшой величине эффективного излучения в условиях большой облачности и влажности, радиационный баланс на материках в целом за год составляет 50-60% от суммарной радиации и достигает наибольших значений для земного шара $3-3,5 \times 10^3$ МДж/м².

Обилие радиационного тепла и избыточное увлажнение определяют основные свойства экваториального воздуха: неустойчивую стратификацию и высокие тепло- и влагосодержание во всей его толще. Вертикальный градиент температуры в экваториальной тропосфере близок к влажноадиабатическому, что обеспечивает интенсивное развитие конвективных процессов.

Равномерный годовой ход радиационного баланса обуславливает отсутствие сезонности в режиме температуры воздуха. Температура и влажность приземного слоя экваториального воздуха, как на суше, так и на океане в течение всего года остаются почти неизменными (рис. 2. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Боэнде. 0°13' ю.ш., 20°51' в.д.*). Годовая амплитуда температуры воздуха очень мала и составляет не более 45 °С. Суточная амплитуда больше годовой и может превышать 10 °С, что является одним из важных свойств экваториального климата.

Средние суточные температуры в континентальных областях сравнительно невелики и составляют 24-28 °С, а максимальные редко превышают 35 °С, что связано с большими затратами радиационного тепла на испарение (80-90%) в условиях сильно увлажненной поверхности. Турбулентный поток тепла во все месяцы года характеризуется небольшими величинами (рис. 3. *Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Сан-Габриэл. 0°08' ю.ш., 67°05' з.д.*).

Осадки обильны, имеют ливневой характер и сопровождаются грозами. Они выпадают в основном вследствие внутримассовых конвективных процессов, усиливающихся вблизи внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). В среднем за год их количество составляет от 1500 до 3000 мм. Усиление конвекции на склонах гор обуславливает увеличение количества осадков до 6000 мм за год и более. На западных склонах Анд выпадает до 8000 мм. В Дебундже, у

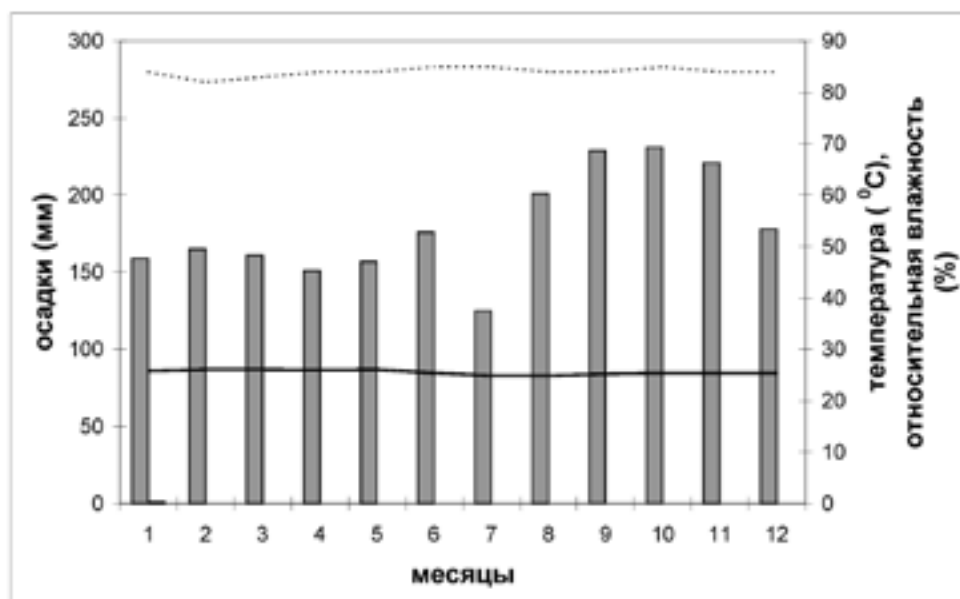


Рис. 2. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Боэнде. 0°13' ю.ш., 20°51' в.д.

Таблица 1.

Осадки в экваториальном климате. Куала-Лумпур. 3°7' с.ш., 101°42' в.д.

| Характеристики | Месяцы | | | | | | | | | | | | Год |
|----------------|--------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | |
| Осадки, мм | 181 | 200 | 272 | 298 | 204 | 126 | 87 | 151 | 192 | 268 | 288 | 209 | 2476 |

подножия горы Камерун, в среднем выпадает 9655 мм, а в отдельные годы количество осадков может достигать 14000 мм.

Вблизи экватора отмечается увеличение осадков весной и осенью, когда Солнце бывает в зените и усиливается конвекция. Кроме того, на характер годового хода и интенсивность осадков оказывает влияние и сезонная миграция ВЗК. Так, в районе Куала-Лумпур (п-ов Малакка) летний минимум в годовом ходе осадков связан со смещением ВЗК в это время в более высокие широты (табл. 1).

В связи с господством в течение года экваториального воздуха сухой сезон отсутствует. Однако в приграничных районах экваториальных областей зимой соответствующего полушария из-за смещения к экватору областей субтропического антициклогенеза отмечается уменьшение мощности экваториального воздуха, что приводит к уменьшению месячных сумм осадков до 40-50 мм. Это наиболее характерно для экваториальной Африки.

Общий характер климатических условий в экваториальных областях Южной Америки и Африки сходен. Времена года в обычном понимании этого слова здесь отсутствуют. Во все месяцы преобладает тихая, жаркая, душно-влажная погода с ливнями, выпадающими чаще всего во вторую половину дня. Состояние затишья прерывается временами отдельными бурями с сильными грозами.

Экваториальная область Азии, испытывающая значительное влияние океана, характеризуется весьма малой годовой амплитудой температуры, значительным количеством осадков в течение всего года и частыми грозами. На низменностях Суматры число дней с грозой за год достигает 190.

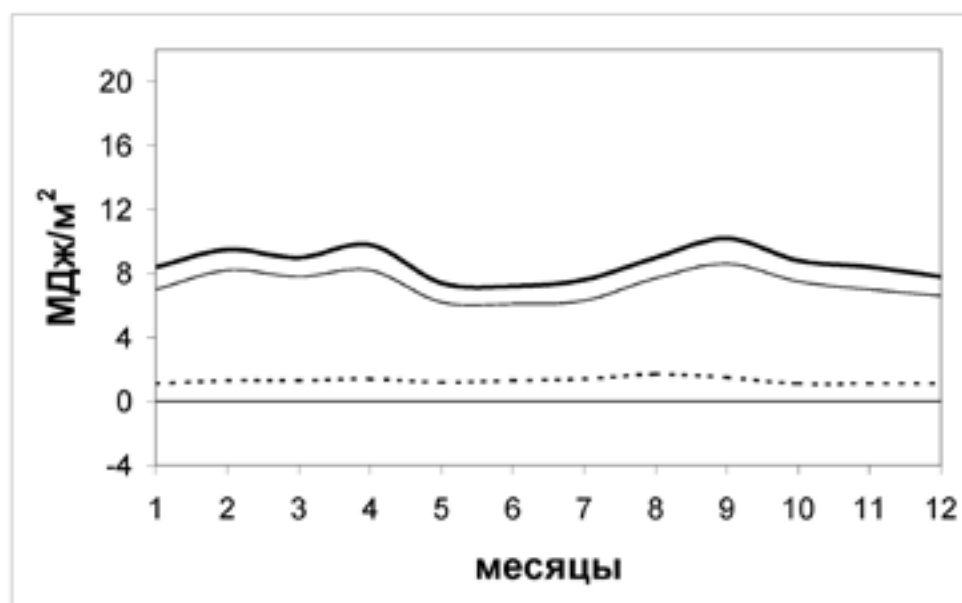


Рис. 3. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Сан-Габриэл. 0°08' ю.ш., 67°05' з.д.

Удивительное однообразие в режиме погоды проявляется на Тихоокеанском побережье Южной Америки. Климат этого района является результатом взаимодействия юго-западного потока экваториального воздуха с горной системой Анд. Осадки здесь бывают практически ежедневно, и их месячное количество составляет чаще всего 500-600 мм. За год выпадает до 7000 мм. При средней суточной температуре воздуха 27-28 °С и высокой влажности, которая даже в середине дня не опускается ниже 70%, создается состояние духоты и днем, и ночью (рис. 4. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Андагоя (Колумбия). 5°05' с.ш., 76°43' з.д.*).

Характерный для экваториального климата режим метеорологических элементов сохраняется и на высокогорьях. При этом температура воздуха с высотой понижается, несколько уменьшается и количество осадков в связи с уменьшением влагосодержания воздуха.

В экваториальном климате осадки значительно превышают возможное испарение (испаряемость). Сумма активных температур достигает 9000 °С и более, а гидротермический коэффициент Селянинова (ГТК), который является характеристикой влагообеспеченности территории, составляет в течение года не менее 2, что свидетельствует об избыточном увлажнении. ($ГТК = 10R/\Sigma T$, где R – сумма осадков в миллиметрах за период с температурой выше 10 °С, а ΣT – сумма температур в градусах Цельсия за то же время.) Обилие тепла и влаги на суше создают исключительно благоприятную среду для пышного произрастания тропической растительности.

1.2. Океанический экваториальный климат

В этом климате радиационный баланс поверхности океанов несколько больше, чем на суше и в сумме за год составляет $4-5 \times 10^3$ МДж/м². Большая часть радиационного тепла расходуется на испарение, остальное идет на нагревание холодных поверхностных вод океана, формирующихся под воздействием морских течений и экваториального апвеллинга (подъема вод с глубины).

Из рис. 5 (*Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Тихий океан. 0° ю.ш., 140° в.д.*) видно, что в экваториальной области Тихого океана радиационный баланс сравнительно мало меняется в течение года. Затраты тепла на испарение составляют значи-

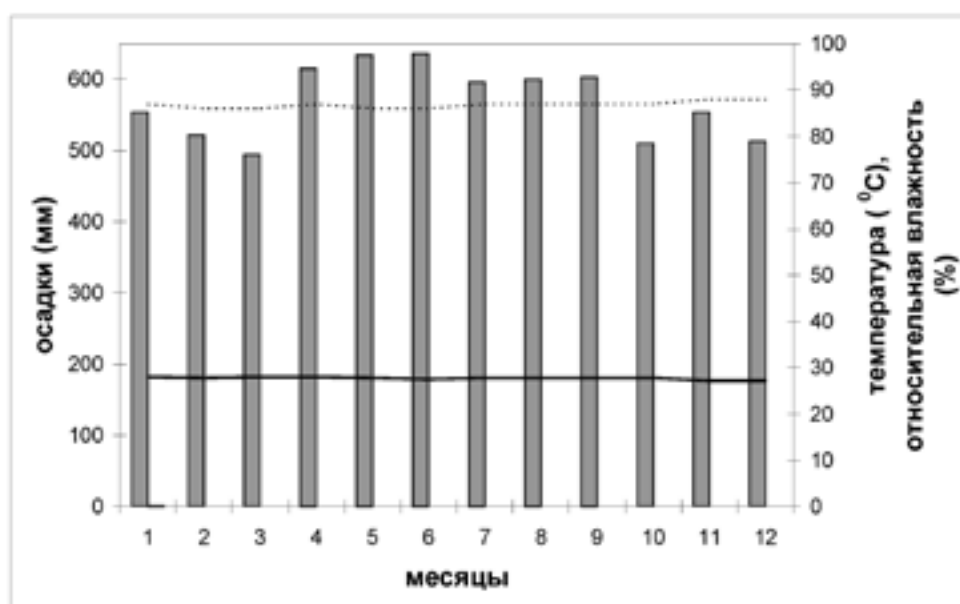


Рис. 4. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Андагоя (Колумбия). 5°05' с.ш., 76°43' з.д.

тельную часть радиационного баланса, а турбулентный поток тепла небольшой по абсолютной величине в течение всего года и направлен от поверхности океана к атмосфере. Поток тепла от подстилающей поверхности к нижележащим слоям океана достигает наибольших значений весной и осенью, когда приход тепла от радиационного баланса заметно превышает расход тепла на испарение и турбулентную теплоотдачу.

Этот тип климата мало отличается от континентального. Над океанами еще меньше годовая амплитуда температуры и несколько более сильные ветры, чем над континентом.

В Индийском океане и на западе Тихого океана в связи с отсутствием холодных течений в экваториальных областях отмечается наиболее высокая температура воздуха: от 27,5 до 29 °С. Экваториальные области Атлантики и востока Тихого океана являются менее теплыми. В этих частях океанов ВЗК весь год лежит в Северном полушарии. Это приводит к тому, что запасы экваториального воздуха здесь пополняются относительно холодными пассатами Южного полушария, проходящими предварительно над холодными Бенгуэльским и Перуанским течениями. В Гвинейском заливе июльские температуры воздуха в связи с усилением пассата в это время года составляют всего 24 °С. К январю температура воздуха возрастает до 26-27 °С.

В отличие от материков над океанами чаще наблюдаются ночные дожди и грозы. Этому способствует тот факт, что ночью над океанами температура водной поверхности выше, чем температура приземного слоя воздуха. Помимо этого, в ночные часы сильно насыщенные влагой верхние слои воздуха активно излучают тепло и за счет этого охлаждаются. Поэтому ночью над океаном возрастает вертикальная неустойчивость атмосферы и усиливается конвекция. Наибольшее количество осадков выпадает в летне-осенний период, когда из-за усиления пассата увеличивается разность температуры поверхности океана и воздуха. Повторяемость выпадения осадков составляет от 20 до 30% (повторяемость выпадения осадков представляет собой процент дней с осадками от общего количества наблюдений). Всего за год выпадает от 1600 до 3500 мм осадков.

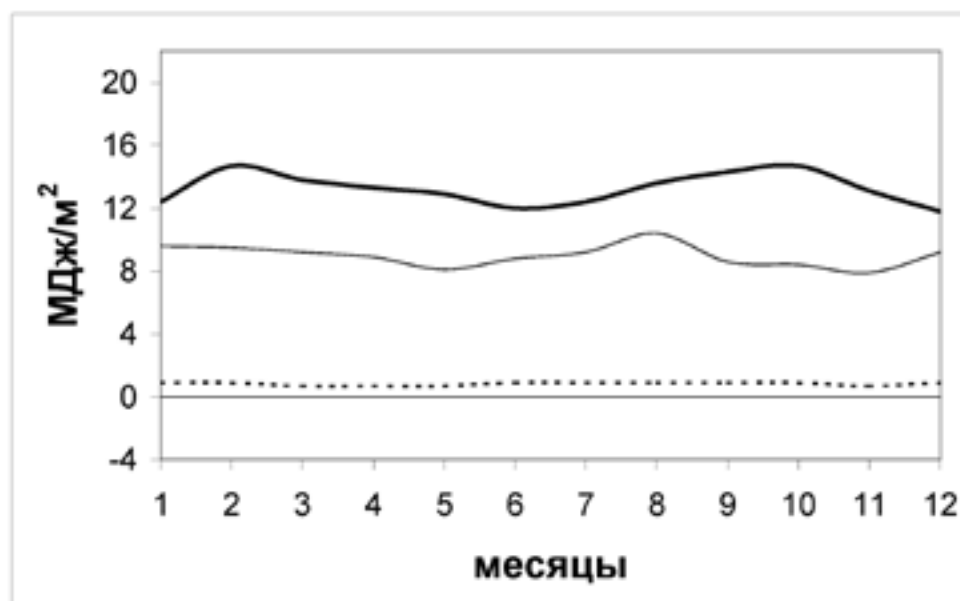


Рис. 5 Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Тихий океан. 0° ю.ш., 140° в.д.

Глава 2

Субэкваториальный пояс

В субэкваториальном поясе (пояс экваториальных муссонов) климат формируется под воздействием сезонного смещения ВЗК, характеризуется сезонной сменой преобладающих воздушных течений и сменой от зимы лету тропического воздуха на экваториальный.

Летом соответствующего полушария экваториальный муссон распространяется в направлении тропика. Этому способствует формирование летом над прогретыми континентами барических депрессий термического происхождения. При этом у западных берегов материков экваториальный муссон имеет западную слагающую, у восточных – восточную. На океанах вдали от материков экваториальные муссоны имеют восточную слагающую и отличаются от пассатов неустойчивой вертикальной стратификацией.

Зимой соответствующего полушария формирование на материках в тропическом поясе областей повышенного давления определяет перенос тропического воздуха в направлении от тропика к экватору.

Субэкваториальный пояс располагается к югу и северу от экватора. Особенно далеко на север он простирается над юго-востоком Азии, где приэкваториальная область пониженного давления смещается в июле далеко к северу. Это связано с термическим влиянием континента, усиленного широтной ориентацией горных хребтов.

В субэкваториальном поясе, в отличие от экваториального, более резко выражены различия в климате материков и океанов, т.к. преобладающий зимой над океанами морской тропический воздух по температуре и влажности существенно отличается от континентального тропического воздуха, господствующего в это время года над материками.

2.1. Континентальный субэкваториальный климат

Радиационные условия формирования континентального субэкваториального климата в течение года мало отличаются от условий в экваториальном климате. Возможная солнечная радиация сохраняет большие месячные значения, но максимум в годовом ходе смещается на лето, что связано с изменением годового хода высоты Солнца при увеличении широты. Однако смена зимнего и летнего воздушных течений в поясе муссонов обуславливает своеобразие сезонных изменений фактической суммарной солнечной радиации и радиационного баланса подстилающей поверхности. Приток фактической солнечной радиации не находится здесь в строгом соответствии с высотой Солнца (рис. 6. *Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Бомбей. 18°51' с.ш., 72°49' в.д.*). Летом облачность сокращает на 40-45% поступление солнечной радиации. Поэтому зимой при преобладании ясного неба месячные величины суммарной солнечной радиации и радиационного баланса, несмотря на относительно низкое положение Солнца для данной широты, часто оказываются не меньше, чем летом. Максимальные суммы фактической солнечной радиации и радиационного баланса обычно приходятся на периоды смены сезонных потоков при относительно высоком положении Солнца и незначительной облачности.

Из рис. 7 (*Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Бомбей. 18°51' с.ш., 72°49' в.д.*) видно, что в целом радиационный баланс сохраняет большие значения в течение всего года. Весной нарастающее тепло радиационного баланса расходуется в основном на турбулентный обмен с атмосферой. Затраты тепла на испарение возрастают с началом муссонных дождей, а к зиме по мере высыхания почвы быстро убывают. Резкое изменение от

сезона к сезону соотношения в затратах тепла на испарение и турбулентный обмен с атмосферой обуславливает своеобразный режим температуры воздуха (рис. 8. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Бомбей. 18°51' с.ш., 72°49' в.д.*). Основной максимум в годовом ходе температуры воздуха наблюдается весной, когда нарастающее тепло радиационного баланса при отсутствии влаги в почве расходуется в основном на турбулентный обмен с атмосферой. Вторичный максимум бывает в осенние месяцы, когда, по сравнению с летом, из-за уменьшения облачности отмечается увеличение радиационного баланса. Основной минимум температуры наблюдается зимой, а второй летом, последний связан с летним уменьшением радиационного баланса при значительной облачности, а также с большими затратами тепла на испарение.

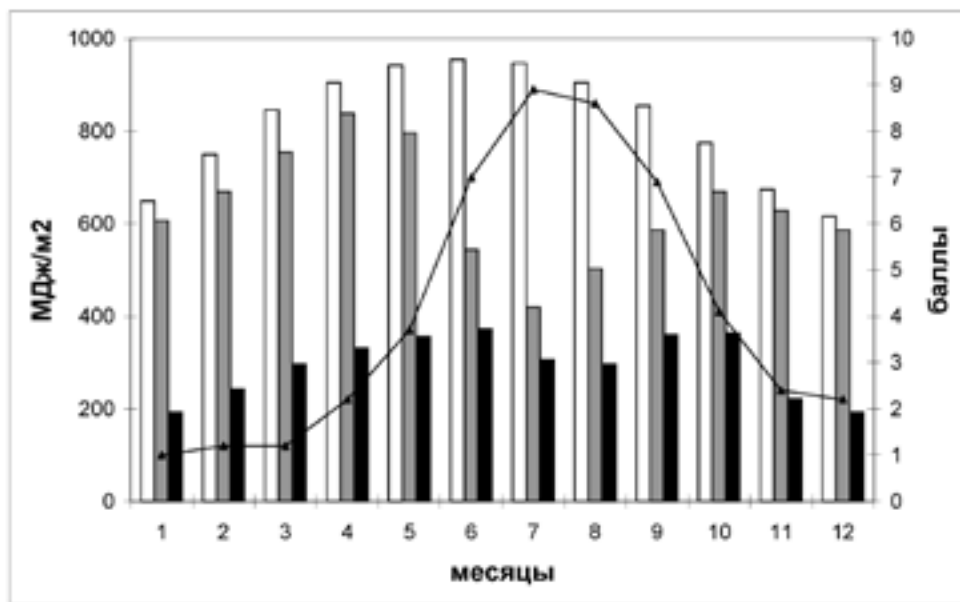


Рис. 6. Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Бомбей. 18°51' с.ш., 72°49' в.д.

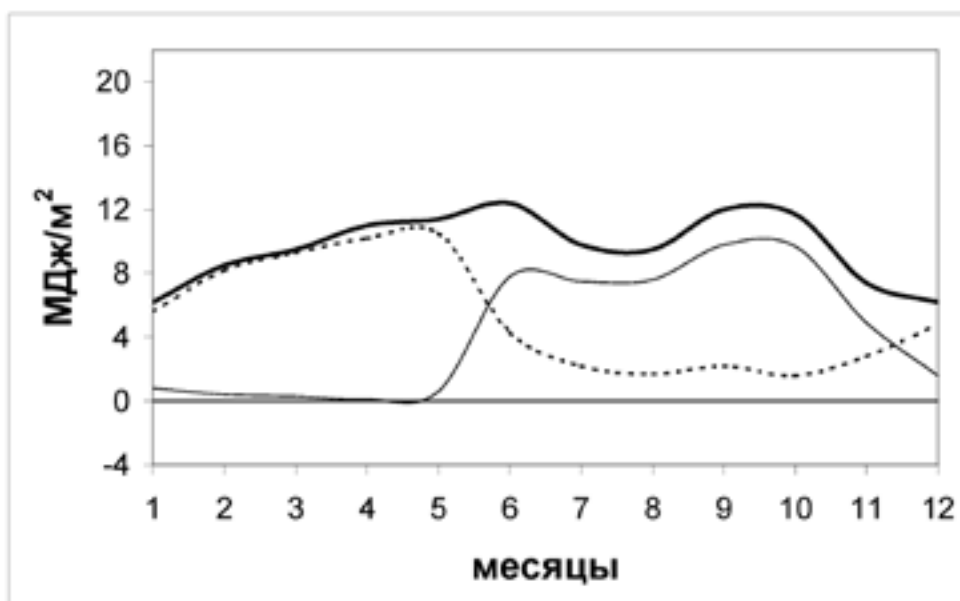


Рис. 7. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Бомбей. 18°51' с.ш., 72°49' в.д.

Суточная амплитуда температуры воздуха в зимний период составляет 10-15 °С. В весенние месяцы, когда дневная температура превышает 35-40 °С, суточная амплитуда достигает 18-20 °С, в период дождей суточная амплитуда не превышает 10-12 °С.

Примечательной чертой континентального субэкваториального климата является режим увлажнения: нигде в тропиках не существует более разительного климатического контраста, чем между сезонными периодами дождя и засухи (рис. 8). Этот природный ритм управляет не только жизнью природы, но и хозяйственной деятельностью человека.

Муссонный климат с учетом условий осадкообразования как бы составлен их двух самостоятельных климатических режимов. Зимний муссон на западных берегах и внутри континентов представляет собой поток сухого тропического воздуха, поэтому условия для развития облачности и выпадения осадков оказываются крайне неблагоприятными.

Наступление летнего муссона, связанного с распространением экваториального воздуха в направлении тропика, часто носит взрывной характер. Из надвигающегося вала мощных кучевых облаков с молнией и громом на жаждущую влаги землю обрушивается сильнейший дождь. Осадки выпадают главным образом из влаги экваториального происхождения и имеют обычный для экваториальных областей характер конвективных ливней. Однако при достаточном удалении от экватора возможно развитие циклонической деятельности, фронтальной облачности и осадков. Наиболее выражен экваториальный муссон в юго-восточной Азии, где он усиливается рельефом.

За период летнего муссона выпадает до 80% и более годовой суммы осадков, и создаются условия достаточного или избыточного увлажнения. На равнинах с удалением от экватора мощность экваториального муссона уменьшается, короче становится дождливый сезон, количество осадков уменьшается от 1000-1500 мм до 300-400 мм. На плоскогорье Декан (Индия) продолжительность сезона дождей с юга на север уменьшается от 8 месяцев в Травандраме до 4 месяцев в Дели.

В горных странах рассмотренные закономерности в годовом ходе осадков сохраняются и усиливаются. В районах, где горные хребты ориентированы практически перпендикулярно к преобладающему направлению движения экваториального воздуха, создаются резкие контрасты в пространственном распределении осадков. Подветренные склоны остаются как бы «в тени», а

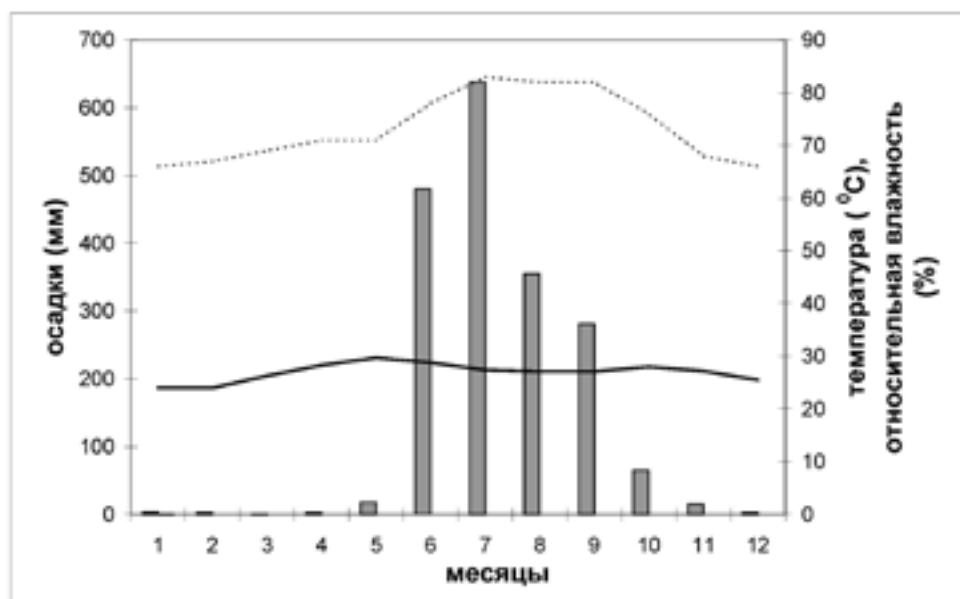


Рис. 8. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Бомбей. 18°51' с.ш., 72°49' в.д.

Таблица 2.

Осадки в субэкваториальном климате. Туматумари (Гайана). 5°20' с.ш., 59°00' з.д.

| Характеристики | Месяцы | | | | | | | | | | | | Год |
|----------------|--------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | |
| Осадки, мм | 224 | 176 | 210 | 371 | 404 | 327 | 216 | 89 | 113 | 150 | 288 | 260 | 2896 |

наветренные получают громадные суммы осадков, достигающие предельного для Земли количества. В Черрапунджи, на южном склоне Гималайских гор, на высоте 1013 м, в среднем за год выпадает 11000 мм осадков. В отдельные годы при интенсивном развитии муссона может выпасть до 20000 мм за год. Существенное влияние рельефа на осадки прослеживается и на других континентах, где годовое количество осадков может достигать 6000 мм.

В субэкваториальном климате при четко выраженных сухом и влажном сезонах большое влияние на хозяйственную деятельность оказывают изменения сроков начала и окончания муссона, а также устойчивость летнего влажного муссона. Статистические данные показывают, что в целом для территории Индии, например, каждый седьмой год является засушливым, что связано или с поздним началом экваториального муссона, или с длительными (порядка 35 недель) перебоями муссона.

В этом климате сезонность в режиме воздушных течений определяет и существенные различия в общем состоянии погоды в течение года. Зимой при господстве тропического воздуха устанавливается умеренно-теплая погода, при которой дневные максимумы температуры воздуха не превышают 25 °С при средней относительной влажности воздуха, слабом ветре и редких осадках. На равнинах Индии этот период считается лучшим временем года для работы вне дома. Это период ярмарок, паломничества, религиозных праздников.

Весной и в начале лета, перед началом летнего муссона, когда Солнце достигает зенита и нещадно палит, устанавливается сухая, жаркая погода, при которой суточные максимумы температуры воздуха часто превышают 40 °С, минимумы составляют около 25 °С. Относительная влажность может падать при этом до 15%. Дует горячий ветер. От сухости пересыхают реки, земля растрескивается, атмосфера насыщается пылью. Природа замирает в ожидании дождей. Такая погода может сохраняться длительное время при запаздывании экваториального муссона, что особенно опасно для сельского хозяйства.

С приходом экваториального муссона устанавливается жаркая и влажная погода. Значительная облачность приводит к тому, что приток суммарной радиации летом уменьшается и достигает зимнего уровня. На наветренных склонах гор небо почти всегда закрыто облаками. В Рангуне, например, продолжительность солнечного сияния в июле составляет не более 2 часов в день.

Хотя суточные максимумы температуры воздуха ниже весенних, но относительная влажность при этом более 80%, что при слабом ветре создает состояние духоты.

В отдельных районах субэкваториального пояса отсутствуют сезонные различия в режиме ветра и осадков, что связано с особенностями атмосферной циркуляции и географического положения этих территорий. На северо-восточном побережье Южной Америки, где зимним муссоном является теплый и влажный северо-восточный атлантический пассат, месячное количество осадков в это время года составляет 200 мм. Отсутствие сухого сезона и значительное годовое количество осадков (1600-2400 мм) способствуют развитию здесь постоянно влажных лесов (табл. 2).

Продолжительный дождливый сезон и небольшие зимние осадки до 50 мм в месяц отмечаются на восточном побережье Индокитая, где зимний северо-восточный пассат также достаточно влажный.

В субэкваториальном климате на западном побережье Южной Америки слабо выражена сезонность в режиме ветра: в течение года преобладают ветры с южной составляющей. Это связано с тем, что ВЗК на востоке Тихого океана всегда находится в Северном полушарии и пассат, дующий по экваториальной периферии южно-тихоокеанского максимума, распространяется здесь до экватора и далее в Северное полушарие и является источником экваториального воздуха. Кроме того, преобладанию ветров южных направлений способствует горная система Анд, препятствующая свободному растеканию воздуха.

В субэкваториальном континентальном климате велики запасы тепла: сумма активных температур составляет 9000-10000 °С. Условия влагообеспеченности характеризуются значительными пространственными различиями. На большей части территории этого пояса сухо большую часть года (ГТК не более 0,5) при избыточном или достаточном увлажнении в течение 25 месяцев, когда ГТК увеличивается до 1,5. На большей части Индокитая, юго-западе Индостана, в отдельных районах Африки и Южной Америки формируется избыточное увлажнение в течение большей части года при наличии 25 сухих или засушливых месяцев.

Неоднородные условия влагообеспечения создают пестроту ландшафтов. Приморские низменности и наветренные склоны гор с осадками до 2000 мм покрыты влажно-тропическими лесами, напоминающими экваториальные. В районах с осадками 800-2000 мм при наличии сухого периода продолжительностью от 4 до 9 месяцев формируются сезонно-влажные листопадные леса. По мере увеличения засушливости лесные ландшафты сменяются обширными площадями тропических редколесий и саванн.

2.2. Океанический субэкваториальный климат

Океанический субэкваториальный климат также характеризуется сезонной сменой преобладающих воздушных масс. Однако он отличается от континентального субэкваториального климата, так как преобладающий зимой над океанами морской тропический воздух по температуре и влажности значительно отличается от континентального тропического воздуха.

Зимой при уменьшении облачности доля фактической суммарной солнечной радиации составляет 80-85% от возможной (рис. 9. *Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Порт Блэр. 11°40' с.ш., 92°43' в.д.*).

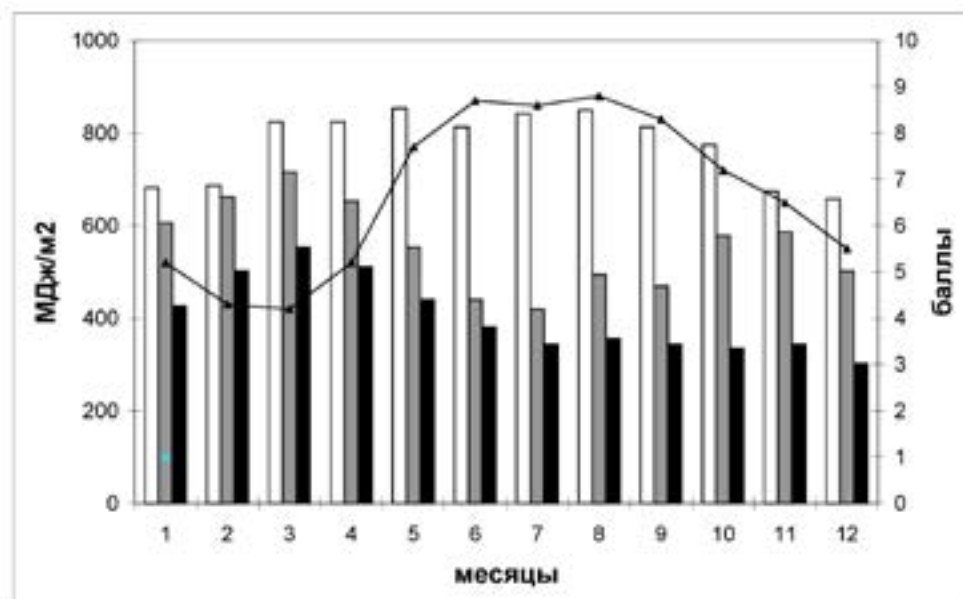


Рис. 9. Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Порт Блэр. 11°40' с.ш., 92°43' в.д.

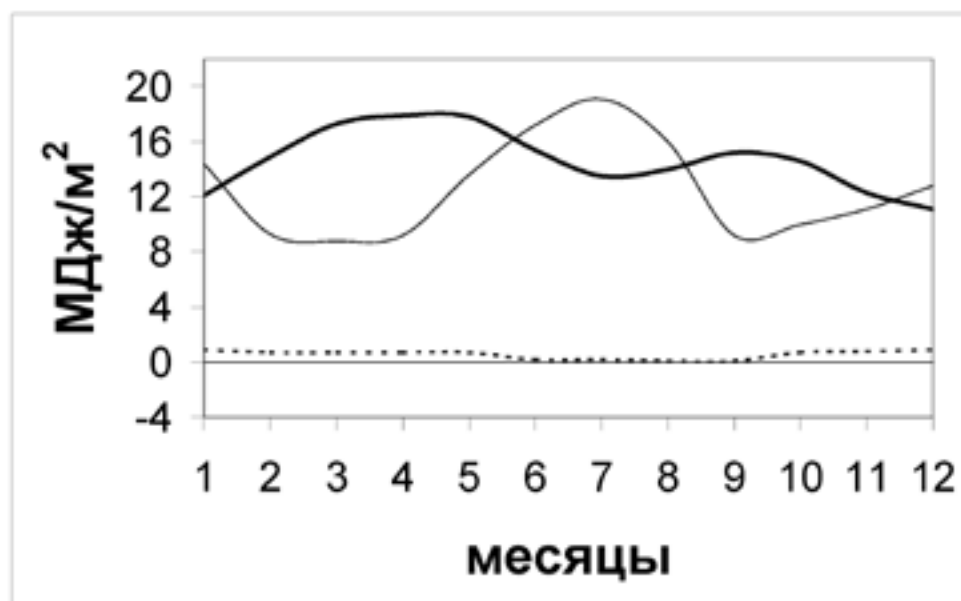
Как и на материках, увеличение облачности летом уменьшает фактическую суммарную радиацию и радиационный баланс. В целом за год радиационный баланс достигает 70% от суммарной солнечной радиации и равен примерно 5×10^3 МДж/м².

На рис. 10 (*Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Индийский океан. 15° с.ш., 70° в.д.*) представлен годовой ход составляющих теплового баланса в районе Аравийского моря. Турбулентная теплоотдача в течение всего года при малой разности температуры воды и воздуха незначительна. Затраты тепла на испарение в этом районе возрастают зимой и летом. Зимний максимум испарения объясняется адвекцией сухих континентальных воздушных масс, увеличивающих дефицит влажности. Летний максимум связан с увеличением скорости ветра в период действия экваториального муссона. Весной и осенью, когда уменьшаются затраты тепла на испарение, большое количество тепла передается от поверхности океана к более глубоким слоям.

Для этого климата характерны незначительные годовые и суточные амплитуды температуры воздуха (23 °С). Средняя месячная температура воздуха составляет 25-27 °С.

В годовом ходе осадков прослеживается та же тенденция, что и на материках. В зимние месяцы вероятность осадков меньше, чем в летние. Контрастность в режиме осадков в наибольшей степени выражена в Аравийском море, Бенгальском заливе и у северо-западного побережья Австралии. В этих районах над поверхностными водами океанов зимой в потоках с материков распространяется континентальный тропический воздух. Причем, в последние месяцы действия зимнего муссона в связи с растущим к весне прогреванием континентов температура тропического воздуха над океаном в этих районах оказывается наибольшей в году и достигает 29 °С (рис. 11. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Порт Блэр. 11°40' с.ш., 92°43' в.д.*). Весенний период характеризуется также значительным усилением выноса пыли с континента на океан.

Крайне бедна осадками и северо-восточная часть субэкваториального пояса в Атлантическом океане, где в это время года преобладающей воздушной массой становится устойчиво стратифицированный морской тропический воздух, оттекающий по восточной периферии Азорского антициклона. Повторяемость выпадения зимних осадков здесь 15%.



Нис. 10 Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Индийский океан. 15° с.ш., 70° в.д.

Велико влияние азиатского континента на зимний метеорологический режим северо-западной части субэкваториального пояса Тихого океана. Зимой здесь преобладает устойчиво стратифицированный континентальный тропический воздух, образованный из холодного континентального умеренного воздуха, распространяющегося с материка. С этим связаны низкие для данных широт океана средние температуры воздуха (13-14 °С) и небольшая повторяемость выпадения осадков (5-10%).

В центральных частях океанов, удаленных от влияния потоков с континентов, зимой, как правило, господствует неустойчиво стратифицированный морской тропический воздух, близкий по своим свойствам к экваториальному воздуху. Поэтому переход от лета к зиме проявляется лишь в изменении скорости ветра, возрастающей в среднем от 3-4 м/с летом до 5-7 м/с зимой.

Годовой ход осадков выражен слабо: повторяемость выпадения осадков уменьшается от 20-30% летом до 15-20% зимой. Однако характер зимних осадков существенно отличается от летних. Летом в связи с приближением ВЗК чаще наблюдаются длительные фронтальные осадки, а зимой преобладают ливневые дожди. Годовое количество осадков на востоке океанов до 1000 мм, в центре и на западе 2000-3000 мм, на северо-западе Аравийского моря 500 мм.

В субэкваториальном климате часто зарождаются тропические циклоны, с которыми связаны ветры ураганной силы и значительные осадки. В большей степени их влиянию подвержены Юго-восточная Азия и Центральная Америка.

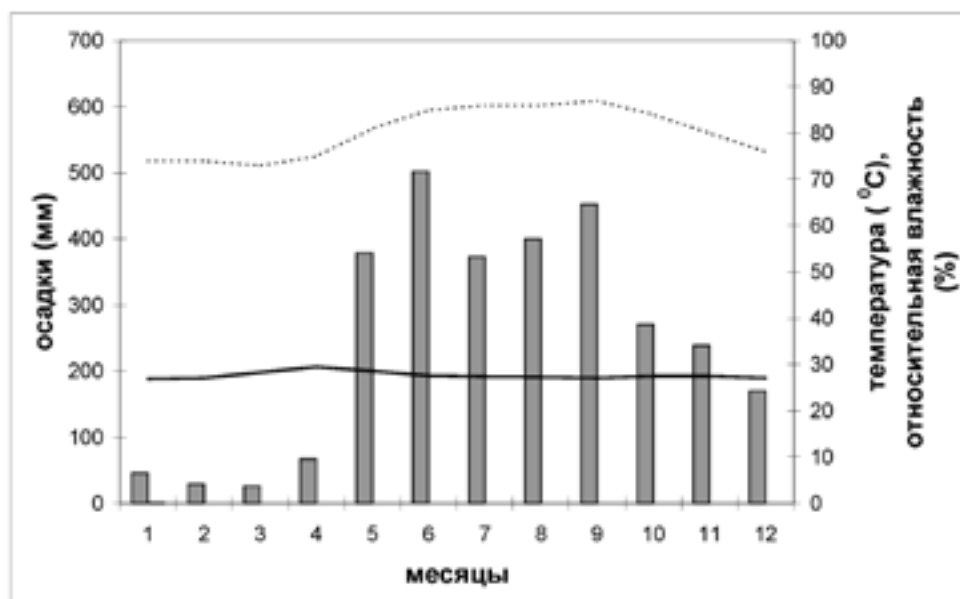


Рис. 11. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Порт-Блэр. 11°40' с.ш., 92°43' в.д.

Глава 3

Тропический пояс

Облачность в тропическом поясе значительно меньше, чем в экваториальном. Это объясняется небольшим испарением на материках и, следовательно, меньшим влагосодержанием тропических континентальных воздушных масс. Над океанами величина испарения достаточно велика, однако в области повышенного атмосферного давления, которая формируется над океанами в тропиках, на высотах 1,5-2 км образуется пассатная инверсия, которая препятствует развитию конвекции выше уровня инверсии. Вследствие этого облака образуются, но не достигают значительного развития, как в экваториальном поясе. Суммарная солнечная радиация на материках достигает предельных для земного шара величин ($8-9 \times 10^3$ МДж/м² в год). Однако годовая величина радиационного баланса в связи с увеличением эффективного излучения в сухом воздухе и большого отражения от поверхности песка в пустынях составляет лишь 30% от поступающей солнечной радиации (рис. 12. *Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Гат. 24°58' с.ш., 10°10' в.д.*). Радиационный баланс земной поверхности равен всего $2,5 \times 10^3$ МДж/м².

На океанах из-за облачности суммарная солнечная радиация сокращена примерно на 20% по сравнению с континентами и составляет за год $6,5-7,5 \times 10^3$ МДж/м². Годовая величина радиационного баланса достигает $4-5 \times 10^3$ МДж/м² и составляет 60-70% от поступающей радиации (рис. 13. *Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Сан-Минделу. 16°54' с.ш., 25°04' з.д.*). Радиационный баланс над океанами в тропиках увеличивается по сравнению с континентами за счет невысокого альбедо поверхности океанов, а также за счет большего влагосодержания морского тропического воздуха, сокращающего эффективное излучение.

В тропическом поясе определяющую роль в формировании климата играют радиационные процессы, особенно на континентах, где адвекция воздуха не играет существенной роли, т.к. воздушные массы, поступающие из более высоких широт, быстро прогреваются и иссушаются.

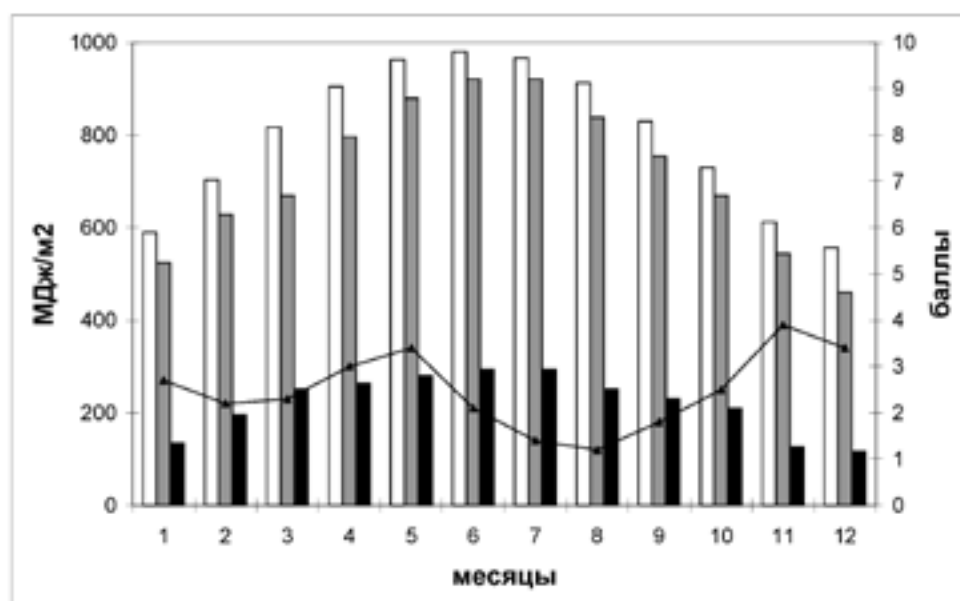


Рис. 12. Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Гат. 24°58' с.ш., 10°10' в.д.

3.1. Континентальный тропический климат

Континентальный тропический климат особенно хорошо выражен в тропических широтах Азии и Северной Африки. В Северной и Южной Америке и в Австралии области с континентальным типом климата малы по площади и континентальность в них выражена слабее. Формирование тропического воздуха происходит над материками в областях высокого давления зимой и в термических малоградиентных депрессиях летом.

Характерными особенностями континентального тропического климата являются: жаркое лето, значительная сухость воздуха, малая облачность, практически полное отсутствие дождей, большие суточные и годовые амплитуды температуры воздуха и почвы.

Как видно из рис. 14 (*Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Ассун. 24°03' с.ш., 32°55' в.д.*), при малых затратах тепла на испарение около 90% ра-

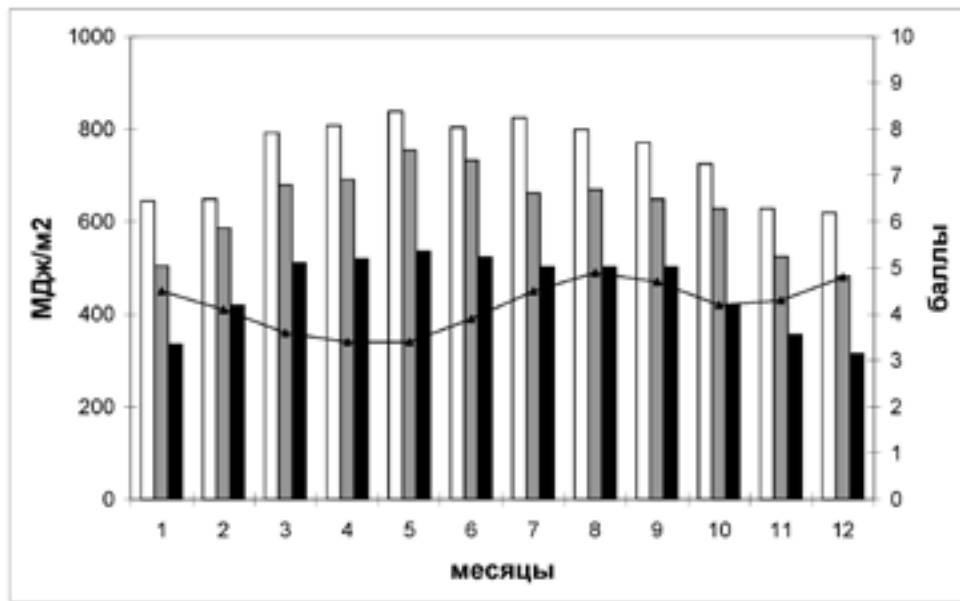


Рис. 13. Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Сан-Минделу. 16°54' с.ш., 25°04' з.д.

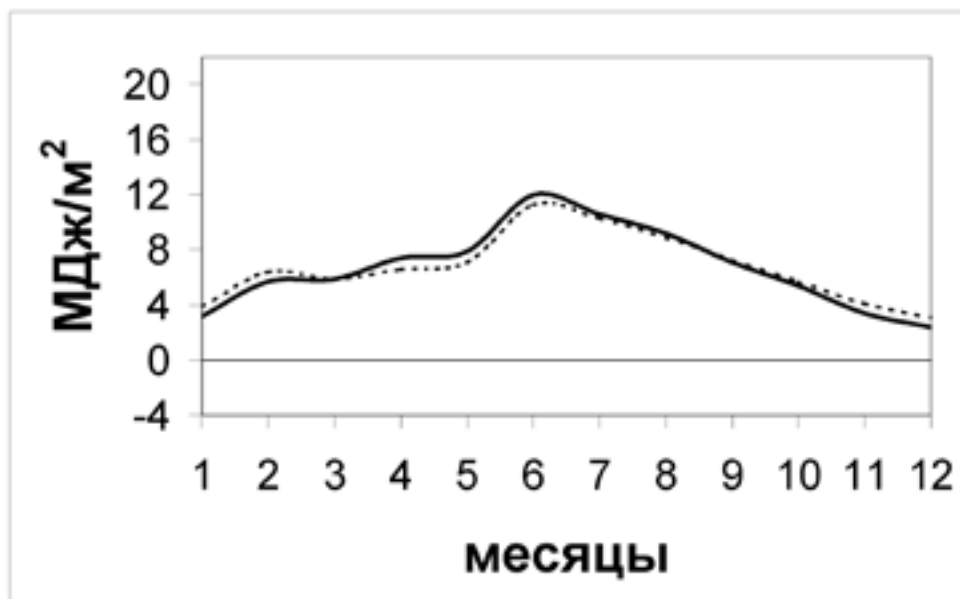


Рис. 14. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Ассун. 24°03' с.ш., 32°55' в.д.

диационного тепла отдается в атмосферу в процессе турбулентного теплообмена. Поэтому именно в этом климате температура воздуха летом достигает предельно высоких для земного шара значений (немного меньше 60 °С). Средние температуры воздуха в июле в Северном полушарии и в январе в Южном составляют в основном от 30 до 40 °С. При этом самая высокая средняя месячная температура наблюдается в центральных районах Северной Африки (рис. 15. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Гат. 24°58' с.ш., 10°10' в.д.*). На территории Австралии, Азии и Северной Америки средние месячные температуры составляют 34 °С, в Южной Африке – 30 °С, в Южной Америке – 28 °С.

Зимой средняя месячная температура воздуха изменяется от 12 до 20 °С. Нередко мощные волны холода, связанные с вторжением умеренного воздуха, прокатываются по тропическим широтам, сопровождаясь понижением температуры воздуха ниже нуля градусов и выпадением снега. Это наблюдается в Аравии, Северной Африке, пустыне Калахари, в Южной Америке и в Австралии.

В этом климате достаточно велики годовые амплитуды температуры воздуха. Они могут достигать порядка 20 °С. Однако суточные колебания температуры воздуха намного превышают годовые, что является отличительной особенностью тропического континентального климата. Летом они составляют 35-40 °С, что является максимальным значением для земного шара. При малой облачности особенно велики суточные амплитуды температуры поверхности песчаной почвы, которые достигают 80 °С.

Высокая температура поверхности почвы и воздуха сочетается с большой сухостью почвы и воздуха. Относительная влажность в летние месяцы в среднем составляет 30%, а зимой не превышает 50% (рис. 15). При пыльных бурях в Сахаре в течение нескольких дней относительная влажность может не подниматься выше 5%!

Из-за высокого положения уровня конденсации в сухом и жарком воздухе (летом он располагается на высоте около 5000 м) и удаленности от зон циклонической деятельности осадки в континентальном тропическом климате незначительны, а в отдельных районах выпадение осадков вообще редкое явление. Континентальные тропики Северной Африки

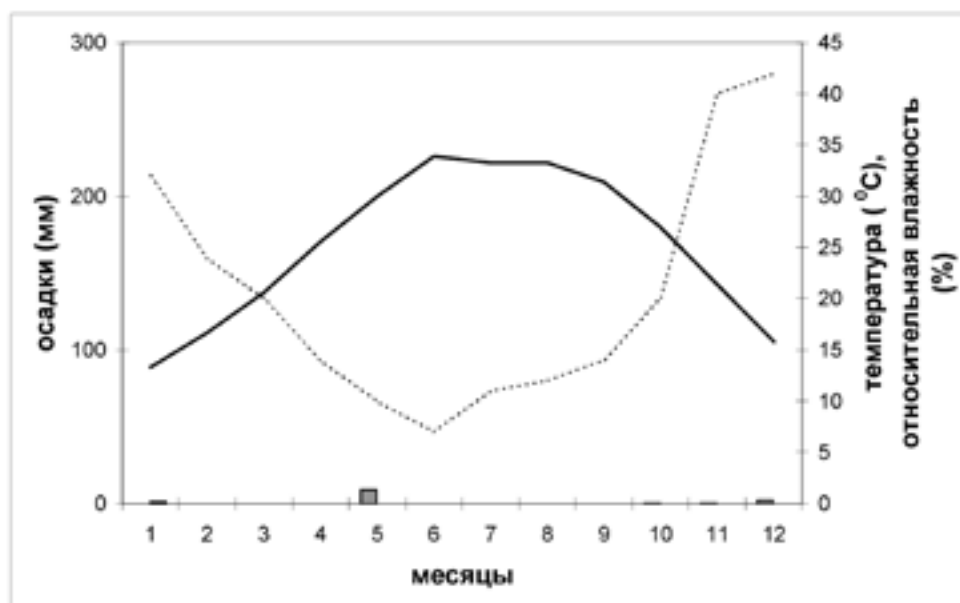


Рис. 15. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Гат. 24°58' с.ш., 10°10' в.д.

и Азии являются не только самыми жаркими, но и самыми засушливыми районами тропического пояса, где годовое количество осадков менее 100 мм. Дожди здесь выпадают от случая к случаю, имеют локальный характер и наблюдаются в виде отдельных кратковременных ливней.

На других материках в этом климате осадков выпадает больше. В австралийских пустынях годовое количество осадков превышает местами 300 мм, т.к. зимой глубоко во внутренние районы материка могут проникать полярно фронтальные циклоны, а летом – экваториальный муссон. В Южной Африке, в центральных и северных районах пустыни Калахари годовое количество осадков составляет 200-400 мм, и только на юге пустыни осадки убывают до 100-150 мм.

Континентальная тропическая область Северной Америки отличается от внутриконтинентальных пустынь Африки, Азии и Австралии сильно выраженным влиянием пассатного фронта. В летние месяцы пассатный фронт проходит над горными хребтами Мексиканского нагорья, разделяя северо-западные воздушные потоки с Тихого океана и юго-восточные с Атлантического океана. Его влияние выражается в увеличении облачности, осадках ливневого характера, сопровождающихся грозами. Годовое количество осадков в континентальной области Северной Америки изменяется с юга на север от 600 до 250-300 мм.

В Южной Америке на большей части территории с континентальным тропическим климатом выпадает не менее 500 мм осадков и лишь у восточных склонов Анд их количество уменьшается до 200 мм за год.

В континентальном тропическом климате велики запасы тепла: сумма активных температур составляет от 8000 до 10000 °С. Однако огромная разность между значительным возможным испарением и малым количеством выпадающих осадков приводит к образованию здесь обширных пустынных и полупустынных ландшафтов. Наибольшая сухость климата характерна для Северной Африки и Аравии, где на огромных пространствах формируются самые сухие пустыни земного шара. ГТК здесь в течение всего года менее 0,3.

В континентальных тропических областях других континентов есть районы, где в течение 24 месяцев в году ГТК приближается к 1,0, что говорит о формировании в этот короткий период условий достаточного увлажнения. Это приводит к развитию здесь полупустынных и степных ландшафтов.

Следствием крайнего перегревания нижнего слоя воздуха являются пыльные и песчаные бури, переносящие огромное количество песка и пыли и сопровождающиеся увеличением сухости воздуха. Чаше пыльные бури бывают весной и в начале лета, их повторяемость в Северной Африке и Аравии составляет до 78 дней в месяц.

Запыленный тропический воздух, попадая в систему циркуляции пассатов, распространяется на океаны, вызывая появление мглы на расстоянии несколько сот километров от побережья. Из северных районов Африки континентальный тропический воздух весной довольно часто выносится средиземноморскими циклонами на Западную и реже на Восточную Европу, вызывая значительное помутнение атмосферы.

3.2. Океанический тропический климат

Формирование тропического воздуха над океанами во все сезоны года происходит в обширных антициклонах субтропических поясов высокого давления. Ход составляющих теплового баланса различен в областях с разными условиями циркуляции атмосферы. На западной периферии океанических антициклонов, где пролегают теплые морские течения, радиационный баланс имеет ярко выраженный годовой ход и изменяется в соответствии с годовым

ходом суммарной солнечной радиации (рис. 16. *Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Атлантический океан. 25° с.ш., 75° з.д.*). Затраты тепла на испарение имеют годовой ход обратный ходу суммарной радиации с максимумом зимой и минимумом летом. Зимой, когда увеличивается разность температур между теплой поверхностью океана в районе теплого течения и приземным слоем воздуха, возрастает турбулентная теплоотдача в атмосферу. В это время года расход тепла на испарение и турбулентную теплоотдачу значительно превышает радиационный баланс. Это приводит к расходованию на поверхности значительного количества тепла, поступающего из более глубоких слоев океана, что является типичным для районов теплых океанических течений.

На восточной периферии антициклонов, над поверхностью холодных океанических течений, годовой ход составляющих теплового баланса выглядит иначе (рис. 17. *Годовой ход*

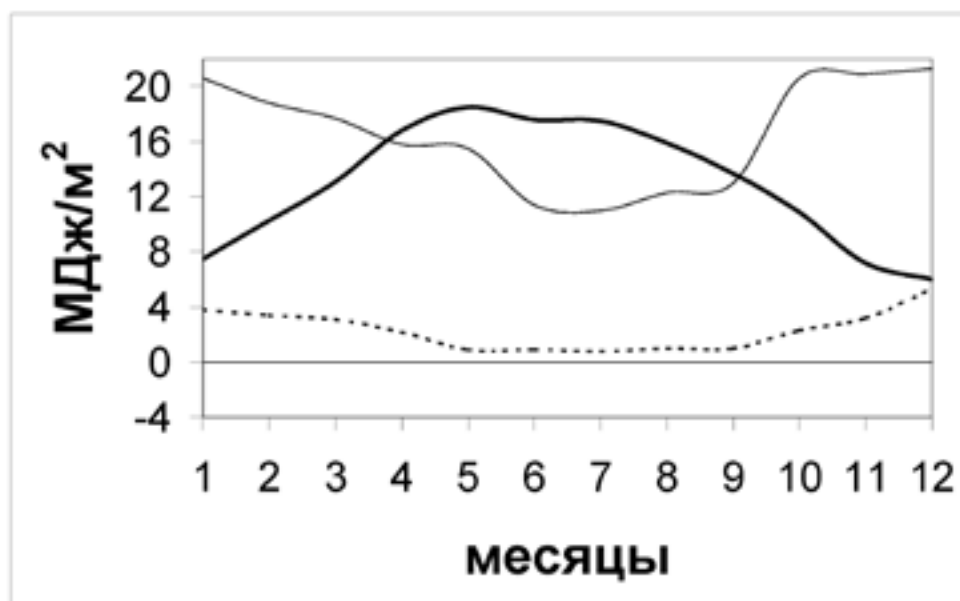


Рис. 16. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Атлантический океан. 25° с.ш., 75° з.д.

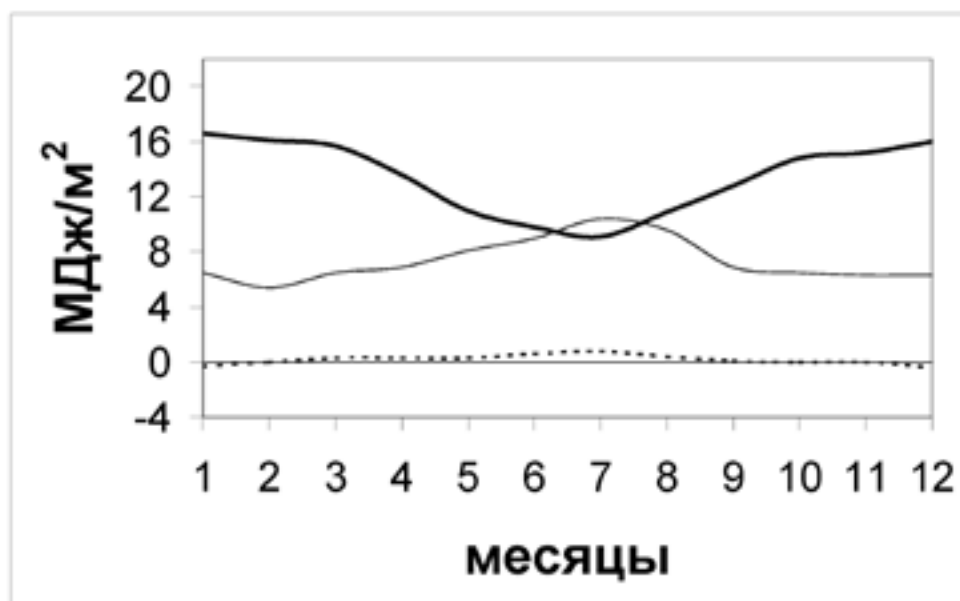


Рис. 17. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Тихий океан. 10° ю.ш., 85° з.д.

суточных сумм составляющих теплового баланса. Тихий океан. 10° ю.ш., 85° з.д.). Затраты тепла на испарение меньше по сравнению с областями теплых океанических течений. Турбулентный поток мал по абсолютной величине и летом направлен от атмосферы к более холодной поверхности океана. Большую часть года радиационный баланс превышает затраты тепла на испарение. Это указывает на то, что значительное количество тепловой энергии передается в более глубокие слои океана и расходуется на нагревание сравнительно холодных масс воды, переносимых течениями.

Над океанами большое климатообразующее значение имеет пассатная циркуляция. Пассаты, особенно в восточных частях океанов, отличаются большой устойчивостью направления ветра. Повторяемость преобладающего направления ветра здесь достигает 80%. Пассаты, дующие по периферии субтропических антициклонов, способствуют выносу относительно холодного воздуха из более высоких широт в восточных и центральных частях океанов и адвекции более теплого и влажного воздуха из приэкваториальных районов в западных частях океанов. Эта особенность циркуляции приводит к значительным различиям метеорологического режима в восточных, западных и центральных частях тропических океанов, о которых будет сказано дальше.

Вторым важным климатическим фактором в тропиках над океанами является наличие в пассатном потоке слоя инверсии. Вследствие процесса опускания воздуха с больших высот, наблюдающегося на обширных площадях в системах субтропических антициклонов (особенно интенсивного в их восточных частях), над океанами в тропиках возникают инверсии температуры. Наличие мощных по вертикали инверсий температуры приводит к устойчивой стратификации морских тропических воздушных масс, начиная с высоты 1-2 км (уровня формирования инверсии).

Состояние погоды в пассатной зоне определяется наличием в морском тропическом воздухе двух различных по своим термодинамическим свойствам слоев. Нижний слой до высоты 1,5-2 км, всегда более холодный, чем воды океана, за счет адвекции пассатами относительно холодного воздуха из более высоких широт. Вследствие этого в нем наблюдается неустойчивая стратификация, развивается конвекция и образуются кучевые облака. Нижние слои морского тропического воздуха близки к насыщению, и уровень конденсации лежит очень низко. Основания пассатных кучевых облаков располагаются на высоте 300-400 м над океаном. выпадающие из наиболее развитых кучевых облаков ливневые осадки непродолжительные и обильные. В ночное время пассатные кучевые облака становятся более мощными, а ливневые дожди более частыми и обильными. Это объясняется не только отсутствием инсоляционного нагревания и испарения облаков, но и увеличением ночью разности температуры воды и воздуха, что приводит к увеличению неустойчивости приземных слоев тропического воздуха. Верхний слой, лежащий выше нижней границы инверсии, отличается устойчивой стратификацией воздуха, поэтому распространение конвекции из нижнего слоя в верхнюю и среднюю тропосферу невозможно. Как правило, кучевые облака, образовавшиеся в нижнем слое, не достигают значительного вертикального развития, их вершины расположены ниже уровня оледенения, а, следовательно, в них отсутствуют ледяные кристаллы, и осадки не выпадают. Особенно ярко эти свойства морского тропического воздуха проявляются в восточных и центральных частях субтропических антициклонов.

Различия метеорологического режима на западе и востоке тропических акваторий наряду с различиями условий циркуляции атмосферы определяются различной степенью развития инверсий. На восточной периферии субтропических антициклонов пассатная инверсия выражена лучше: меньше высота ее нижней границы и больше вертикальная мощность.

В западных частях антициклонов, где воздух поступает из более низких широт, а поэтому имеет высокую температуру и влажность, пассатная инверсия или расположена достаточно высоко или вообще размыта, вследствие этого воздух стратифицирован неустойчиво в пределах всей тропосферы, что приводит к развитию конвекции и выпадению осадков.

В восточных районах субтропических антициклонов, в зоне холодных океанических течений наряду с пассатной инверсией могут возникать приземные инверсии температуры воздуха в слое до 50 м за счет охлаждающего воздействия поверхностных вод океана.

Вне теплых и холодных течений испарение на океанах почти полностью поглощает избыток тепла в приходе-расходе радиации. В связи с этим океанический тропический климат характеризуется небольшими годовыми и суточными амплитудами температуры и большой влажностью воздуха. Годовая амплитуда температуры воздуха в большинстве случаев составляет около 4 °С и не превышает 12 °С. Изотермы температуры воды и воздуха имеют во всей тропической зоне более или менее широтное направление, значительно отклоняясь к экватору лишь на востоке океанов. Наиболее низкие температуры воздуха в течение всего года отмечаются в тропическом поясе на северо-востоке океанов в Северном полушарии и на юго-востоке океанов в Южном полушарии, где средние температуры зимой составляют 11-12 °С, а летом 16-17 °С. Наиболее теплыми являются юго-западная часть океанов в Северном полушарии и северо-западная в Южном полушарии, где средняя температура воздуха зимой составляет 25-26 °С, летом 27-28 °С (рис. 18. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Апия, Самоа. 13°48' ю.ш., 171°46' з.д.*).

В отличие от материкового климата над океанами больше облачность и осадки. Однако на восточных окраинах океанов осадков почти также мало, как и на материках (рис. 19. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Сан-Минделу. 16°54' с.ш., 25°04' з.д.*). Повторяемость выпадения осадков здесь менее 5%, а местами менее 1%. В центральных частях океанов количество осадков возрастает, а повторяемость выпадения достигает 15%, что объясняется ослаблением внутриспассатной инверсии и освобождением запасов влаги, накопившихся под низкой инверсией на востоке океана. Далее к западу вероятность дождливой погоды несколько снижается.

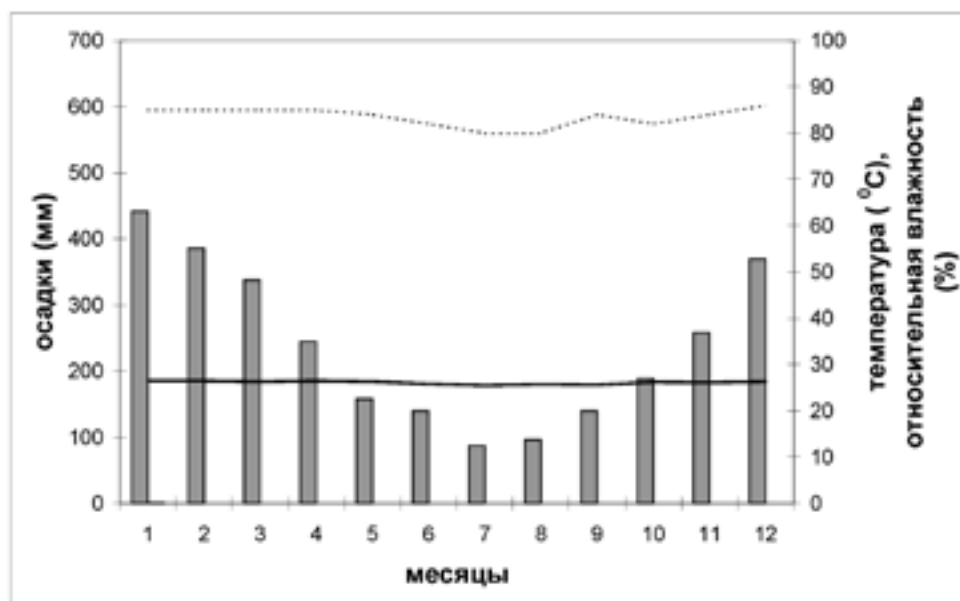


Рис. 18. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Апия, Самоа. 13°48' ю.ш., 171°46' з.д.

Таблица 3.

Осадки в тропическом климате. Кенае. 20°49' с.ш., 156°11' з.д.
 Гонолулу. 21°14' с.ш., 157°52' з.д.

| Характеристики | Месяцы | | | | | | | | | | | | Год |
|----------------|----------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | |
| Осадки, мм | Кенае | | | | | | | | | | | | |
| | 472 | 454 | 568 | 662 | 450 | 470 | 473 | 558 | 465 | 419 | 585 | 634 | 6150 |
| | Гонолулу | | | | | | | | | | | | |
| | 104 | 88 | 79 | 52 | 30 | 26 | 24 | 30 | 37 | 54 | 73 | 100 | 697 |

Осадки в этом климате связаны с фронтальными процессами на полярных фронтах и в зоне ВЗК, а также с внутримассовыми пассатными фронтами, разделяющими воздушные течения двух соседних субтропических антициклонов. Наибольшей активностью пассатные фронты отличаются в зимнее время года, когда температурные контрасты между воздушными массами, поступающими из высоких широт по восточной периферии антициклонов и из низких широт по западной периферии антициклонов, особенно велики.

Осадки почти равномерно распределяются в течение года. Для большей части всех океанов небольшой максимум осадков приходится на осенне-зимний период, когда наиболее активно протекает циклоническая деятельность и интенсивнее развивается конвекция. В центральных частях океанов значительная часть осадков выпадает именно в результате конвективных процессов, которые возникают главным образом зимой, когда поверхностные воды оказываются существенно теплее воздуха.

Больших осадков в тропическом поясе не бывает, за исключением островов, где их выпадению способствуют орографические условия. Так, на наветренной стороне гористого острова Кенае в Гавайском архипелаге годовое количество осадков составляет 1650 мм. В Гонолулу, расположенном на подветренной стороне в среднем выпадает за год 697 мм (табл. 3).

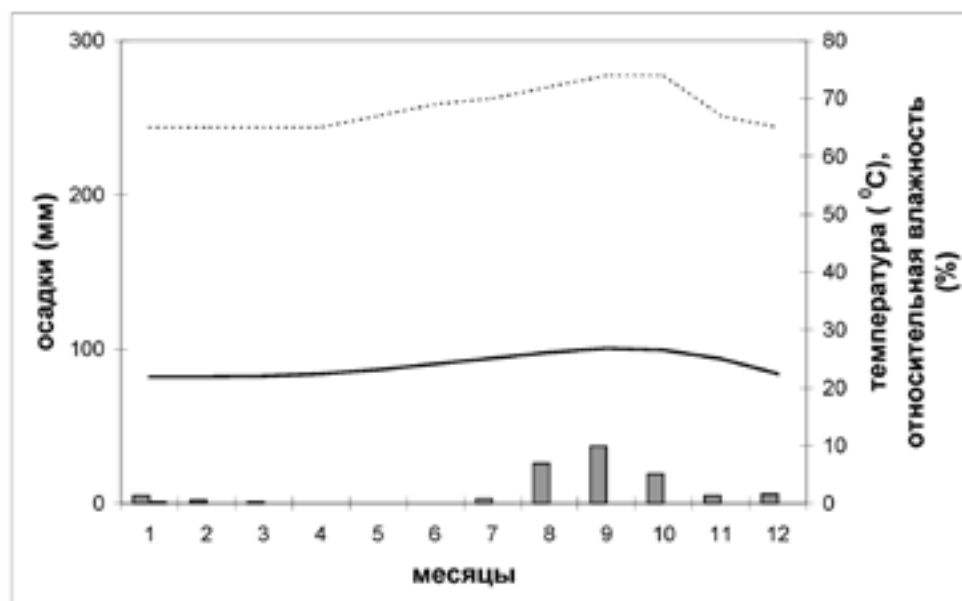


Рис. 19. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Сан-Минделу. 16°54' с.ш., 25°04' з.д.

В среднем на большей части акватории тропических океанов годовое количество осадков составляет около 1000 мм, на востоке океанов уменьшается до 100-250 мм, и лишь на западе Тихого и Индийского океанов возрастает до 2000 мм.

Умеренно высокие температуры воздуха в течение всего года, большое количество солнечной радиации при малой облачности, редкие осадки и средние значения относительной влажности создают в тропическом океаническом климате чрезвычайно благоприятные условия для развития туризма. Именно в данном поясе расположено большое количество наиболее известных мировых курортов, действующих в течение круглого года.

На океанах в тропическом поясе значительна повторяемость туманов. На востоке океанов туманы чаще возникают летом. В это время года здесь чаще наблюдается и мгла, которая образуется при выносе с материка пыльного континентального воздуха и скоплении пыли под слоем инверсии. На западе океанов преобладают зимние туманы.

В Северном полушарии, у южной границы пояса, в основном в западных районах Атлантического и Тихого океанов зарождаются тропические циклоны. Образованию циклонов в восточных районах препятствует низкое положение пассатной инверсии. Пути тропических циклонов лежат, как правило, в направлении с востока на запад. У побережья материков они меняют свое направление и перемещаются на северо-восток, регенерируя в дальнейшем на полярном фронте. В Южном полушарии тропические ураганы возникают в западных частях Тихого и Индийского океанов.

В тропическом поясе на северо-западе Аравийского моря формируется климат, не имеющий себе аналога на других океанах земного шара. В этой области океана в течение всего года преобладает континентальный тропический воздух зимой азиатского, а летом аравийско-африканского происхождения. Граница этой области проходит приблизительно от берегов Сомали (близ 10° с.ш.) к устью Инда. Климат этой территории океана отличается крайней сухостью, устойчивой стратификацией воздуха, а летом и значительной запыленностью: повторяемость мглы достигает предельных на земном шаре значений (до 30-35% и более). В этой области устойчивость северо-восточного потока зимой и юго-западного летом достигает 80%. Летом в силу резкого увеличения градиентов давления над Южной Азией скорость ветра над морем достигает в среднем 9-10 м/с, что приводит к сгону воды от берегов Аравии и Сомали и выходу холодных глубинных вод. Поэтому высокая температуры воздуха бывает в конце весны (29 °С), а в июле она падает до 25 °С. Следствием охлаждения воздуха является формирование приземных инверсий, рост относительной влажности до 80%, образование подинверсионных облаков. Годовое количество осадков составляет в среднем 200 мм, а у побережья менее 100 мм.

3.3. Тропический климат западных побережий материков

Тропический климат западных побережий материков формируется под влиянием притока относительно холодного морского воздуха из более высоких широт по восточной периферии океанических антициклонов. В этом климате, как и в континентальных тропиках, около 90% радиационного тепла отдается в атмосферу путем турбулентного теплообмена (рис. 20. *Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Мосамедиш. 15°11' ю.ш., 12°09' в.д.*). Однако постоянный приток прохладного для тропических широт воздуха в сочетании с охлаждающим влиянием холодных морских течений, омывающих западные берега континентов, являются причиной низкой для тропических широт температуры воздуха (18-22 °С) (рис. 21. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Мосамедиш. 15°11' ю.ш., 12°09' в.д.*). Здесь отмечается отрицательная аномалия температуры воздуха по сравнению со среднеширотной. Наиболее резко она выражена у западных берегов Южной

Африки, т.к. Бенгуэльское течение характеризуется наиболее низкими температурами. У австралийских берегов аномалия наименьшая по величине. Изотермы у побережий сильно сгущены, т.к. температура воздуха резко возрастает при перемещении вглубь континента.

Относительная влажность достигает 80-90%, что связано с влиянием низколежащей пассатной инверсии, затрудняющей вертикальный влагообмен и вынос водяного пара в верхнюю тропосферу. Однако на побережье Северной Африки летом относительная влажность может понижаться до 65% и ниже, что обусловлено влиянием сухого пыльного ветра «харматана», дующего с материка.

Вследствие большой влажности и устойчивой стратификации воздуха на западных побережьях часто образуются туманы, а также подинверсионная облачность волнистых форм

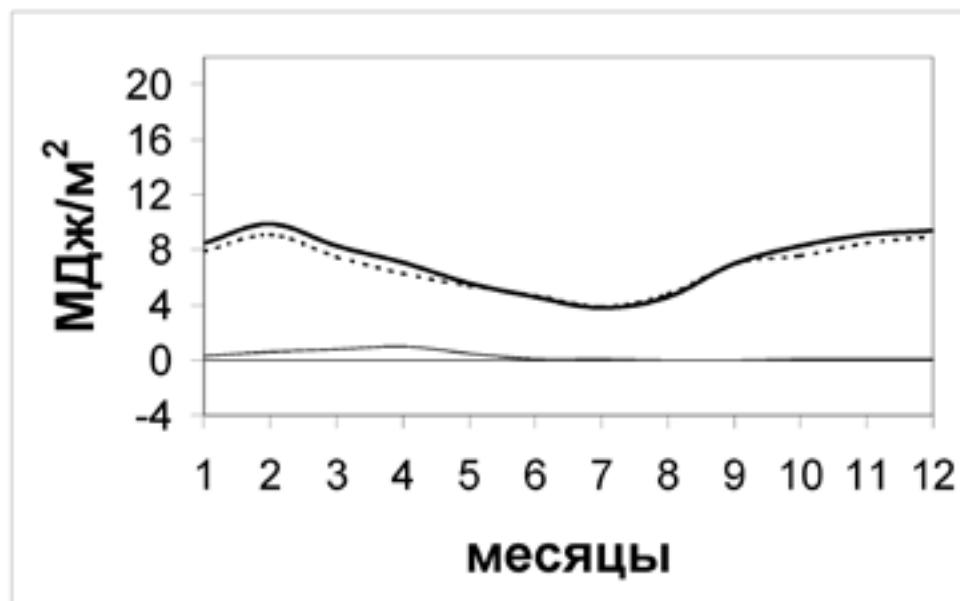


Рис. 20. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Мосамедиш. 15°11' ю.ш., 12°09' в.д.

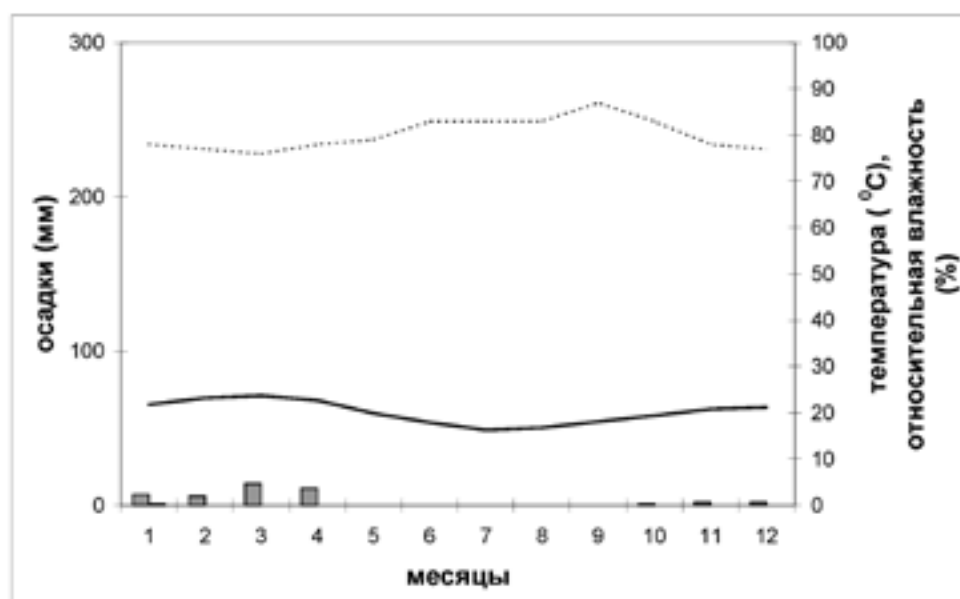


Рис. 21. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Мосамедиш. 15°11' ю.ш., 12°09' в.д.

(слоистые, слоисто-кучевые облака). Осадков эти облака не дают. За год здесь выпадает в среднем 100 мм осадков. Парадокс – вечно пасмурное небо и ни капли дождя – особенно ярко выражен в пустыне Атакама на побережье Южной Америки. Только это качество данного климата роднит его с континентальным тропическим климатом. В орошении побережий решающее значение приобретают осадки от туманов, а в горах – от набегающих облаков.

Годовой ход температуры воздуха мал. Благодаря большой разнице температур моря и суши исключительного развития достигают бризы. Дневные береговые бризы часто имеют большую скорость и распространяются на значительные расстояния вглубь материка. Вынос морского тропического воздуха с этим ветром обуславливает высокую относительную влажность на побережье даже в дневное время (65-70%). На гористых берегах температура воздуха с высотой сначала возрастает в связи с ослаблением влияния холодного течения и только выше слоя инверсии начинает падать. Выше слоя инверсии воздух содержит мало влаги, и поэтому с высотой количество осадков не увеличивается, а продолжительность солнечного сияния возрастает.

В этом климате сухо в течение всего года. При годовом количестве осадков менее 100 мм и ГТК не более 0,3 формируются береговые пустыни: западное побережье Сахары, Намиб, Атакама, юг Калифорнии.

3.4. Тропический климат восточных побережий материков

Тропический климат восточных побережий материков формируется под влиянием адвекции теплых воздушных масс по западной периферии субтропических антициклонов и адвекции теплых океанических вод.

В отличие от внутриконтинентальных районов тропического пояса на восточном побережье суммарная солнечная радиация из-за облачности сокращена на 30%. Радиационный баланс за год составляет 50% от поступающей солнечной радиации и достигает $3-3,5 \times 10^3$ МДж/м², что на 25% больше, чем в континентальном тропическом климате (рис. 22. *Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Салвадор. 12°57' ю.ш., 38°30' з.д.*).

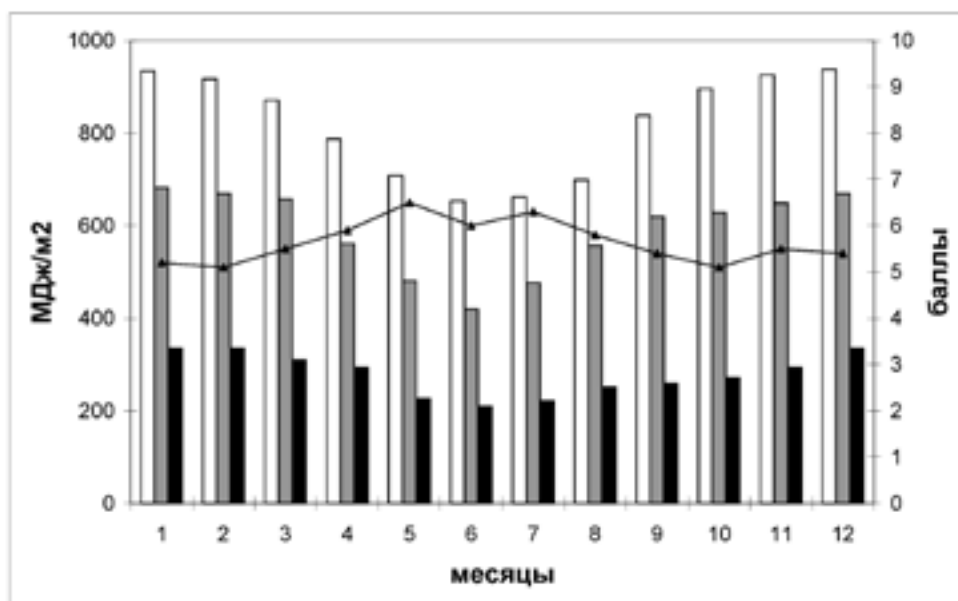


Рис. 22. Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Салвадор. 12°57' ю.ш., 38°30' з.д.

Этот климат характеризуется более высокой температурой воздуха, по сравнению с западными побережьями и океанами, высокой влажностью и значительным годовым количеством осадков (рис. 23. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Салвадор. 12°57' ю.ш., 38°30' з.д.*). Он несколько напоминает экваториальный климат, но отличается от последнего большими годовыми амплитудами температуры воздуха. Средние температуры воздуха самого теплого месяца составляют от 25 до 28 °С. В зимнем сезоне средние температуры колеблются в более широких пределах: от 14 до 24 °С. Наиболее низкие температуры зимой наблюдаются на северо-американском побережье в самой северной части данного пояса, что связано с адвекцией холодных континентальных масс с материка.

Океанический пассат при своем перемещении на запад и далее по западной периферии антициклонов обогащается влагой и дает обильные осадки на восточном побережье материков. Осадки выпадают в течение всего года, но максимум отмечается летом, когда больше влагосодержание воздуха. Количество осадков зависит от рельефа и ветровой экспозиции склонов: на наветренных склонах они составляют от 800 до 2000 мм в год, на подветренных – даже менее 500 мм. В благоприятных условиях рельефа, на наветренных склонах гор может выпадать до 10000 мм осадков в год. Велики осадки на восточном побережье Центральной Америки (более 3000 мм), Мадагаскаре (5000 мм). В связи с тем, что пассаты увлажнены в нижнем слое, количество осадков с высотой уменьшается.

В этом климате часто наблюдаются тропические циклоны. С ними связаны ливни, дающие огромное количество осадков. Во Флориде, например, при прохождении тропического циклона с рекордно низким давлением в центре (892 гПа) за сутки выпало 600 мм осадков.

Суммы активных температур в этом климате в зависимости от высоты места составляют от 6500 до 8000 °С. Формирующиеся условия влагообеспеченности весьма разнообразны: от избыточного (ГТК более 2,0) и достаточного (ГТК более 1,0) в течение всего года до избыточного увлажнения большую часть года при наличии 2-5 сухих или засушливых месяцев. В зависимости от условий увлажнения растительность на побережье представлена тропическими лесами, саваннами или степью.

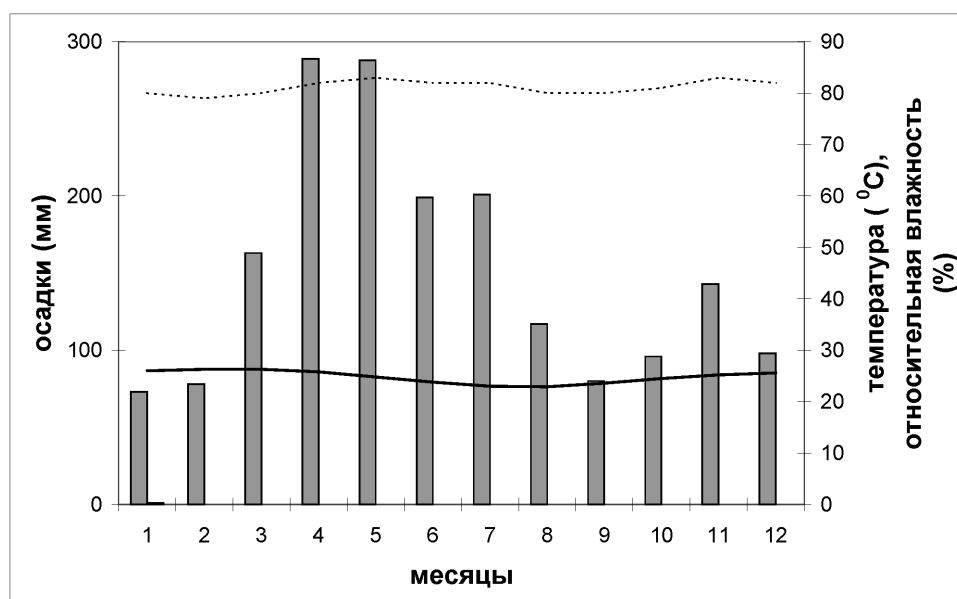


Рис. 23. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Салвадор. 12°57' ю.ш., 38°30' з.д.

Глава 4

Субтропический пояс

В субтропическом поясе климат определяется сезонной сменой умеренного и тропического воздуха. С развитием и перемещением циклонов связано выпадение осадков и частое изменение погоды. Годовое количество солнечной радиации по сравнению с тропическим поясом сокращается на 20%, возрастают ее сезонные колебания. Радиационный баланс остается положительным в течение всего года.

4.1. Континентальный субтропический климат

Континентальный субтропический климат отличается жарким сухим летом и относительно холодной зимой. Он распространен в центральных частях материков, где наиболее полно происходит трансформация приходящих воздушных масс в континентальный тип: в Азии, Северной и Южной Америке. В Африке и Австралии климатов данного типа нет.

Атмосферная циркуляция над центральными частями материков в субтропическом поясе определяется летом преобладанием областей пониженного давления, зимой – материковых зимних антициклонов. Интенсивность и устойчивость как летних депрессий, так и зимних антициклонов, а значит, и степень трансформации воздушных масс в первую очередь определяется размерами материка. В связи с этим хорошо выраженный континентальный тип в этом поясе наблюдается только в Азии и Северной Америке. Наиболее ярко он представлен в Центральной Азии, где простирается в широтном направлении от 45° до 105° в.д. Здесь, на севере Ирана, в Афганистане, южных районах Средней Азии, на юге Монголии и севере Китая имеет место практически полная трансформация поступающих сюда воздушных масс в континентальный тип, зимой в устойчивых антициклонах, летом – в размытых областях пониженного давления.

В этом типе климата, как и в континентальных тропиках из-за преобладания ясного неба, особенно в летние месяцы, приток фактической суммарной радиации составляет 80-90% от возможной. Однако радиационный баланс в среднем за год достигает всего лишь 30% от фактической суммарной радиации и не превышает $2,5 \times 10^3$ МДж/м² (рис. 24. *Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного ба-*

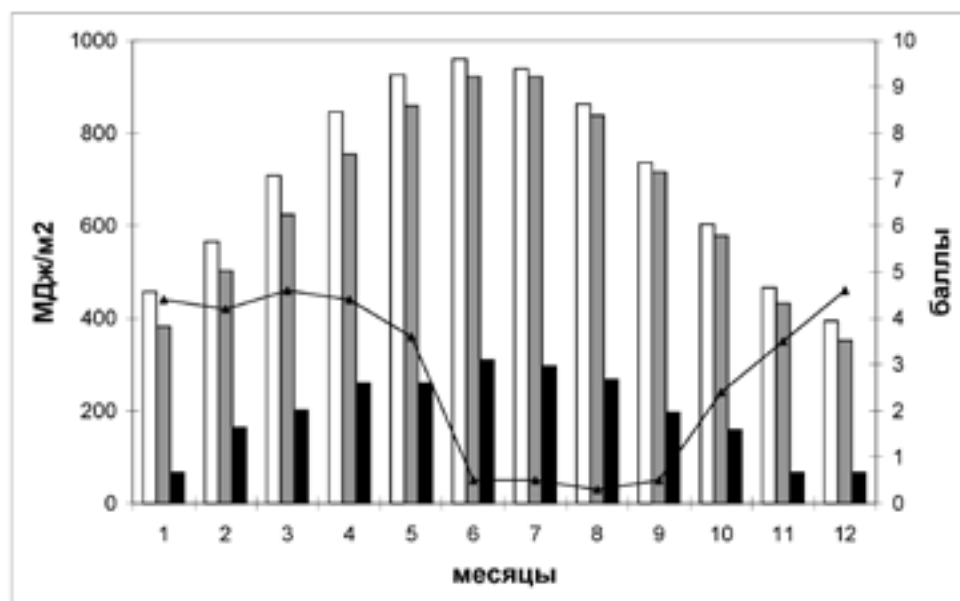


Рис. 24. Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Багдад. 33°21' с.ш., 44°26' в.д.

ланса. Багдад. $33^{\circ}21'$ с.ш., $44^{\circ}26'$ в.д.). В этом типе климата, по сравнению с тропическим, более выражен годовой ход радиационного баланса.

Как видно из рис. 25 (*Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Багдад. $33^{\circ}21'$ с.ш., $44^{\circ}26'$ в.д.*), в субтропическом континентальном климате (на примере Багдада) затраты тепла на испарение малы в связи с малым количеством осадков и составляют лишь 18% от годовой суммы радиационного баланса. Весной они несколько возрастают и затем резко падают при высыхании верхних слоев почвы. Турбулентный поток тепла достигает больших значений, особенно в летние месяцы.

Особенностью субтропического континентального климата в Азии являются низкие для этих широт средние температуры зимних месяцев и весьма высокие летние температуры воздуха. Средняя температура самого холодного месяца в Средней Азии местами ниже нуля, на северо-востоке Китая $-5...-10$ °С. Средняя температура самого теплого месяца лежит в пределах $25-35$ °С, при этом дневные максимумы могут превышать $40-45$ °С. В годовом ходе температуры воздуха отмечается быстрое ее изменение от месяца к месяцу весной и осенью, что связано с быстрым изменением в переходные сезоны высоты Солнца, а, следовательно, и приходящей солнечной радиации.

Существенное влияние на ускорение процесса нагревания воздуха весной оказывает подстилающая поверхность. Преобладающие песчаные почвы, которые имеют высокую водопроницаемость и слабую капиллярность, отличаются большой сухостью и малой теплопроводностью. Благодаря почти полному отсутствию влаги в верхнем слое песка и его малой теплопроводности поступающее солнечное тепло почти целиком расходуется на нагревание воздуха. Сильное нагревание нижних слоев воздуха приводит к формированию неустойчивой стратификации, которая, в свою очередь, способствует усилению ветра и поступлению в воздух огромного количества пыли. Присутствие пыли в воздухе является дополнительным источником нагревания воздуха (эффект Воейкова).

Наиболее сильно континентальность климата в режиме температуры воздуха проявляется в южных районах Монголии и на севере Китая, где в зимнее время года расположен центр Азиатского антициклона. Здесь годовая амплитуда температуры воздуха составляет $35-40$ °С.

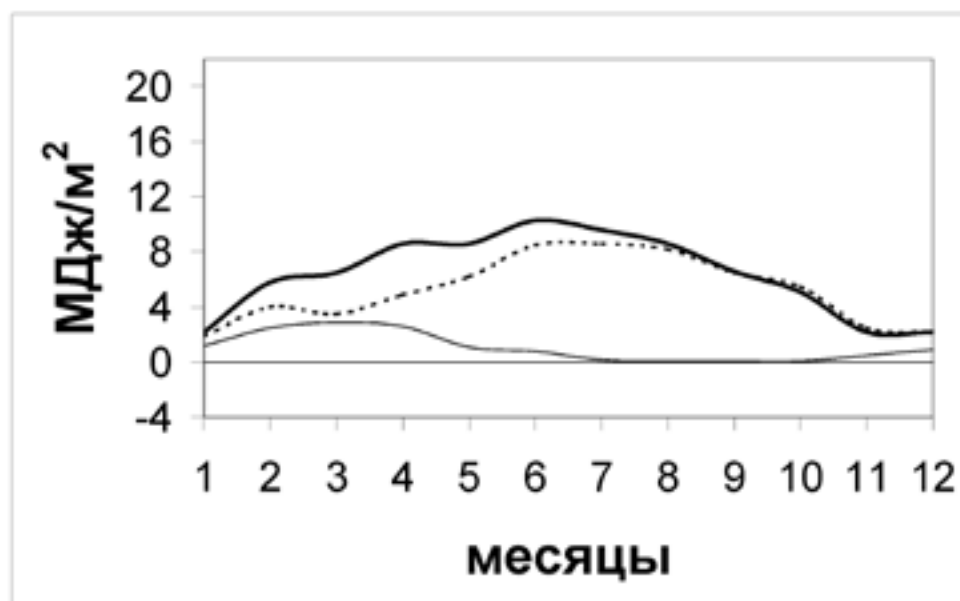


Рис. 25. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Багдад. $33^{\circ}21'$ с.ш., $44^{\circ}26'$ в.д.

Зимой отмечаются большие пространственные неоднородности в распределении температуры воздуха в зависимости от форм рельефа: даже на небольшом удалении при малой разнице высот средние месячные температуры воздуха в котловине могут быть на 10 °С ниже, чем на возвышенности. Так как котловины также закрыты для влагонесущих потоков, то эти территории отличаются и большой сухостью. Здесь формируются холодные пустыни (рис. 26. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Турфан. 42°56' с.ш., 89°12' в.д.*).

Зимой в континентальных субтропиках Азии преобладание антициклонального режима циркуляции обуславливает преимущественно ясную или малооблачную погоду, без осадков. В летние месяцы отсутствие значительных горизонтальных градиентов температуры приводит к размыванию фронтов, а развитие кучевой облачности внутримассового происхождения затруднено из-за высокого положения уровня конденсации. Осадки выпадают в основном в зимне-весенний период и связаны с циклонической деятельностью на средиземноморской и иранской ветвях полярного фронта. Осадкообразующей массой в этих циклонах является континентальный тропический воздух, характеризующийся малыми запасами влаги. Кроме этого проникающие так далеко во внутренние районы континента циклоны находятся уже в стадии заполнения, когда интенсивность осадков существенно уменьшается. Поэтому на равнинной территории годовое количество осадков не превышает 100-300 мм, на наветренных склонах гор до 500 мм. Зимой осадки часто выпадают в виде снега, но устойчивого снежного покрова не образуется из-за оттепелей и большой сухости воздуха.

В течение года преобладают слабые ветры. Однако часто весной и в начале лета увеличение неустойчивости атмосферы при быстром прогревании нижних слоев воздуха сопровождается пыльными бурями и смерчами. На северо-западе Китая в среднем за год наблюдается до 40 дней с сильным ветром. При этом каждый четвертый-пятый день в период с апреля по июнь бывает с сильным ветром.

В субтропическом поясе Азии в пределах резко континентального климата выделяются своими метеорологическими условиями высокогорные области Памира и Тибета, высота которых составляет 3,5-4 км. На формирование климата высокогорной области большое влияние оказывают течения в средней и верхней тропосфере. Из-за большой высоты здесь отмечается резкий недостаток воды-

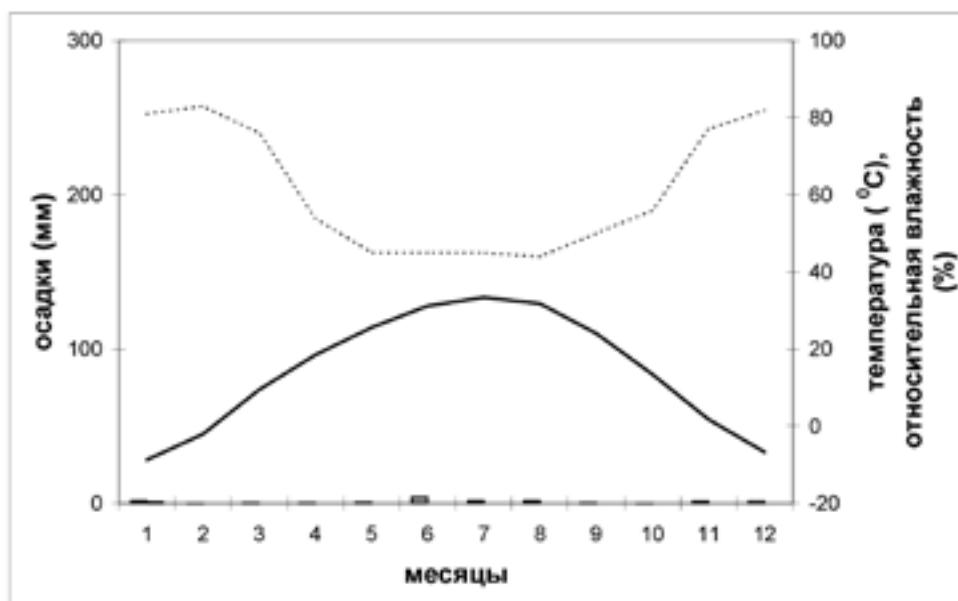


Рис. 26. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Турфан. 42°56' с.ш., 89°12' в.д.

Таблица 4.

Осадки в высокогорном субтропическом климате

| Характеристики | Месяцы | | | | | | | | | | | | Год |
|----------------|--|-----|-----|-----|-----|----|-----|------|----|----|-----|-----|------|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | |
| Осадки, мм | Хорог, 2075 м над уровнем моря | | | | | | | | | | | | |
| | 31 | 32 | 39 | 42 | 24 | 9 | 3 | 0 | 1 | 11 | 19 | 24 | 235 |
| | Ледник Федченко, 4169 м над уровнем моря | | | | | | | | | | | | |
| | 113 | 132 | 162 | 135 | 116 | 74 | 42 | 21 | 20 | 89 | 146 | 142 | 1192 |
| | Мургаб, 3576 м над уровнем моря | | | | | | | | | | | | |
| | 4 | 3 | 5 | 6 | 12 | 13 | 8 | 9 | 7 | 2 | 2 | 2 | 73 |

ного пара в воздухе, что является причиной больших суточных колебаний температуры. Климат Памира и Тибета характеризуется холодной зимой, прохладным летом и малым количеством осадков.

Зимой преобладающей воздушной массой в этих высокогорных областях является континентальный умеренный воздух, но на западе Памира существенную роль играют и вхождения атлантического воздуха, которые сопровождаются снегопадами. Последние являются основным источником питания обширных высокогорных ледников. Осадки обильны на западе Памира (Хорог), особенно в горах (ледник Федченко). В центре и на востоке нагорья осадки скудны (Мургаб) (табл. 4).

Однако Тибета эти влажные воздушные массы почти не достигают, и зимы там сухие.

Летом метеорологические условия Тибетского нагорья характеризуются высокими температурами подстилающей поверхности, т.к. с высотой уменьшение содержания влаги и пыли в воздухе способствует возрастанию прямой солнечной радиации. Поэтому воздух над Тибетом значительно теплее по сравнению со свободной атмосферой на этих же высотах. Нагревание воздуха над Тибетом сопровождается некоторым понижением давления в приземных слоях и ростом давления в более высоких слоях, что служит основной причиной образования высотного Тибетского антициклона.

В периоды усиления Тибетского антициклона по его западной периферии на высоте 5-8 км в западную часть Тибета втягивается Индийский муссон, еще достаточно богатый влагой и конвективно неустойчивый. В этих условиях развивается грозовая деятельность, выпадают интенсивные осадки, имеющие характер конвективных ливней. Именно с этим процессом связано выпадение осадков на востоке Каракорума. Об обильных осадках в этом районе свидетельствует мощное оледенение этой горной системы. При этом у южной окраины хребта Каракорум в долине верховья Инда осадков выпадает не более 100 мм.

Юго-восточная часть Тибета летом достаточно богата осадками, т.к. индийский муссон проникает к северу от Гималаев не только по долинам рек, но и через гребень Восточных Гималаев, высота которых местами ниже Тибетского нагорья. С мая по сентябрь здесь выпадает до 80% от годовой суммы осадков.

Нерегулярность муссонного режима является причиной чередования засух и наводнений на Тибетском нагорье. Так, в Лхасе, где среднее годовое количество осадков составляет 790 мм, бывают годы, когда осадков выпадает свыше 5000 мм, а в годы слабого муссона их количество может быть меньше 400 мм.

В климатическом отношении высокогорная область Тибета весьма неоднородна. В западных районах зимой погода имеет неустойчивый характер, что связано с циклонической деятельностью. Часты метели и снегопады. Средняя температура воздуха изменяется от -7 до -12 °С, но в глубоких узких долинах может опускаться до -25 °С. В отдельных случаях морозы могут

Таблица 5.

Температура воздуха и осадки на юго-востоке Тибета.
Лхаса, 29°48' с.ш., 91°02' в.д., 3600 м

| Характеристики | Месяцы | | | | | | | | | | | | Год |
|-----------------|--------|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | |
| Температура, °С | -0,3 | 1,6 | 5,5 | 9,1 | 13,0 | 17,0 | 16,4 | 15,6 | 14,3 | 9,2 | 3,9 | 0,0 | |
| Осадки, мм | 1 | 5 | 10 | 13 | 41 | 111 | 264 | 209 | 114 | 21 | 2 | 0 | 791 |

достигать -50 °С. Весной в связи с усилением циклонической деятельности отмечается усиление ветра.

В южных и юго-восточных районах Тибета зима теплая и сухая. Средняя температура января изменяется от 0...-5 °С на юге до 0...+5 °С на юго-востоке. В центре и на севере Тибетского нагорья зимы более суровые. Преобладают западные и северо-западные ветры, имеющие характер бури: в воздух поднимается пыль, песок и мелкие камни. Снег бывает редко и быстро тает. Средняя температура в январе около -10 °С. Лето на высоком и обширном плоскогорье облачное и прохладное. Средняя температура в июле изменяется от 10 до 16 °С. Годовой ход температуры воздуха характеризуется небольшой амплитудой, что указывает на меньшую степень континентальности климата этой высокогорной области, по сравнению с окружающими равнинами (табл. 5)

В западном Памире за год выпадает 400-600 мм осадков, в восточном – 100-200 мм. Годовое количество осадков на юге и юго-востоке Тибета составляет 300-800 мм, в центре – 300-400 мм, на севере – 100-200 мм. На нагорьях формируются высокие пустыни.

В Северной Америке резко континентальный засушливый климат формируется на замкнутых плато и в межгорных котловинах, расположенных между Береговыми и Скалистыми хребтами. Летом континентальный тропический воздух здесь формируется в термической депрессии, господствующей над севером Мексики и юго-западом США. Он трансформируется в основном из морского умеренного воздуха, распространяющегося на континент по северо-западной и западной перифериям термической депрессии. В отличие от Азии, где процесс трансформации умеренного воздуха в тропический охватывает огромное пространство от Каспийского моря до восточного Китая, в Северной Америке он ограничен сравнительно небольшой территорией.

Общий характер погоды здесь такой же, как и в Азии: жаркое сухое лето, но более теплая зима. Резкая засушливость этой территории в значительной мере вызвана орографическими причинами. Осадки выпадают зимой и имеют фронтальное происхождение. Отгороженный хребтами Сиерра-Невады и Каскадными горами на западе и Скалистыми горами на востоке этот район плато и бассейнов получает значительное количество осадков лишь на наветренных склонах гор. На западных склонах гор выпадает не менее 500 мм в год, на равнинах – около 200 мм, на подветренных склонах и в прилегающих к ним долинах – менее 100 мм.

Зимы здесь непродолжительны. Как правило, температура воздуха в середине дня бывает выше нуля. Однако вторжения континентального умеренного воздуха с востока сопровождаются резким холодным ветром и падением температуры до отрицательных значений. Абсолютный минимум температуры воздуха на равнинах достигает -20 °С и ниже. В горах зима холодная, со снежным покровом, который держится более 30 дней. Весной быстрое таяние снега приводит к наводнениям на равнинах.

Наиболее мягкие, почти без снега зимы характерны для южных районов: юго-запад Калифорнии, юг Аризоны и Невады, север Мексики. Отличительная черта погоды зимних месяцев здесь – ясное небо. Вероятность солнечного сияния составляет 70% от возможного, что

Таблица 6.

Температура воздуха в континентальном субтропическом климате.
Сент-Луис, 38°38' с.ш., 90°12' з.д.

| Характеристики | | Месяцы | | | | | | | | | | | |
|-----------------|----------------------------------|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| | | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
| Температура, °С | средняя месячная | -0,8 | 1,2 | 6,3 | 13,1 | 19,3 | 23,7 | 25,8 | 25,1 | 20,9 | 14,3 | 7,1 | 1,4 |
| | средний из абсолютных минимумов | -18,3 | -9,4 | -8,3 | -0,6 | 6,1 | 12,2 | 16,7 | 15,0 | 7,8 | 1,1 | -7,8 | -15,0 |
| | средний из абсолютных максимумов | 17,2 | 19,4 | 23,9 | 29,4 | 31,7 | 34,4 | 36,1 | 36,1 | 33,9 | 29,4 | 22,8 | 17,2 |

является наибольшей величиной для зимних месяцев на всем североамериканском континенте. Средние температуры воздуха зимой удерживаются в пределах 5-10 °С.

Лето жаркое и сухое, особенно на юге, где средняя температура июля выше 30 °С. Абсолютный максимум температуры может достигать 50 °С и выше. В Фернес-Крик (Долина Смерти) в июле 1913 г. отмечалась температура +56,7 °С, а средняя температура июля в этом пункте составляет 38,9 °С. Засуха здесь – явление обычное. В июле относительная влажность воздуха опускается до 5-10%. В таком сухом воздухе суточные амплитуды температуры составляют 20-30 °С. Максимальная засушливость отмечается в обширных замкнутых бассейнах и на плато. Развитие конвекции здесь днем сопровождается сильным ветром, который поднимает густые тучи песка, усиливающего процессы ветровой эрозии. Летние осадки редки, носят грозовой характер и вызваны, как правило, притоком морского тропического воздуха.

К востоку от Скалистых гор (юг Великих равнин и бассейн Миссисипи) степень континентальности климата уменьшается. Соотношение климатообразующих факторов иное – резко возрастает роль циркуляционных процессов, особенно в восточных районах. Роль континента в большей степени проявляется зимой, когда на материке формируются антициклоны. Однако Канадский антициклон не так устойчив, как Азиатский и нередко разрушается проходящими через континент с запада на восток циклонами. С циклонической деятельностью связаны интенсивные потоки арктического воздуха, сопровождающиеся резким понижением температуры воздуха и выпадением осадков в виде снега, иногда даже на побережье Мексиканского залива. При потоках арктического воздуха температура воздуха в Оклахоме достигала, например, -27 °С. Резкие похолодания в американских субтропиках связаны с тем, что трансформация арктического воздуха в умеренный над материком протекает медленно в связи с большой скоростью его перемещения и наличием облачного покрова, наполовину уменьшающего фактическую суммарную радиацию по сравнению с возможной. Кроме того, турбулентное перемешивание в нем ограничивается небольшой высотой ввиду низко расположенной инверсии, а поэтому прогрев от подстилающей поверхности слабо распространяется в вышележащие слои воздуха.

При выносе на континент с южными циклонами тропического воздуха возможное повышение температуры зимой достигает 15-20 °С. С южными циклонами связаны и обильные снегопады, вызывающие заносы на дорогах. Даже на побережье Мексиканского залива один раз в десять лет снег удерживается в течение 3 дней. Попеременное вторжение арктического и тропического воздуха приводит к тому, что колебания температуры воздуха в пределах одного месяца превышают 20 °С. Интенсивный меридиональный обмен и связанное с ним чередование волн тепла и холода являются причиной значительной межсуточной изменчивости температуры воздуха, средняя величина которой составляет 4-5 °С (табл. 6).

Средняя температура в январе изменяется с юга на север от 10-12 °С до -2...-4 °С. Более сухой, ясной и относительно прохладной зимой характеризуется область Великих равнин, что связано с преобладанием северных ветров, несущих холодный воздух с континента.

Летом к востоку от Скалистых гор тропический воздух в Северную Америку притекает с Мексиканского залива по западной периферии Азорского антициклона и несет на континент значительное количество влаги. Это способствует развитию циклонической деятельности на полярном фронте, который проходит через весь континент и не размывается во внутренних районах, как в Азии.

Средняя температура воздуха летом высока и составляет 24-28 °С. Абсолютный максимум температуры достигает 40-42 °С. В середине лета в суточном ходе температура воздуха не опускается ниже 10 °С.

Летом осадки часто бывают обильными, вызывают наводнения в реках и интенсивный процесс эрозии. Годовое количество осадков возрастает в восточном и северо-восточном направлении и достигает 1000 мм. На западе этой территории, в стороне от основных путей перемещения циклонов годовое количество осадков уменьшается до 500 мм. В годовом ходе осадков на большей части территории максимум наблюдается летом, к востоку и юго-востоку максимум смещается на зиму.

В континентальном субтропическом климате достаточно велики суммы активных температур – 4000-6500 °С. Условия влагообеспеченности характеризуются большим разнообразием из-за пестрой картины распределения осадков и в связи со сложными орографическими условиями. В западных районах Азии лишь в отдельных местах формируются условия достаточного увлажнения зимой при сухом лете, что связано с зимним максимумом осадков. На большей части территории азиатских континентальных субтропиков сухо в течение всего года, осадков менее 150 мм, и ГТК не более 0,5.

На территории Северной Америки на западных плато сухо в течение всего года, и ГТК составляет менее 0,3. К востоку от Скалистых гор примерно до меридиана 100° з.д. влагообеспеченность характеризуется засушливым вегетационным периодом с ГТК от 0,5 до 1,0 и вероятности засух 20-25%. Далее к востоку формируются условия достаточного увлажнения в течение года.

Высокие температуры лета и незначительные осадки приводят к тому, что преобладающим ландшафтом в этом климате являются сухие степи, полупустыни и пустыни. На востоке Северной Америки – лиственные и смешанные леса.

4.2. Океанический субтропический климат

В субтропическом поясе над океанами летом преобладает теплый и влажный морской тропический воздух, зимой – относительно холодный и более бедный влагой морской умеренный воздух. Основным климатообразующим процессом в летнее время года является циркуляция морского тропического воздуха в системе субтропических антициклонов. Устойчивость антициклонального режима весьма велика. Однако, хотя циклоны полярного фронта в это время года смещены в более высокие широты, случаи прорыва их в субтропики возможны и летом. В зимние месяцы развивается циклоническая деятельность на полярном фронте, что сопровождается увеличением средней скорости ветра до 8-10 м/с и увеличением повторяемости штормов. В Северном полушарии перемещение циклонов происходит преимущественно над центральными частями океанов с юго-запада на северо-восток. В Южном полушарии циклоны полярного фронта имеют меньшую меридиональную составляющую перемещения и движутся с запада на восток.

Термический режим в западной и восточной частях океанов существенно различается. На востоке океанов, где преобладает перенос воздуха из более высоких широт, и проходят холод-

ные морские течения, лето сравнительно прохладное. Средняя температура самого теплого месяца в обоих полушариях составляет от 12 до 15 °С. В западных частях океанов, куда воздух поступает из более низких широт, предварительно проделав большой путь над теплым океаном, температура значительно выше: в Северном полушарии она составляет от 24 до 26 °С, в Южном – от 18 до 23 °С.

На распределение облачности и осадков на океанах большое влияние наряду с атмосферной циркуляцией оказывают характер морских течений и разность между температурой поверхности океана и прилегающими слоями воздуха. В Северном полушарии летом температура поверхностных вод ниже температуры воздуха, особенно на западе и востоке океанов. На востоке течение, дающее начало Канарскому и Калифорнийскому оказывается холоднее воздуха на 0,5-1,0 °С, в центральной части океана разность температуры воздуха и воды уменьшается до 0,0-0,5 °С. На западе разность снова возрастает до 0,5-1,0 °С, что связано с влиянием холодных течений, приходящих из умеренных широт.

В Южном полушарии на большей части акватории океанов поверхность воды теплее воздуха. Отрицательные разности наблюдаются только в районах действия Фолклендского и Западно-Австралийского холодных течений.

Летом вследствие слабого развития конвекции и фронтальных процессов субтропический пояс сравнительно беден осадками. Особенно мало осадков выпадает на востоке океанов. В связи с низким положением инверсии температуры повторяемость осадков составляет здесь 5-10%, а местами и менее 1%. Заметно больше осадков выпадает над центральными районами океанов (повторяемость 10-15%), где внутритропическая инверсия располагается выше уровня конденсации, а отрицательные разности между водой и воздухом меньше, чем на востоке. Западные районы почти так же бедны осадками, как и восточные, вероятность дождливой погоды летом в прибрежных водах Азии и Северной Америки составляет менее 10%.

Летом, несмотря на преобладание антициклональной циркуляции, длительные фронтальные осадки выпадают в 2 раза чаще конвективных. Обращает на себя внимание тот факт, что на Желтом и Японском морях не наблюдается летом такого обилия осадков, как на их побережьях. Очевидно, только вступление потока морского тропического воздуха на разогретую летом поверхность суши вызывает в нем бурное развитие конвекции, еще более усиливающейся под влиянием рельефа.

В холодное время года более теплыми становятся восточные районы океанов. На западе Тихого и Атлантического океанов в связи с выносом континентального умеренного воздуха с сильно охлажденных в это время материков Азии и Северной Америки, температура воздуха опускается до 23 °С, а на крайнем северо-западе – до 0 °С.

Зимой в субтропическом океаническом климате разность температуры поверхности воды и воздуха положительная. Вблизи побережья Азии и Северной Америки эта разность составляет 4-5 °С. В это время года океанические субтропики охвачены единым процессом циклонической деятельности. Причем, увеличение количества осадков по сравнению с летом связано не только с осадками циклонического происхождения, но и с усилением конвекции, чему способствует наличие положительной разницы температур между водой и воздухом.

В Северном полушарии наибольшая повторяемость осадков наблюдается в центральных районах океанов в связи с более частым прохождением здесь циклонических возмущений и составляет 20%. На западе Атлантического и Тихого океанов даже при значительной разности температуры между водой и воздухом конвективные процессы слабы, что связано с приходом в эти районы континентального умеренного воздуха, распространяющегося с ма-

териков Азии и Северной Америки. В этой воздушной массе низко расположена инверсия температуры воздуха, возникшая еще в очаге его формирования над материком, которая препятствует развитию конвекции. Здесь преобладают слоистые облака, часты туманы, а осадки в основном фронтального происхождения, повторяемость которых порядка 10%. Часто они выпадают в виде снега.

В Южном полушарии возмущающее влияние континентов на развитие атмосферных процессов проявляется в меньшей степени. Пространственное распределение осадков более равномерное. На большей части субтропиков в Атлантическом океане повторяемость осадков зимой по сравнению с летом возрастает до 20%, в Индийском и Тихом океанах – до 25-30%. Осадки выпадают в виде дождя, снег бывает очень редко.

Годовое количество осадков в субтропическом поясе Северного и Южного полушарий на большей части акватории океанов составляет не менее 1000 мм и лишь на востоке океанов – до 500 мм.

4.3. Субтропический климат западных побережий материков

На западном побережье материков в субтропическом поясе климатические условия формируются летом под влиянием антициклональной циркуляции, а зимой под влиянием циклонической деятельности, развивающейся на полярном фронте. В целом климат характеризуется довольно теплой дождливой зимой и сухим теплым летом.

Средняя температура самого холодного месяца нигде на равнинных территориях не опускается ниже нуля и составляет от 5 до 15 °С. Благодаря частым вторжениям циклонов температура воздуха подвержена значительным колебаниям. В северных районах европейских субтропиков абсолютный минимум температуры составляет -15...-20 °С. Выпадение снега бывает ежегодно, однако устойчивого снежного покрова на равнинах не образуется.

Летом на океанических побережьях температурный режим подвержен влиянию холодных морских течений, и средние температуры летних месяцев сравнительно низкие (18-20 °С). По мере удаления от побережья температура возрастает до 24-28 °С. Годовая амплитуда температуры составляет 28-30 °С.

Годовое количество осадков на большей части территории с этим климатом составляет от 500 до 1000 мм, причем хорошо прослеживается тенденция к уменьшению осадков от высоких широт к низким. Есть районы и более сухие: юг Балканского полуострова, юго-восточная часть Пиренейского полуострова, где выпадает около 200 мм осадков за год. В отдельных районах под влиянием рельефа осадки возрастают до 5000 мм. В годовом ходе осадков максимум приходится на холодный период.

В условиях сухого лета и влажной зимы затраты тепла на испарение в этом климате быстро возрастают весной в связи с увеличением радиационного баланса, а затем резко падают при высыхании верхних слоев почвы. Небольшой второй максимум испарения отмечается в конце осени, когда почва вновь увлажняется. Турбулентная теплоотдача велика летом и в начале осени (рис. 27. *Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Лиссабон. 38°43' с.ш., 9°08' з.д.*).

Наиболее типичные черты этого климата наблюдаются в районе Средиземноморья. Поэтому в литературе его часто называют средиземноморским. Обилие света, отсутствие дождей и теплое море создают здесь прекрасные условия для летнего отдыха. Летом Италия оправдывает свою международную славу «страны Солнца». Во внутренних районах Пиренейского, Аппенинского и Балканского полуостровов воздух сильно прогревается. В условиях засушливого лета 80-90% тепла радиационного баланса расходуется на турбулентный теплообмен с атмосферой. Поэтому средние температуры июля в Испании, например, составляют 25-26 °С при

средней относительной влажности 40%. Максимум температуры воздуха составляет 40 °С. Изредка однообразие погоды нарушается адвекцией горячего воздуха из Африки (ветер сирокко), что сопровождается повышением температуры до 45 °С.

Зимой облачность в Средиземноморье также не очень велика. Господствующие здесь циклоны имеют небольшие размеры, перемещаются с большой скоростью, и связанная с ними пасмурная погода быстро сменяется ясной. Число пасмурных дней составляет не более 8-10 в месяц при таком же количестве ясных. Средняя облачность составляет не более 5 баллов. В процессе циклонической деятельности в субтропическую область Европы возможны вторжения континентального умеренного воздуха из Восточной Европы и даже арктического. Влияние континентального воздуха усиливается к востоку. Прорывы холодного воздуха из внутренних районов Европы сопровождаются сильными ветрами. К таким ветрам относятся мистраль в устье Роны и бора в северо-восточной части Адриатического моря в районе Триеста.

В Азии на побережье Средиземного моря также проявляются черты средиземноморского климата. Однако здесь велико влияние евроазиатского материка, что является причиной более низких зимних температур воздуха.

На средиземноморском побережье Африки зима теплая со средними температурами от 10 до 14 °С. Количество осадков на побережье заметно уменьшается при продвижении на восток, что связано с различным расположением береговой полосы по отношению к главным путям циклонов, а также с увеличением сухости тропического воздуха, заполняющего теплые сектора средиземноморских циклонов.

На юго-западном побережье Южной Африки лето более прохладное из-за влияния холодного Бенгуэльского течения. Средняя температура февраля (самого теплого месяца) всего лишь 15-17 °С, а зимние температуры довольно высокие. Осадки зимой часто выпадают в виде снега.

В Северной Америке типичные черты средиземноморского климата характерны для штата Калифорния и северной части полуострова Калифорния. Зима здесь мягкая, с устойчивым температурным режимом, что связано с тем, что побережье закрыто от проникновения с вос-

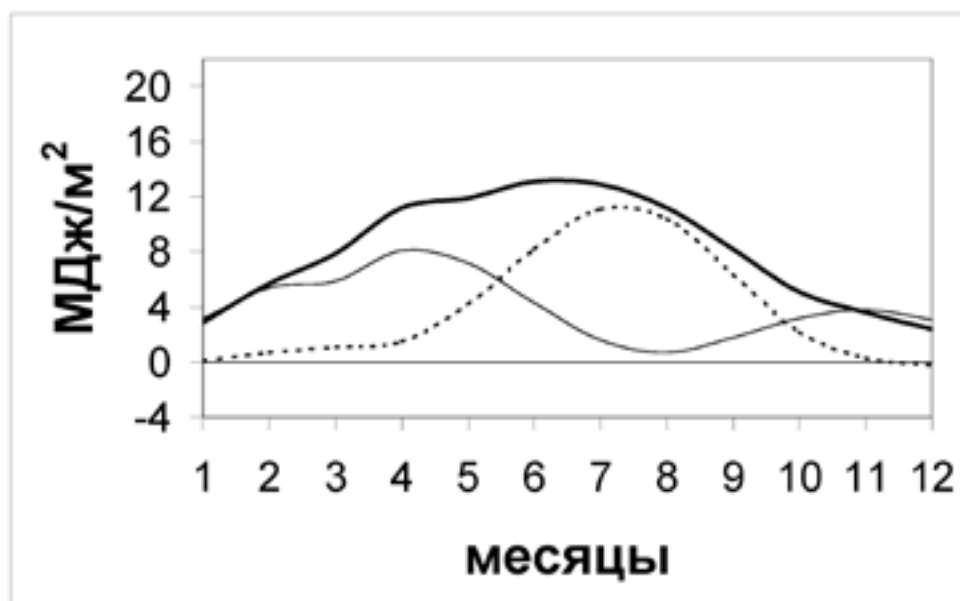


Рис. 27. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Лиссабон. 38°43' с.ш., 9°08' з.д.

тока холодного континентального воздуха Скалистыми горами. В береговой полосе, находящейся под влиянием холодных вод Калифорнийского течения, температура летних месяцев невысока (14-15 °С) (рис. 28. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Сан-Франциско. 37°47' с.ш., 122°25' з.д.*). Однако с высотой температура быстро принимает значения, характерные для тропического воздуха. Например на станции Тамалпайз, находящейся на высоте 72 м над уровнем моря температура летних месяцев на 5-8 °С выше, чем в Сан-Франциско, находящемся на побережье, хотя эти станции расположены на небольшом расстоянии друг от друга.

В Южной Америке средние температуры июля составляют 11-15 °С, января – не превышают 17-20 °С. Количество осадков быстро изменяется с изменением широты. Вблизи 30° ю.ш. осадков выпадает 100-150 мм за год, у южной границы субтропиков (около 40° ю.ш.) на равнине – 1500 мм, на наветренных склонах гор – более 2500 мм.

Субтропический климат на юго-западном побережье Австралии характеризуется высокой температурой в летние месяцы (23-24 °С). Зима также теплая, средняя температура самого холодного месяца около 13 °С.

В прибрежных районах Северной и Южной Америки, находящихся под влиянием холодных океанических течений, летом создаются благоприятные условия для образования тумана. Наибольшая повторяемость их отмечается в районе Сан-Франциско, где наиболее часто они наблюдаются в период с мая по сентябрь, а в июле и августе почти ежедневно. Во время лета без дождей туманы являются единственным источником влаги для растительности. Иногда за ночь оседает до 1 мм воды. В Калифорнии на такой узкой прибрежной туманной полосе растет секвойя, не распространяясь вглубь более чем на 50 км.

Сумма активных температур в этом поясе изменяется по территории от 4000 до 6500 °С. Здесь формируются условия достаточного увлажнения зимой при сухом или засушливом лете. Из-за засушливого лета местные растительные сообщества имеют в своем составе много засухоустойчивых видов. Преобладают жестколистные кустарники и хвойные леса с примесью вечнозеленых пород. В районах, где засуха длится 5-7 месяцев в году, а дефицит влаги более 500 мм, появляются степи.

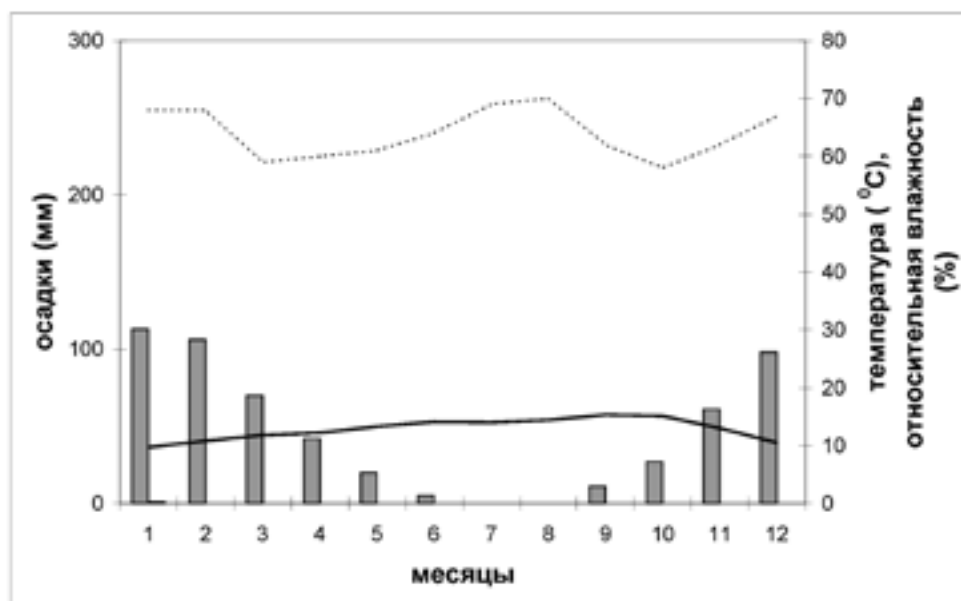


Рис. 28. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Сан-Франциско. 37°47' с.ш., 122°25' з.д.

4.4. Субтропический климат восточных побережий материков

Субтропический климат восточных побережий материков носит муссонный характер. Он хорошо выражен только в Северном полушарии и сопровождается сезонной сменой ветров: зимой преобладают северо-западные потоки, а летом – юго-восточные. Этот климат характеризуется относительно холодной для этих широт зимой и жарким влажным летом.

Действие зимнего континентального муссона наиболее выражено на восточном побережье Азии, где он господствует с ноября по март. Скорость ветра в зимнем муссоне довольно велика, что объясняется не только большими горизонтальными градиентами давления между охлажденным материком и относительно теплым Тихим океаном, но и совпадением направлений зимнего муссона с западно-восточным переносом, преобладающим в тропосфере внетропических широт. Кроме того, при разности в высоте около 1000 м между Монгольским плоскогорьем и уровнем океана здесь имеет место гравитационный (катабатический) сток воздуха, способствующий усилению ветра.

Зимний муссон субтропической восточной Азии несет континентальный воздух из более северных широт: северной Монголии, Сибири, Приамурья, Забайкалья. Отсутствие на востоке Китая широтно ориентированных высоких гор способствует проникновению холодного континентального воздуха далеко на юг вплоть до Южно-Китайского моря и Тонкинского залива.

Интенсивность континентального муссона не бывает постоянной, т.к. меняются положение центра Азиатского антициклона, величина давления в нем и область его распространения. Усиление континентального муссона сопровождается понижением температуры воздуха, ростом атмосферного давления и увеличением скорости ветра. Температура воздуха при этом может за сутки понизиться на 10 °С, а временами и на 20 °С.

Зимой частые вторжения холодного умеренного воздуха по восточной периферии азиатских антициклонов сильно снижают по сравнению с западным побережьем среднюю температуру. В северной и северо-восточной частях побережья на равнине средняя температура зимой составляет от -3 °С до -5 °С (рис. 29. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Нанкин. 32°03' с.ш., 118°47' в.д.*). Возможно понижение температуры до -10 °С. Часто повторяющаяся адвекция умеренного континентального воздуха приводит к тому, что в Восточном

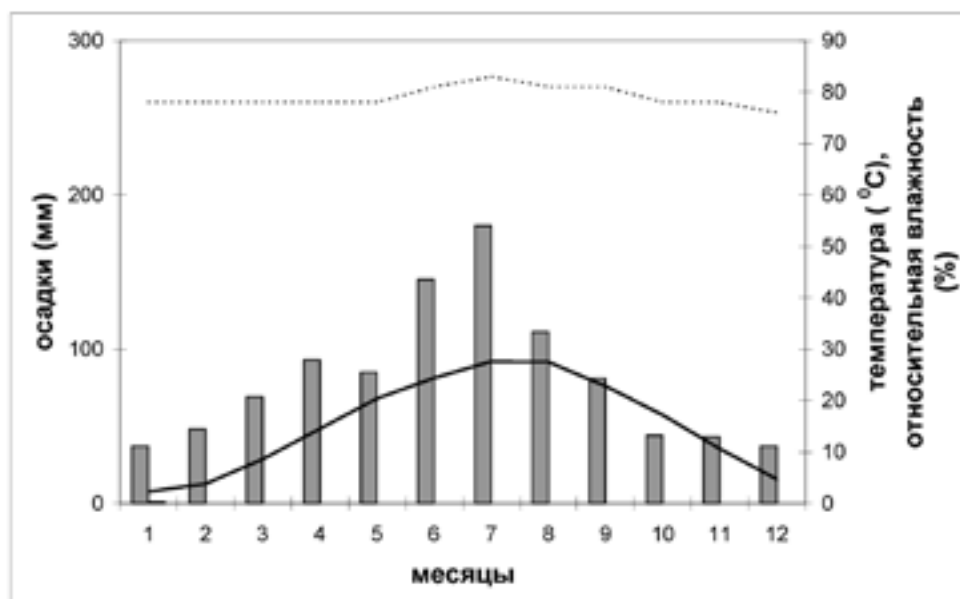


Рис. 29. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Нанкин. 32°03' с.ш., 118°47' в.д.

Китае нулевая изотерма проходит в январе примерно вдоль 33° с.ш. К северу от нее снежный покров на земле и ледяной покров на реках удерживается около двух месяцев.

При господстве антициклональной циркуляции и малом влагосодержании континентального воздуха облачность незначительна. Преобладает ясная ветреная погода. Обилие света и сухость воздуха особенно характерны для северо-востока Китая.

Летом в юго-восточных потоках на побережье распространяется теплый и влажный морской тропический воздух, с чем связаны более высокая температура воздуха по сравнению с западными побережьями в субтропическом поясе. Температура самого теплого месяца составляет 28-30 °С, а относительная влажность поднимается до 80-85% (рис. 29). Осадки связаны с развивающейся здесь циклонической деятельностью. Осадков выпадает много, т.к. осадкообразующей массой является морской тропический воздух. Максимум осадков по мере продвижения зоны циклогенеза к северу смещается на более поздние летние месяцы.

Годовое количество осадков составляет 500-1000 мм, причем 70-80% из них выпадает летом. Последнее приводит к тому, что в летние месяцы затраты тепла на испарение близки к величине радиационного баланса. Турбулентная теплоотдача в течение года невелика. Небольшое увеличение турбулентного потока тепла отмечается в конце зимы – начале весны в связи с ростом радиационного баланса и незначительными запасами влаги почвы при господстве континентального муссона (рис. 30. *Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Нанкин. 32°03' с.ш., 118°47' в.д.*).

В Северной Америке муссонные черты этого климата несколько сглажены в связи с меньшей по сравнению с Азией устойчивостью зимних антициклонов. Зимний континентальный муссон часто перебивается прохождением циклонов. Это сказывается на годовом ходе осадков, на режиме температуры зимних месяцев и общем характере погоды. Зимой погода облачная, ветреная и изменчивая. Осадки выпадают главным образом в виде дождя. Регулярные снегопады бывают в основном севернее 35° с.ш., но устойчивый снежный покров, как правило, не образуется.

При летнем максимуме осадков здесь велики осадки и зимой, а также выше температура воздуха в холодное время года. В Пекине средняя температура января -4,5 °С,

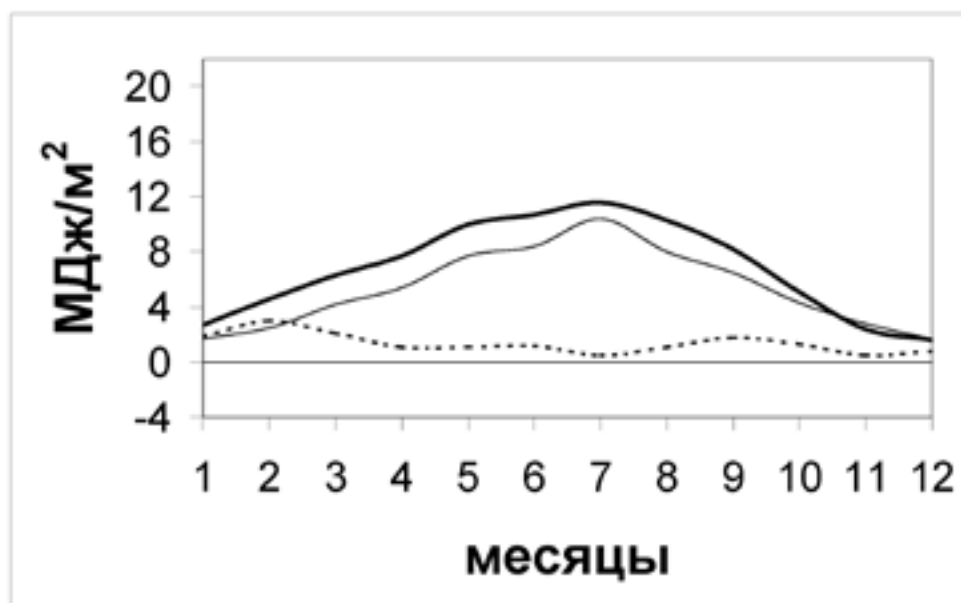


Рис. 30. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Нанкин. 32°03' с.ш., 118°47' в.д.

а в Нью-Йорке, примерно на той же широте, всего $-0,8$ °С. Однако распространяющийся на побережье по восточной периферии антициклона континентальный воздух такой же холодный, как и воздух, циркулирующий в азиатских антициклонах, поэтому минимальные температуры в юго-восточной Америке такие же низкие, как и в Восточном Китае (-10 °С).

Летом в субтропиках Северной Америки на восточном побережье преобладают южные ветры, что вызвано не столько изменением термического соотношения между сушей и морем, сколько крупномасштабными циркуляционными условиями: усилением и расширением к северу на материк области Азорского антициклона. Южные ветры, дующие по его западной периферии, выносят на юго-восток США теплый и влажный воздух с Мексиканского залива. Из-за большого влагосодержания воздуха и конвективной неустойчивости воздушных масс температура здесь редко повышается выше 35 °С и суточный ход ее мал. Относительная влажность высока, что придает летнему сезону черты тропического климата.

Результатом большой влагонестойчивости тропического воздуха являются часто наблюдающиеся ливни с грозами и торнадо. Наиболее комфортное время года приходится на начало осени («индейское лето»), когда еще высока температура воздуха, но меньше облаков и осадков.

В Южной Америке в связи с малыми размерами континента отсутствуют условия для формирования устойчивых антициклонов зимой. Муссонные черты климата выражены слабо. Осадки выпадают в течение года равномерно, и годовая сумма составляет около 1000 мм. Зима теплая и дождливая. Средняя температура самого холодного месяца $10-12$ °С. Понижение температуры до нуля градусов и ниже бывает редко. Летние температуры составляют $22-24$ °С.

Суммы активных температур на восточных побережьях в субтропическом поясе составляют $5000-6000$ °С. Условия влагообеспеченности характеризуются на азиатском побережье достаточным или избыточным увлажнением летом при сухой зиме и сухой весне. На восточном побережье Северной и Южной Америки, Австралии увлажнение достаточное в течение всего года (ГТК более $1,0$), что обеспечивает развитие богатой растительности. Муссонный климатический режим способствует продвижению на север южных видов растительности, а на юг – северных. В лесах Восточного Китая граница распространения пальм лежит севернее южной границы ели. Эта особенность проявляется и в юго-восточных штатах США.

Глава 5

Умеренный пояс

В умеренном поясе уменьшается радиационный баланс, и увеличиваются его сезонные различия. Зимой радиационный баланс отрицательный. С увеличением географической широты более резко, чем в тропиках, возрастают сезонные различия в температуре и влажности воздуха. Интенсивное развитие получает циклоническая деятельность на арктическом и полярном фронтах, усиливается межширотный обмен воздушных масс. В умеренные широты нередко распространяется арктический и тропический воздух, частая смена погоды становится характерной чертой климата. Выпадение осадков связано в основном с атмосферными фронтами. Наблюдается большая временная и пространственная изменчивость всех метеорологических характеристик и погоды в целом.

5.1. *Умеренный климат*

Континентальный умеренный климат формируется в Северном полушарии, где существуют большие различия в циркуляционных условиях на материках и океанах. Наиболее отчетливо он выражен на евразийском материке, особенно в районах Сибири, Забайкалья, севера

Монголии, а также на территории Великих равнин в Северной Америке. В Южном полушарии континентальный тип климата отсутствует.

В умеренном поясе велики сезонные различия в продолжительности дневной части суток и высоте Солнца над горизонтом. Зимой наблюдается быстрое уменьшение солнечной радиации к северу. Максимальные суточные суммы солнечной радиации отмечаются в мае-июле при наибольших высотах Солнца и максимальной продолжительности дня. В это время года различия в величине суммарной солнечной радиации на разных широтах меньше, т.к. уменьшение высоты Солнца к северу несколько компенсируется увеличивающейся продолжительностью дня.

В среднем годовом выводе приток суммарной солнечной радиации в этом климате почти в 2 раза меньше, чем в тропическом климате. Облачность сокращает поступление суммарной солнечной радиации в среднем на 40% (рис. 31. *Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Барнаул. 53°20' с.ш., 83°48' в.д.*). Радиационный баланс летом лишь немного меньше, чем в тропических климатах. Весной и осенью, в связи с резким изменением высоты Солнца, быстро изменяются месячные суммы суммарной радиации и радиационного баланса. Зимой радиационный баланс отрицательный, но его месячные суммы по абсолютной величине малы. Снижение годовой величины радиационного баланса обусловлено сокращением длительности периода с его положительными значениями. По территории годовые величины радиационного баланса изменяются с севера на юг от 0,8 до $1,7 \times 10^3$ МДж/м².

Радиационный баланс является главным фактором в нагревании и охлаждении воздуха, он также регулирует испарение влаги с земной поверхности. Приблизительно от широты 50° к северу расход тепла на испарение превышает турбулентный поток тепла между земной поверхностью и атмосферой. Как видно из рис. 32 (*Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Виннипег. 49°53' с.ш., 97°07' з.д.*), годовой ход затрат тепла на испарение в целом соответствует годовому ходу радиационного баланса. В теплое время года разность между величинами затрат тепла на испарение и радиационного баланса зависит от степени увлажнения земной поверхности. Характерной особенностью континентального климата является сдвиг по времени между появлением максимума в годовом ходе различных составляю-

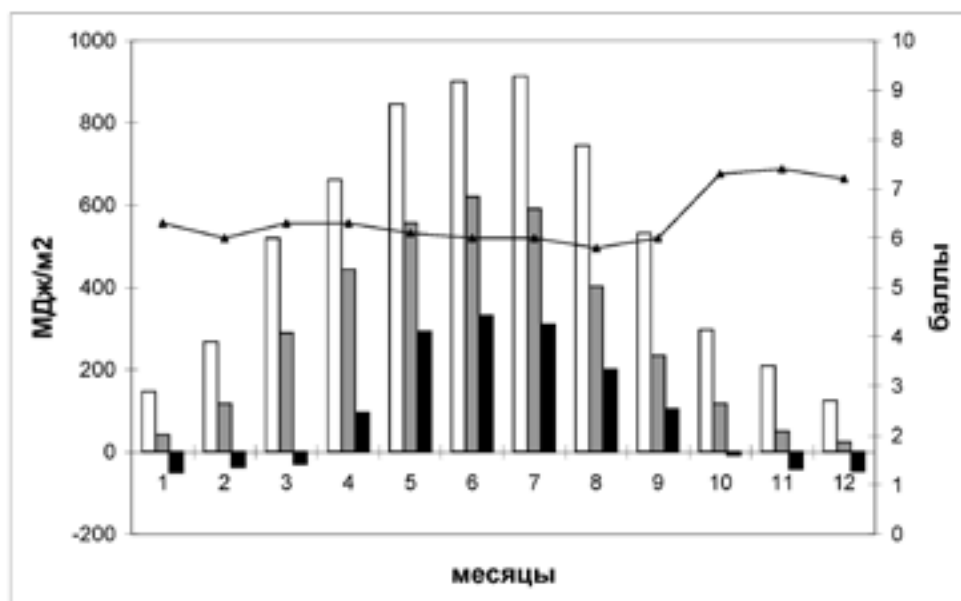


Рис. 31. Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Барнаул. 53°20' с.ш., 83°48' в.д.

щих теплового баланса. Максимум затрат тепла на испарение может наблюдаться раньше или позже максимума радиационного баланса, т.к. тепло, затрачиваемое на испарение, зависит не только от поступления радиации, но и от годового хода осадков и связанных с ними изменениями влажности почвы.

Годовой ход турбулентной теплоотдачи характеризуется летним максимумом, возрастающим с ростом сухости. Зимой турбулентный поток тепла направлен от атмосферы к земной поверхности, но его абсолютные значения меньше, чем летом.

Особенностью умеренного континентального климата являются большие годовые амплитуды температуры воздуха, которые могут достигать 50-60 °С (рис. 33. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Барнаул. 53°20' с.ш., 83°48' в.д.*). В зимние месяцы при

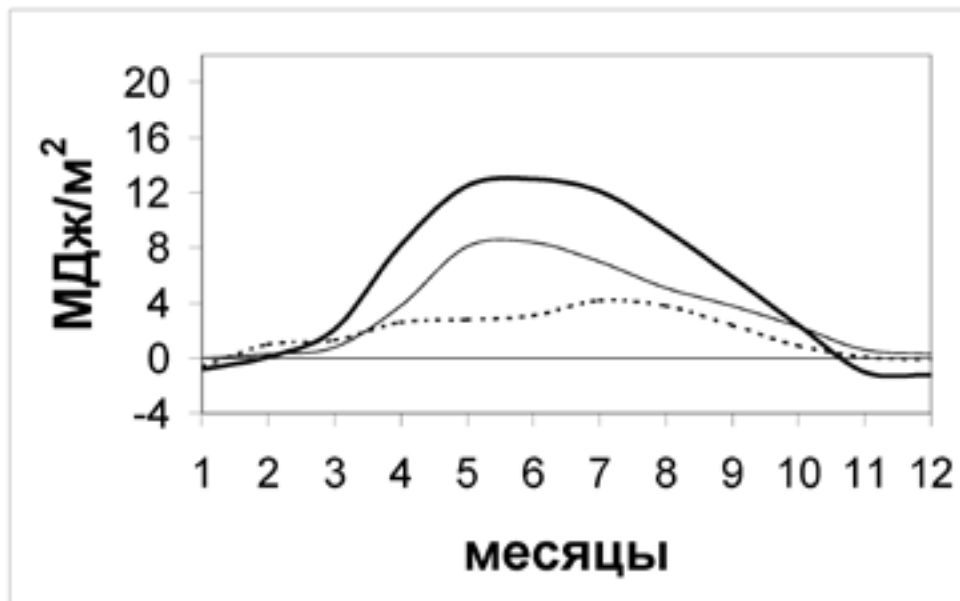


Рис. 32. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Виннипег. 49°53' с.ш., 97°07' з.д.

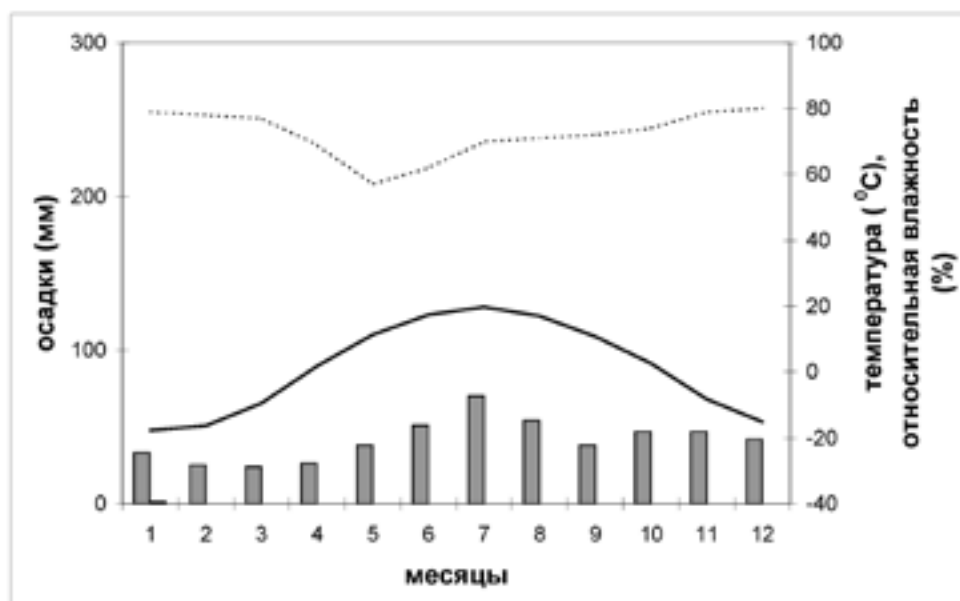


Рис. 33. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Барнаул. 53°20' с.ш., 83°48' в.д.

отрицательном радиационном балансе происходит выхолаживание земной поверхности и прилегающего воздуха в результате радиационного излучения. Особенно велико охлаждающее влияние поверхности суши на приземные слои воздуха в Азии, где зимой образуется мощный Азиатский антициклон, и преобладает малооблачная погода со слабым ветром, что приводит слабому перемешиванию воздуха как по горизонтали, так и по вертикали. Формирующийся в области антициклона умеренный континентальный воздух имеет низкую температуру (-30...-40 °С). В плохо вентилируемых долинах и котловинах вследствие радиационного выхолаживания температура воздуха может понижаться до -60 °С. В середине зимы континентальный умеренный воздух в нижних слоях становится холоднее арктического. Для него также типична большая повторяемость инверсий температуры в нижних слоях. Этот очень холодный воздух в системе циркуляции Азиатского антициклона распространяется на Западную Сибирь, Казахстан, юго-восточные районы Европы. Даже в Бухаресте, в связи с частыми затоками с востока континентальных умеренных воздушных масс, средняя температура воздуха в январе составляет -3 °С, как и в Варшаве, расположенной на 10° севернее.

Зимний Канадский антициклон по сравнению с Азиатским менее устойчив из-за меньших размеров североамериканского материка и интенсивного циклогенеза над ним. Зимы здесь менее суровы, и суровость не возрастает к центру материка, как в Азии, а наоборот, несколько уменьшается в связи с частым прохождением циклонов. Континентальный умеренный воздух в Северной Америке имеет более высокие температуры, чем континентальный умеренный воздух в Азии.

На формирование континентального умеренного климата существенное влияние оказывают географические особенности территории. В Северной Америке горные хребты Кордильер являются естественной границей, отделяющей побережье с морским климатом от внутриматериковых районов с континентальным климатом. В Евразии умеренный континентальный климат формируется на огромном пространстве суши, примерно от 20 до 120° в.д. В отличие от Северной Америки, Европа открыта для свободного проникновения морского воздуха с Атлантики глубоко во внутренние районы. Этому способствует не только западный перенос воздушных масс, господствующий в умеренных широтах, но и равнинный характер рельефа, сильная изрезанность побережий и глубокое проникновение в сушу Балтийского и Северного морей. Поэтому над Европой формируется умеренный климат меньшей степени континентальности по сравнению с Азией.

Зимой морской атлантический воздух, перемещающийся над холодной поверхностью суши умеренных широт Европы, долго сохраняет свои физические свойства из-за слабого вертикального перемешивания, поэтому его влияние распространяется на всю Европу. Зимой по мере ослабления атлантического влияния температура воздуха с запада на восток понижается. В Берлине она составляет в январе 0 °С, в Варшаве -3 °С, в Москве -11 °С. При этом изотермы над Европой имеют меридиональную направленность, что говорит об определяющей роли адвекции атлантического воздуха в распределении температуры. Завершается трансформация атлантического воздуха в континентальный, в основном, на территории Восточной Европы, где областями трансформации являются смещающиеся из высоких широт антициклоны, сформированные в массах арктического воздуха. Они подолгу могут стационарировать в умеренных широтах над холодной поверхностью, покрытой снегом.

В Северной Америке горная система на западе затрудняет свободный выход тихоокеанских циклонов на материк. Однако через понижение в Кордильерах в районе Британской Колумбии полярно фронтальные циклоны проникают на континент и затем смещаются в восточном направлении. При этом сток тихоокеанского воздуха на восточных склонах Скалистых гор сопровождается феном (чинук), при котором отмечается рост температуры и падение относительной

влажности. Чинук существенно умеряет зимние холода Великих равнин и нередко повышает температуру на 30 °С и выше. Причем повышение температуры на 10-20 °С иногда происходит в течение нескольких минут. Чинук вызывает быстрое таяние, благодаря чему скот легко находит себе корм под тонким слоем снега.

Обращенность Евразии и Северной Америки широким фронтом к Арктическому бассейну способствует глубокому проникновению на континенты в результате циклонической деятельности холодных арктических воздушных масс в течение всего года. С полярно фронтальными циклонами связана адвекция в умеренные широты и тропического воздуха. Интенсивный меридиональный воздухообмен особенно характерен для Северной Америки, где часто арктический и тропический воздух сменяют друг друга. Причем при смещении к югу, арктический воздух долго сохраняет свои свойства. Его трансформация замедлена в связи с большой скоростью перемещения воздуха, а также благодаря низко расположенной инверсии температуры, ограничивающей развитие турбулентного перемешивания по вертикали. В целом, суровость зимы в умеренном континентальном климате Северной Америки определяется, в первую очередь, адвективным фактором, т.е. частыми вторжениями арктического воздуха, а не влиянием континента, как в Азии.

Поступающий в южных циклонах тропический воздух также медленно трансформируется над Северной Америкой из-за большой скорости его перемещения, большого влагосодержания и сплошной низкой облачности, ослабляющей влияние земной поверхности.

Зимой следствием интенсивного меридионального воздухообмена является большая величина межсуточной изменчивости температуры воздуха, особенно в районах, где часты циклоны: север Европы и Западной Сибири, Великие равнины Северной Америки. Средняя величина межсуточной изменчивости достигает здесь 5 °С.

В холодный период осадки выпадают в виде снега, формируется снежный покров, который предохраняет почву от глубокого промерзания и создает запас влаги весной. Высота снежного покрова зависит от продолжительности его залегания и количества выпадающих осадков. В Европе устойчивый снежный покров на равнинной территории образуется к востоку от Варшавы, максимальная высота его достигает 90 см в северо-восточных районах Европы и Западной Сибири. В центре Русской равнины высота его составляет 30-35 см, а в Забайкалье – менее 20 см. На равнинах севера Монголии, в центре антициклонической области снежный покров образуется лишь в отдельные годы. Отсутствие снега наряду с низкими зимними температурами воздуха обуславливает наличие здесь вечной мерзлоты, чего больше не наблюдается нигде на Земном шаре под этими широтами.

В Северной Америке на Великих равнинах снежный покров мал из-за часто наблюдающегося здесь чинука. К востоку от равнин во фронтальных процессах все чаще начинает принимать участие тропический воздух. Проникая сюда в верхних слоях тропосферы, он обостряет фронтальные процессы, что приводит к обильным снегопадам. В районе Монреаля снежный покров удерживается до 4 месяцев, а высота его достигает 90 см.

Летом роль радиационных процессов в формировании умеренного континентального климата в Азии так же велика, как и зимой. В термических депрессиях, формирующихся над центральными районами материка, в условиях большого притока солнечного тепла, происходит быстрая трансформация поступающих сюда в результате циклонической деятельности атлантических и арктических воздушных масс. При этом имеет значение тот факт, что летом значительно сглажены межширотные различия в радиационном балансе. В июне-августе месячные суммы радиационного баланса изменяются на территории в небольших пределах (от 300 до 370 МДж/м²).

Лето в континентальных областях Европы и Азии теплое. Средняя температура июля составляет 18-22 °С. В засушливых районах юго-востока Европы и в Средней Азии, где большая часть тепла радиационного баланса из-за дефицита влаги расходуется на турбулентный обмен, средняя температура воздуха в июле достигает 24-28 °С.

В Северной Америке континентальный воздух летом несколько холоднее, чем в Азии и Европе. Это связано с меньшей протяженностью материка по широте, большой изрезанностью его северной части заливами и фьордами, обилием крупных озер и более интенсивным, по сравнению с внутренними районами Европы и Азии, развитием циклонической деятельности.

Междусуточная изменчивость температуры воздуха летом уменьшается по сравнению с зимой, т.к. в это время года значительно сглаживаются межширотные термические различия. По сравнению с зимой, в связи с уменьшением облачности, суточные амплитуды температуры увеличиваются и составляют 10 °С и более.

Годовое количество осадков на равнинной территории в этом климате изменяется от 300 до 800 мм, на наветренных склонах Альп выпадет более 2000 мм. Большая часть осадков выпадает летом, что связано в первую очередь с увеличением влагосодержания воздуха. Кроме этого в центральных районах континентов летнему максимуму осадков способствует увеличение повторяемости циклонов, обусловленное разрушением зимних устойчивых континентальных антициклонов. В летнее время года значительный вклад дают осадки конвективного происхождения, отличающиеся небольшой продолжительностью, но большой интенсивностью. В Евразии отмечается уменьшение осадков по территории с запада на восток. Кроме того, количество осадков уменьшается и с севера на юг в связи с уменьшением повторяемости циклонов и увеличением сухости воздуха в этом направлении. В Северной Америке уменьшение осадков по территории отмечается в направлении к западу.

Территория, занятая умеренным климатом, протянувшаяся от 40° с.ш. до полярного круга, характеризуется большим разнообразием термических условий. Сумма активных температур изменяется от 800 до 4000 °С. Большие пространственные различия термических условий и годового количества осадков определяют различные условия влагообеспеченности.

В Северной Америке, в центральных и северо-западных районах, формируются условия достаточного увлажнения в вегетационный период (ГТК более 1,0) при 20-процентной вероятности засух в отдельные годы. На юго-западе в связи с уменьшением осадков формируется засушливый вегетационный период (ГТК 0,8-1,0) при вероятности засух 25-50%. На северо-востоке вегетационный период характеризуется избыточным увлажнением (ГТК более 1,5).

На территории Зарубежной Европы формируются, в основном, условия достаточного или избыточного увлажнения и только на юго-востоке (Нижнее-Дунайская и Средне-Дунайская низменности), где сумма активных температур не менее 3000 °С, а годовое количество осадков только около 500 мм, вегетационный период – засушливый (ГТК менее 1,0).

На территории России отмечается зональность в распределении влагообеспеченности. От северной границы умеренного пояса до 60° с.ш. вегетационный период характеризуется избыточными условиями увлажнения, далее к югу, примерно до 55° с.ш. – достаточными, и далее вдоль южной границы – засушливым вегетационным периодом. В Забайкалье, при сухих зимах и весне, летом складывается достаточное или избыточное увлажнение.

Соотношение тепла и влаги на огромных пространствах суши в умеренном климате определяют характер ландшафтов: хвойные леса на севере сменяются к югу смешанными и лиственными, а далее в связи с увеличением засушливости появляются степи и полупустыни.

Большая часть суши в континентальном умеренном климате занята горными системами: Альпы, Карпаты, Алтай, Саяны, Кордильеры, Скалистые горы и др. В горных районах клима-

тические условия существенно отличаются от климата равнин. Летом температура воздуха в горах быстро падает с высотой. Зимой при прохождении холодных воздушных масс температура воздуха на равнинах нередко оказывается ниже, чем в горах.

Велико влияние гор на осадки. Осадки увеличиваются на наветренных склонах и на некотором расстоянии перед ними, а на подветренных – ослабевают. Например, различия в годовом количестве осадков между западными и восточными склонами Уральских гор местами достигают 300 мм. В горах с высотой осадки увеличиваются до определенного критического уровня. В Альпах уровень наибольшего количества осадков приходится на высоту 2000 м, на Кавказе – 2500 м. С увеличением общей сухости климата высота уровня максимального количества осадков в горах увеличивается.

5.2. Океанический умеренный климат

В умеренных широтах циркуляционные системы над океанами в Северном и Южном полушариях существенно различаются между собой. Это связано с тем, что характер и степень теплового взаимодействия океанов с материками в Северном и Южном полушариях не одинаковы.

В Северном полушарии океаны, особенно Тихий, представляют собой почти замкнутую с трех сторон акваторию, ограниченную огромными пространствами суши. В механизме атмосферной циркуляции проявляется термодинамическое взаимодействие океана с материками Азии и Северной Америки.

В Южном полушарии между 45 и 60° ю.ш. океаны представляют собой одно целое, образуя единую однородную акваторию, в виде сплошного кольцевого пояса омывающую берега Антарктиды. Кроме южной оконечности Южной Америки в этом полушарии отсутствует возмущающее влияние континентов на климат океанов. В связи с этим характеристики океанического умеренного климата рассматриваются отдельно для Северного и Южного полушарий.

На рис. 34 (*Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Атлантический океан. 55°00' с.ш., 20°00' з.д.*) представлены кривые годового хода составляющих теплового баланса поверхности океанов в области действия теплого течения Гольфстрим (55° с.ш., 20° з.д.). На широте 55° с.ш. радиационный баланс поверхности океанов изменяется в годовом ходе в

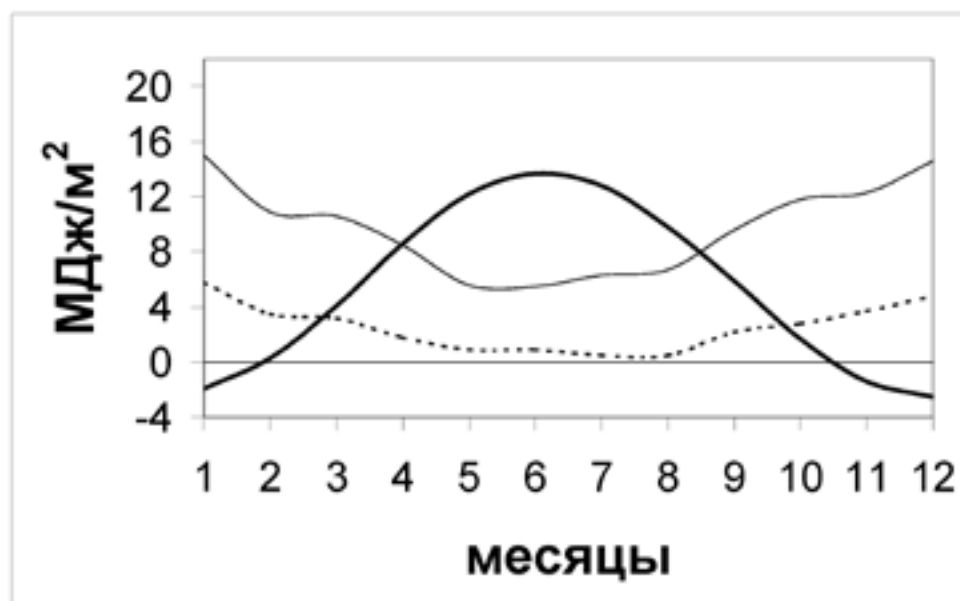


Рис. 34. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Атлантический океан. 55°00' с.ш., 20°00' з.д.

больших пределах. Турбулентный поток тепла в течение года в данном районе направлен от поверхности океана к атмосфере. Турбулентная теплоотдача и затраты тепла на испарение резко возрастают зимой. Для компенсации расходов на испарение, турбулентную теплоотдачу и радиационную потерю тепла поверхность океана должна получать зимой большое количество тепла из глубинных слоев, прежде всего за счет использования энергетических ресурсов Гольфстрима.

На рис. 35 (*Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Тихий океан. 50°00' с.ш., 150°00' в.д.*) приведены данные по тепловому балансу поверхности океана на востоке Охотского моря (50° с.ш., 150° в.д.). Картина годового хода составляющих теплового баланса здесь несколько иная. Летом над холодными водами турбулентный поток тепла отрицательный (направлен от атмосферы к океану), а в холодное время года положительный (от океана к атмосфере). Затраты тепла на испарение значительно меньше, чем в областях теплых океанических течений. Зимой для компенсации расходов на испарение и турбулентный теплообмен поверхность океана получает тепло из более глубоких слоев. Летом приход тепла от радиационного баланса превышает расход на испарение, что приводит к нагреванию верхних слоев воды.

Океанический тип климата умеренных широт формируется под влиянием господствующего в течение всего года морского умеренного воздуха, сравнительно более холодного и более бедного влагой, чем морской тропический воздух. Главные особенности океанического умеренного климата: малая годовая амплитуда температуры, равномерное распределение осадков в течение всего года и повышенные скорости ветра.

В Северном полушарии в этом климате в течение всего года преобладает циклоническая циркуляция: летом – на полярном фронте, зимой – на арктическом и полярном фронтах. На западе Тихого океана летом развивается антициклогенез над Охотским морем, а зимой – над Японией и Сахалином, что смещает циклоническую деятельность к востоку от побережья. Этому способствуют потоки континентального умеренного воздуха, оттекающие с материка по восточной периферии Азиатского антициклона.

Летом Атлантический и Тихий океаны охвачены интенсивной циклонической деятельностью везде кроме западного района Тихого океана. Преобладают западные и юго-западные по-

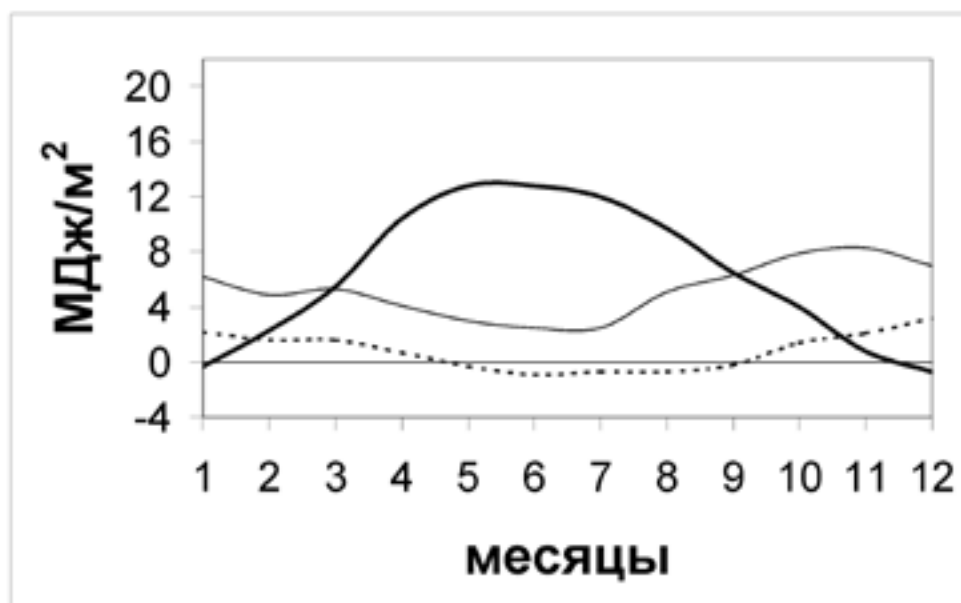


Рис. 35. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Тихий океан. 50°00' с.ш., 150°00' в.д.

токи, дующие по южным перифериям ослабленных в это время года Исландской и Алеутской депрессий и по северным перифериям Азорского и Гавайского антициклонов.

В термическом отношении Атлантическая и Тихоокеанская области однородны. В Тихом океане температура воздуха изменяется с севера на юг от 8 до 15 °С. В Атлантическом океане изотермы идут с юго-запада на северо-восток. Северо-западные районы Атлантики, из-за влияния холодного Лабрадорского течения и частой адвекции арктических воздушных масс, имеют более низкую температуру. Вдоль южной границы температура воздуха составляет 16-18 °С, а вдоль северной – 8-10 °С.

Поверхностные воды океанов летом несколько холоднее воздуха (на 0,3-0,5 °С), особенно на западе океанов, из-за влияния холодных течений (Лабрадорского и Ойя-Сю). Это служит причиной преобладания слоистых форм облаков и частых летних туманов, повторяемость которых достигает 35%.

Летом облачность велика и представлена в основном облаками слоистых форм. Процессы конвекции развиты слабо, и внутримассовые осадки во всем океаническом умеренном климате Северного полушария почти отсутствуют. В Тихом океане, в центральных и восточных районах, повторяемость осадков составляет 20%, на западе, в связи с развитием охотоморских антициклонов, она сокращается до 5%. Наибольшее количество осадков выпадает на северо-востоке океана.

В Атлантическом океане летом повторяемость осадков составляет в центре 15%, на западе и востоке – не более 10%. На западе довольно часто наблюдаются туманы, повторяемость которых 30%.

Зимой усиливается роль циклонической деятельности на арктическом фронте, особенно в северных районах. Наибольшая повторяемость циклонических возмущений отмечается с ноября по январь. В этот период циклоны перемещаются с большой скоростью, а их глубина максимальна. В отдельных случаях давление падает ниже 920 гПа.

Преобладают западные и юго-западные потоки, дующие по южной и восточной перифериям Алеутской депрессии в Тихом океане и Исландской – в Атлантическом. Западные районы океанов находятся под воздействием северо-западных потоков континентального умеренного воздуха, оттекающего по восточной периферии материковых антициклонов над Азией и Северной Америкой. Это в значительной степени ослабляет циклоническую деятельность вблизи побережья.

Зимой увеличивается скорость ветра до 8-10 м/с, повторяемость штормов возрастает до 15%.

В центре и на востоке океанов зима отличается мягкостью, зимние температуры не опускаются ниже 0 °С. На западе океанов температура воздуха отрицательная, а в Тихом океане она понижается до -12...-13 °С. Образуются плавучие льды, а осадки выпадают преимущественно в виде снега. На востоке океанов льды не опускаются южнее северной границы умеренного пояса.

Зимой во всем умеренном поясе воздух теплее воды, особенно на западе, где эта разность составляет от 2 до 4 °С. Зимой на всей акватории океанов проявляется усиление процессов конвекции, за исключением западных районов, где она ослаблена в связи с частой адвекцией устойчиво стратифицированного континентального умеренного воздуха. Однако преобладают фронтальные осадки. В Тихом океане их повторяемость составляет 15-20%, на западе – не более 5%. Как и летом, наибольшее количество осадков выпадает у берегов Северной Америки. В центральных районах Атлантики повторяемость осадков составляет 20-25%. На западе – 10%, а на крайнем юго-востоке, находящемся в стороне от основных путей перемещения циклонов, всего 5%.

В Южном полушарии за пределами зон пассатной циркуляции, в умеренном поясе, характер погоды резко меняется: наблюдаются значительная облачность, неустойчивость погоды, усиление ветра до штормовых скоростей, частые и длительные дожди. Это зона южного полярного фронта, которая зимой лежит между 35° и 45° ю.ш., а летом – между 40° и 50° ю.ш. Меридиональная составляющая в преобладающем западно-восточном переносе выражена слабо, она появляется южнее 60° ю.ш. Штормы, наблюдаемые южнее 50° ю.ш., также отличаются большой интенсивностью, но они обусловлены циклонами антарктического фронта.

В отличие от Северного полушария внетропические фронты в Южном могут значительно сближаться, и поэтому полярные фронтовые циклоны, имеющие меридиональные траектории перемещения, не затухают, а регенерируют на антарктическом фронте. Это происходит не только зимой, как в Северном полушарии, но и летом. Поэтому в Южном полушарии общее число циклонов и активность внетропических фронтов мало меняются по сезонам.

В отличие от Северного полушария в поле давления над Южным океаном отсутствуют центры действия атмосферы, подобные Алеутской или Исландской депрессиям. Только на антарктическом фронте существует район стационарирования циклонов над морем Росса.

В Южном полушарии единый процесс циклонической деятельности над поверхностью океана обуславливает четко выраженную зональность в распределении метеорологических элементов.

Зимой, при значительной облачности, месячные суммы солнечной радиации изменяются с юга на север от 40 до 150 МДж/м². Температура воздуха растет с юга на север от -4 до 8°C . Разность температуры воды и воздуха – отрицательная. Преобладают осадки фронтального характера. Повторяемость осадков велика и составляет 40-50%.

Летом облачность снижает поступление фактической суммарной радиации по сравнению с возможной на 40%. По сравнению с Северным полушарием лето несколько холоднее, температура воздуха повышается с юга на север от 4 до 12°C . Как и зимой, температура поверхностных вод океана ниже температуры воздуха. Повторяемость осадков по сравнению с зимой несколько снижается и составляет 30%, а вблизи побережья Южной Америки – 50%. В целом осадки выпадают равномерно в течение года.

Благодаря большим градиентам давления и малой шероховатости водной поверхности большую повторяемость над океанами имеют сильные ветры, которые часто приобретают характер штормов. Особенно сильные ветры свойственны Южному полушарию. Этим ветрам умеренные широты Южного полушария обязаны своим названием «ревущие сороковые». Близость Антарктиды проявляется в большой повторяемости айсбергов и плавучих льдов.

5.3. Умеренный климат западных побережий материков

Этот тип климата наблюдается на атлантическом побережье Европы, тихоокеанском побережье Северной и Южной Америки. Кордильеры и Анды являются естественной границей, отделяющей побережье с морским типом климата от внутриконтинентальных районов. Европейское побережье, кроме Скандинавии, открыто для свободного доступа морского умеренного воздуха.

Этот тип климата имеет ярко выраженные черты морского климата и характеризуется преобладанием морских воздушных масс в течение всего года.

Зимой вынос морского воздуха на побережье происходит по перифериям Исландской и Алеутской депрессий, которые в это время года углубляются и смещаются к югу. Большие контрасты температуры между взаимодействующими на полярном и арктическом фронтах воздушными массами способствуют развитию интенсивной циклонической деятельности. Циркуляционные процессы являются определяющими в формировании климата, роль радиационных процессов сравнительно мала.

Летом, в связи с увеличением радиационного баланса и ослаблением циклонической деятельности, возрастает роль радиационного фактора. При этом вынос морского умеренного воздуха происходит в западных потоках по северной периферии отрогов Азорского и Гавайского антициклонов. В отличие от зимы летом трансформация поступающих на материк воздушных масс происходит быстрее.

Постоянный вынос морского воздуха, сопровождающийся большой облачностью, обуславливает затяжные весны в отличие от внутриконтинентальных районов.

Зима в этом климате теплая (рис. 36. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Ванкувер. 49°17' с.ш., 123°05' з.д.*). Отопляющее влияние океанов усиливается благодаря теплым морским течениям, омывающим западные берега континентов. Средняя температура в январе положительная и изменяется по территории с севера на юг от 0 до 6 °С. При вторжениях арктического воздуха она может понижаться на Скандинавском побережье до -25 °С, а на французском – до -17 °С. При распространении тропического воздуха к северу, что часто наблюдается в январе, температура даже в Норвегии повышается до 10 °С.

Зимой на западном побережье Скандинавии отмечаются большие положительные отклонения температуры от средней широтной (на 20 °С). Аномалия температуры на тихоокеанском побережье Северной Америки меньше и составляет не более 12 °С.

Лето в этом климате редко бывает жарким. В Северном полушарии средняя температура в июле составляет 15-16 °С, температура января в Южном полушарии – только 10 °С. Даже днем температура воздуха редко превышает 30 °С. Из-за частых циклонов для всех сезонов характерна пасмурная и дождливая погода. Особенно много пасмурных дней бывает на западном побережье Северной и Южной Америки, где перед горными системами Анд и Кордильер циклоны вынуждены замедлять свое движение. В связи с этим особенно большим однообразием характеризуется режим погоды на юге Аляски, где нет обыкновенных времен года в нашем понимании. Там царствует вечная осень, и лишь растения напоминают о наступлении зимы или лета.

Годовое количество осадков составляет от 600 до 1000 мм, а на склонах горных хребтов от 2000 до 6000 мм. На побережье Чили осадки настолько часты, что на юге материка они на-

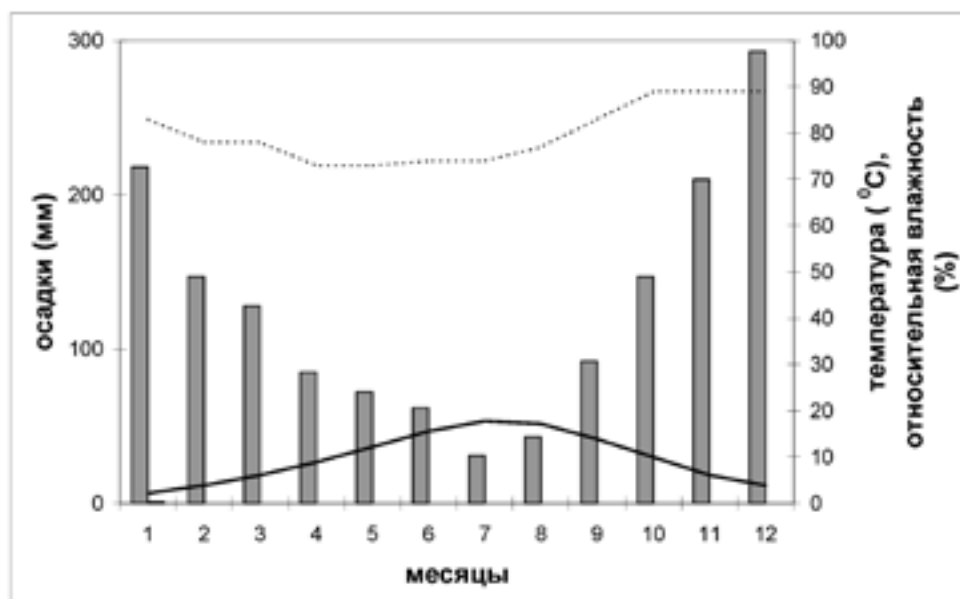


Рис. 36. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Ванкувер. 49°17' с.ш., 123°05' з.д.

блюдаются до 288 дней в году. Годовой ход осадков ровный, с небольшим максимумом зимой, когда увеличивается повторяемость циклонов. Зимой осадки часто выпадают в виде снега, но устойчивый снежный покров не образуется.

Осенью и зимой бывают туманы адвективного характера. Количество дней с туманом изменяется по побережью от 30 до 50 дней в году.

Сумма активных температур составляет на побережье от 2000 до 3000 °С. При значительных годовых осадках на большей части территории побережья и прилегающих островах в вегетационный период формируются условия избыточного увлажнения (ГТК более 1,5). Только на юго-востоке Великобритании и на французском побережье Европы увлажнение достаточное, и ГТК изменяется от 1,0 до 1,5. В южных районах Чили, где средняя температура января ниже 10 °С, оценка влагообеспеченности не дается.

В условиях достаточного увлажнения на побережьях развиты широколиственные леса, а в условиях избыточного – хвойные. Недостаток летнего тепла снижает верхнюю границу леса в горах до 500-700 м над уровнем моря.

5.4. Умеренный климат восточных побережий материков

Этот климат имеет муссонные черты, и сопровождается сезонной сменой ветров: зимой преобладают северо-западные потоки, летом – юго-восточные. Он хорошо выражен на побережье Азии.

Зимой с северо-западным ветром на побережье Азии распространяется холодный континентальный умеренный воздух, что является причиной низких температур воздуха (от -20 до -25 °С). Преобладает ясная, сухая, ветреная погода. В южных районах побережья осадков мало (рис. 37. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Приморская. 43°50' с.ш., 131°57' в.д.*). Север Приамурья, Сахалин и Камчатка нередко попадают под влияние циклонов, перемещающихся над Тихим океаном. Поэтому зимой там мощный снежный покров, особенно на Камчатке, где его максимальная высота достигает 2 м.

Летом с юго-восточным ветром на побережье Азии распространяется морской умеренный воздух. Усилению юго-восточного переноса воздушных масс способствует Охотоморский антициклон, южная часть которого распространяется на север Японского моря. С середины лета он сливается с Северотихоокеанским антициклоном. Из-за наличия холодных океанических течений, омываю-

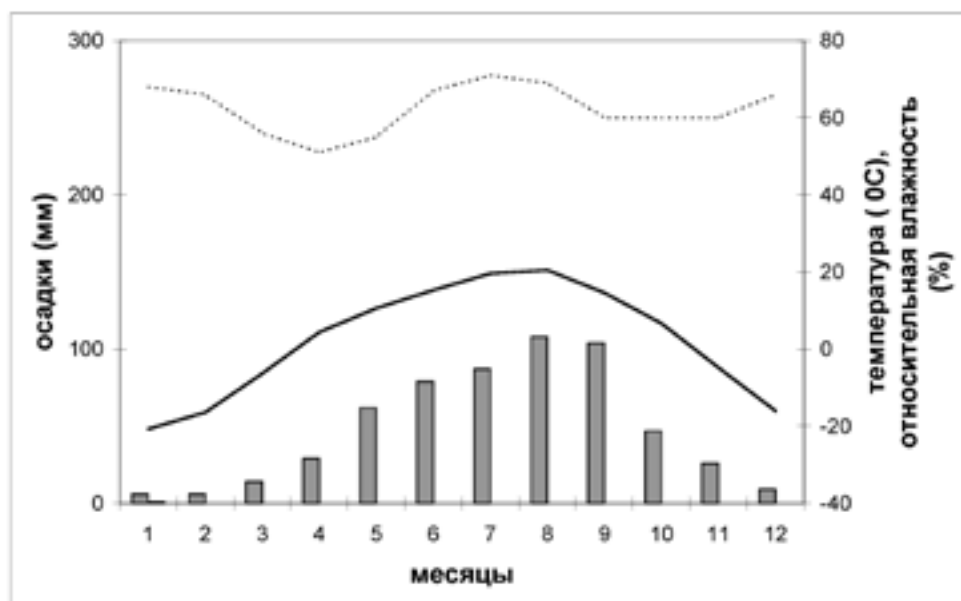


Рис. 37. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Приморская. 43°50' с.ш., 131°57' в.д.

щих восточные берега материков в умеренных широтах, морской умеренный воздух здесь довольно прохладный. Кроме того, Охотское море зимой замерзает, и лед сохраняется в нем даже в июне.

Лето в этом климате умеренно теплое, со средними температурами июля от 14 до 18 °С (рис. 37). Часты осадки, которые обусловлены выходом на побережье циклонов со стороны Монголии, Прибайкалья, Северного Китая. Нередко в верхних слоях окклюзированных южных циклонов на побережье выносятся морской тропический воздух, с которым связана значительная масса выпадающих в этих районах осадков. Возможны выходы и тайфунов, при которых суточное количество осадков может достигать 150 мм. Годовое количество осадков составляет 600-1000 мм, большая часть которых выпадает летом.

Летом часты туманы, в основном адвективно-радиационного характера, повторяемость их достигает 60 дней в году.

В отличие от Азии восточное побережье Северной Америки характеризуется морскими чертами климата, которые выражаются в преобладании зимних осадков и морском типе годового хода температуры воздуха: минимум наступает в феврале, а максимум – в августе, когда океан наиболее теплый.

Канадский антициклон, в отличие от Азиатского, неустойчив. Он образуется вдали от побережья и часто прерывается циклонами. Поэтому зима здесь мягкая, многоснежная, сырая и ветреная. В снежные зимы высота сугробов достигает 2,5 м. Часто бывает гололедица, когда дует южный ветер. Поэтому некоторые улицы в отдельных городах на востоке Канады имеют железные перила для пешеходов. Лето прохладное и дождливое. Годовое количество осадков до 1000 мм.

Совершенно по-другому формируется климат на восточном побережье Южной Америки в Патагонии, протяженность которой с севера на юг составляет около 2000 км. От влияния Тихого океана Патагония загорожена Андами, высота которых здесь составляет 3000-4000 м. На формирование климата оказывают влияние близость Антарктиды и наличие около восточного побережья холодного Фолклендского течения.

Климат Патагонии характеризуется теплой сухой зимой и теплым сухим летом (рис. 38. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Сармьенто. 45°35' ю.ш., 69°04' з.д.*).

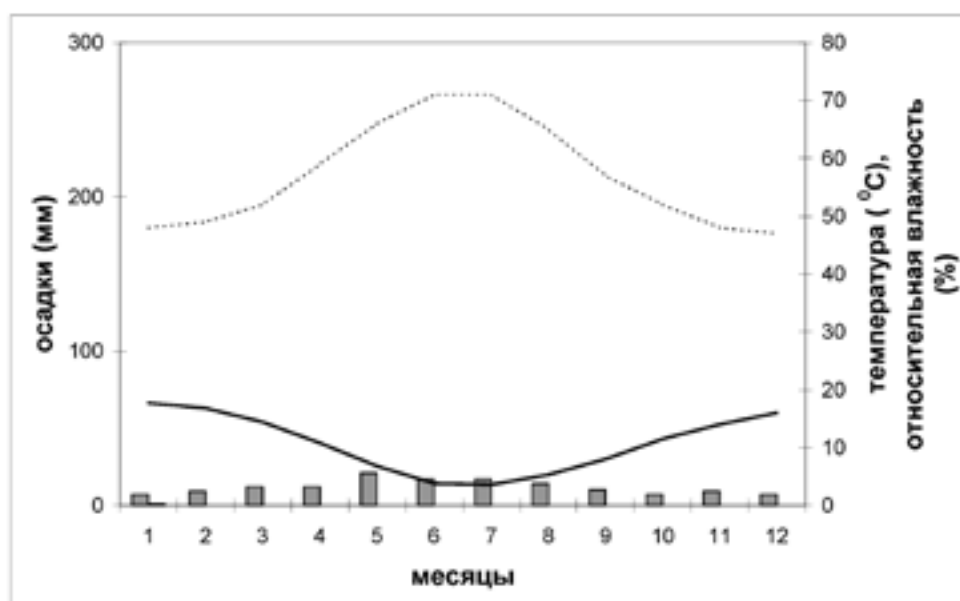


Рис. 38. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Сармьенто. 45°35' ю.ш., 69°04' з.д.

При небольшой облачности годовая величина суммарной солнечной радиации составляет 70% от возможной и изменяется по территории от $2,4 \times 10^3$ до $4,0 \times 10^3$ МДж/м². Однако годовая величина радиационного баланса, в связи с сухостью воздуха и относительно большим альбедо степных и полупустынных ландшафтов, составляет всего 30% от поступающей солнечной радиации (рис. 39. *Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Сармьенто. 45°35' ю.ш., 69°04' з.д.*). Годовая величина радиационного баланса изменяется с юга на север от $1,6 \times 10^3$ до $2,0 \times 10^3$ МДж/м². Зимой радиационный баланс отрицательный.

В Патагонии в течение всего года преобладает западный перенос. Зимой термический режим определяется адвективным фактором, изотермы при этом имеют меридиональную направленность. Температура воздуха изменяется от 4-6 °С на побережье, до 2 °С во внутренних районах. Режим температуры характеризуется неустойчивостью. При адвекции холода из приантарктических широт температура воздуха понижается до -15 °С на побережье и до -20 °С во внутренних районах, а адвекция тропического воздуха повышает температуру на 20 °С.

Зимой осадков нет, т.к. Патагония по отношению к западным потокам оказывается в сухой тени гор. Месячное количество осадков в июле составляет 20 мм и лишь на северо-западе достигает 50 мм. Снег выпадает, но снежного покрова нет.

Летом месячные суммы радиационного баланса достигают 250-300 МДж/м². Западный перенос ослабевает, а циклоническая деятельность смещается несколько к югу, усиливается влияние холодного течения. Температура воздуха определяется в основном радиационным фактором, и изотермы имеют широтную направленность. Средняя температура воздуха в январе изменяется с юга на север от 10 до 20 °С. Волны холода, при которых возможны понижения температуры до отрицательных значений, – характерная черта климата Патагонии и летом.

При незначительных летних осадках (12-17 мм в месяц) воздух сух, относительная влажность во внутренних районах понижается до 30%, а на побережье – до 40%. Годовое количество осадков на большей части территории не превышает 200 мм. К югу оно немного увели-

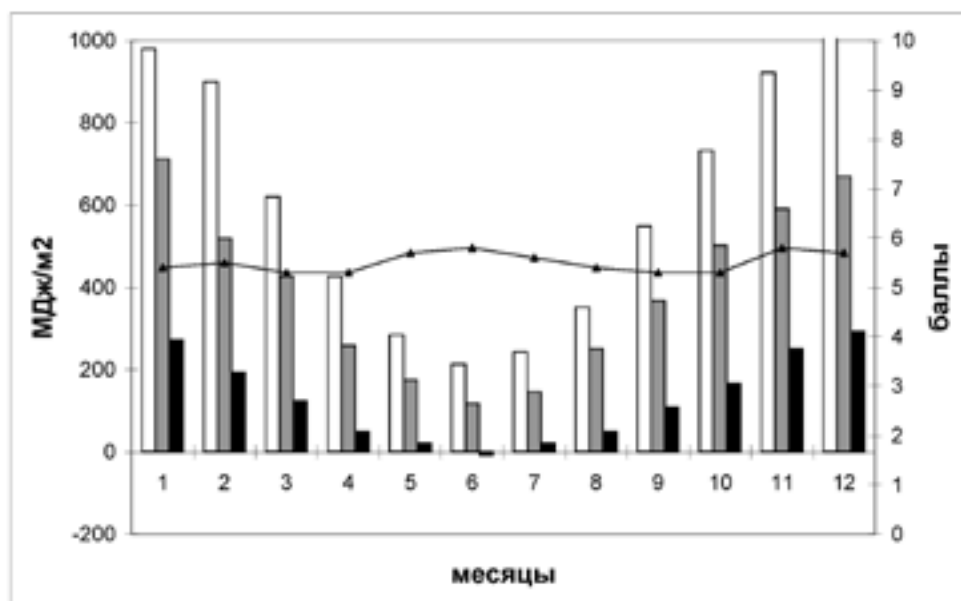


Рис. 39. Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Сармьенто. 45°35' ю.ш., 69°04' з.д.

чивается, т.к. в разрывах Анд возможны выходы циклонов, а также в предгорьях, где горные хребты способствуют подъему воздуха и конденсации. В целом за год разность между осадками и возможным испарением составляет 800 мм на севере и 200 мм на юге.

В целом климат Патагонии характеризуется недостаточным увлажнением. Годовой сток подобен пустыне. На востоке он равен 5 мм, на западе – 100-150 мм. При сумме активных температур 1500-3000 °С и большом дефиците осадков ГТК составляет не более 0,3. В этой области степень континентальности выражена слабо, но из-за недостатка влаги здесь формируются природные зоны, характерные для резко континентального климата: в предгорьях – злаковые степи, на побережье – кустарниковые полупустыни патагонской формации.

Глава 6

Субарктический (субантарктический) пояс

В субарктическом поясе формируются континентальный и океанический климаты, в субантарктическом – только океанический.

6.1. Континентальный субарктический климат

Этот климат прослеживается на севере азиатского и североамериканского материков. Зимой здесь преобладает арктический воздух, который формируется в областях высокого давления. На восточные районы Канады арктический воздух распространяется по западной периферии Исландской депрессии из Арктики.

Континентальный субарктический климат в Азии характеризуется самыми большими на земном шаре годовыми амплитудами температуры воздуха – 60-65 °С. Континентальность климата достигает здесь предельной для земного шара величины.

Из рис. 40 (*Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Туруханск. 65°55' с.ш., 87°38' в.д.*) видно, что по сравнению с умеренными широтами в этом климате длительность периода с положительными значениями радиационного баланса оказывается меньше. Кривая годового хода приобретает более острую форму. В этих широтах уменьшение максимальных высот

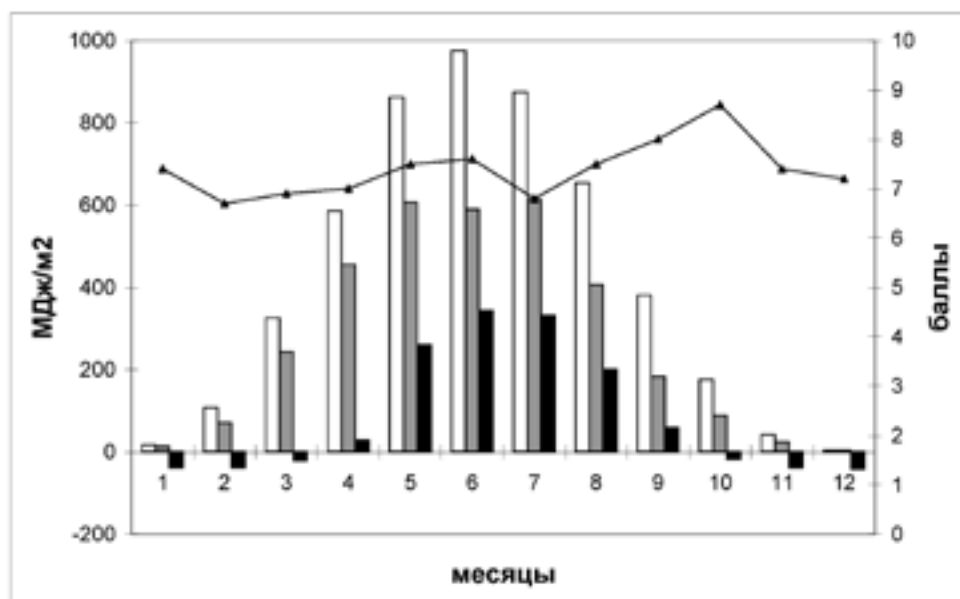


Рис. 40. Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Туруханск. 65°55' с.ш., 87°38' в.д.

Солнца в летнее время несколько компенсируется увеличением продолжительности дня, поэтому максимальные месячные величины радиационного баланса немного возрастают по сравнению с более низкими широтами.

В этом климате радиационный баланс отрицательный в течение полугода. В период длинных полярных ночей, при отрицательном радиационном балансе, в условиях антициклональной погоды почва глубоко промерзает, теряя большое количество тепла путем излучения. Промерзанию почвы способствует небольшая высота снежного покрова. Наблюдается повышение температуры воздуха с высотой. В нижнем километровом слое рост температуры с высотой составляет до 2,5 °С на 100 м. На высоких водоразделах на 20 °С теплее, чем в долинах.

Средняя температура в январе изменяется по территории от -28 до -50 °С, а в низинах и котловинах, вследствие застаивания воздуха, температура еще ниже. (рис. 41. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Туруханск. 65°55' с.ш., 87°38' в.д.*). В Оймяконе (Якутия) зарегистрирована рекордная для Северного полушария отрицательная температура воздуха – -71 °С. Воздух очень сухой, парциальное давление водяного пара не превышает несколько десятых долей гектопаскаля. Часто наблюдаются туманы вблизи крупных населенных пунктов, т.к. воздух над ними содержит большое количество ядер конденсации.

Летом определяющим фактором климатообразования является радиационный. В этот период более 40% тепла радиационного баланса расходуется на турбулентный обмен, что способствует быстрой трансформации поступающих сюда холодных арктических воздушных масс (рис. 42. *Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Фербенкс. 64°50' с.ш., 147°50' з.д.*). Трансформации также благоприятствует преобладание над континентом в летнее время года малоградиентного барического поля, обуславливающего слабые ветры и незначительное перемешивание воздуха.

Лето в субарктическом континентальном климате хотя и короткое, но довольно теплое. Процессами трансформации, особенно в котловинах и широких долинах, определяется относительно высокая средняя месячная температура, которая в июле составляет от 12 до 18 °С (рис. 41), а дневные максимумы – 20-25 °С.

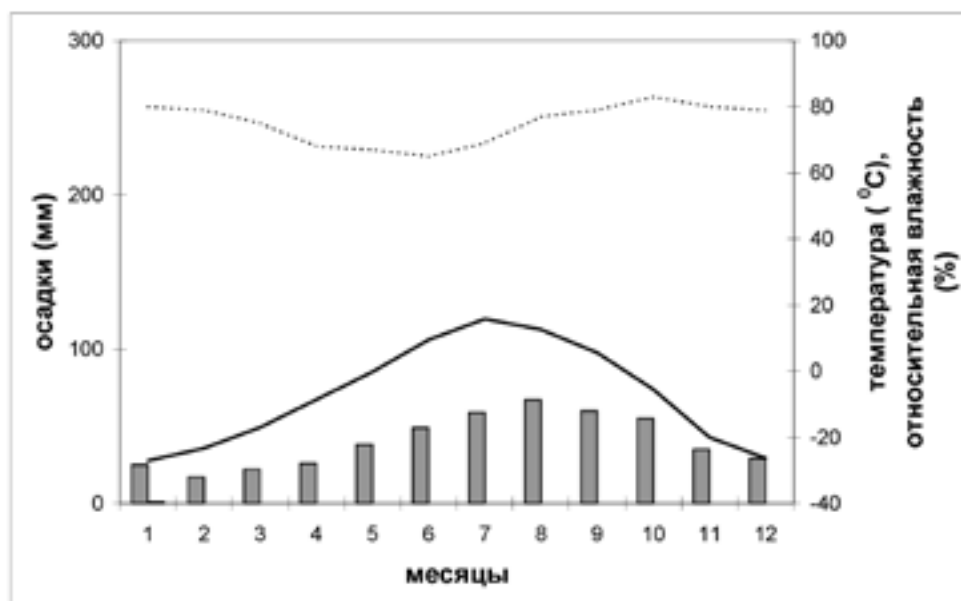


Рис. 41. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Туруханск. 65°55' с.ш., 87°38' в.д.

За лето выпадает больше половины годовой суммы осадков, составляющих на равнинной территории 200-300 мм, а на наветренных склонах возвышенностей – до 500 мм.

Климат субарктического пояса Североамериканского континента менее континентален по сравнению с соответствующим климатом Азии. Здесь менее холодная зима и более холодное лето. Слабые ветры характерны только для внутренних районов Аляски, а на северо-востоке Канады ветры часто достигают ураганной силы. Повторяемость бурь составляет до 90 дней в году. Суровость климата Североамериканского континента, в отличие от Азии, в значительной степени определяется не влиянием самого континента, а адвективным фактором.

При коротком вегетационном периоде в этом климате сумма активных температур составляет всего 600-800 °С. На большей части территории формируется достаточное или избыточное увлажнение. Преобладают тундровые ландшафты.

6.2. Океанический субарктический (субантарктический) климат

Этот климат характеризуется большой повторяемостью циклонов во все сезоны года, особенно в Южном полушарии. Годовая амплитуда температуры воздуха невелика: над океанами 15-16 °С, вблизи побережья 20-25 °С. В отличие от континентов более высокие зимние температуры сочетаются с более высокой влажностью воздуха и большими скоростями ветра. Над океанами средние температуры зимой не бывают ниже -10 °С, а летом даже на островах не превышают 8-10 °С.

Следствием циклонической деятельности являются значительная облачность, частые штормы и осадки. Летом отмечается некоторое ослабление циклонической деятельности. Из-за облачности и больших затрат тепла на таяние льдов летнее повышение температуры происходит медленно, даже сохраняются плавучие льды. Лето характеризуется обилием туманов и высокой относительной влажностью. Годовое количество осадков составляет от 300 до 500 мм.

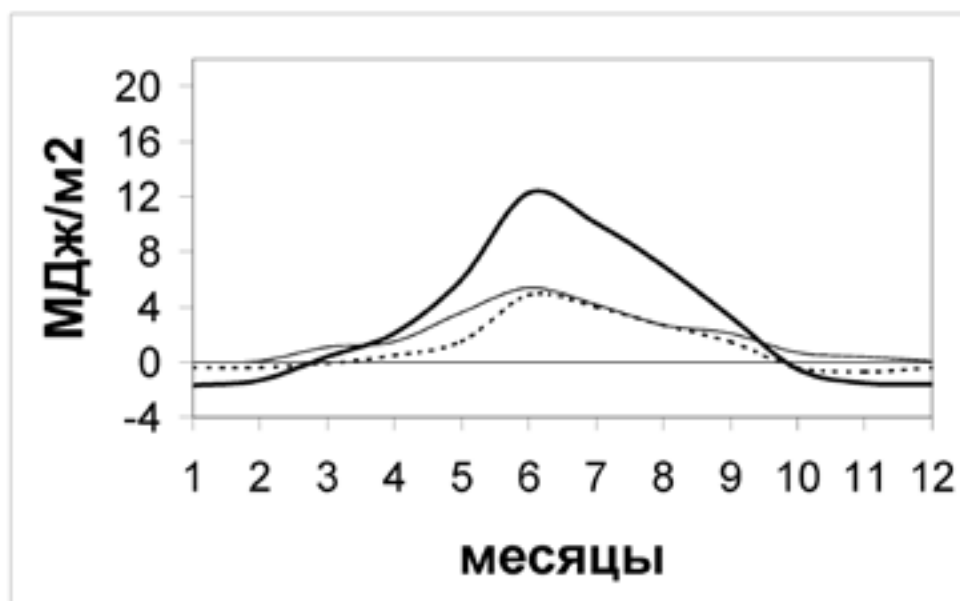


Рис. 42. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Фербенкс. 64°50' с.ш., 147°50' з.д.

Глава 7

Арктический (антарктический) пояс

Важнейшие особенности полярных областей – полярный день и полярная ночь, а также наличие снежного и ледяного покровов в течение всего года. Большая отражательная и излучательная способность подстилающей поверхности приводит к тому, что годовые суммы радиационного баланса отрицательны, а летом большая часть тепла расходуется на таяние снега и льда, и поэтому температура воздуха остается низкой.

Характерной чертой термического режима полярных областей являются безъядерные зимы. Средние температуры зимних месяцев различаются мало, в отдельные годы наиболее холодным может быть любой месяц. Так, на станции Мирный в 1958 году самым холодным был июль месяц, а в 1959 году – сентябрь. В переходные сезоны (весна и осень) температура быстро изменяется от начала сезона к его окончанию, эти изменения составляют 20 °С и более.

В полярных областях в течение всего года суточные амплитуды температуры воздуха невелики (1-2 °С), а непериодические изменения за счет адвекции и турбулентного перемешивания зимой в периферийных районах могут достигать 20 °С.

Вертикальное распределение температуры характеризуется наличием мощных инверсий, которые возникают как в свободной атмосфере за счет сжатия воздуха при оседании во внутренних частях антициклонов и теплой адвекции на высотах, так и у земной поверхности за счет радиационного выхолаживания. При их смыкании мощность инверсионного слоя может достигать более 3 км. Повторяемость инверсий в приполюсном районе Арктики зимой составляет 95%, а летом – 60-70%. С инверсиями связано образование низкой подинверсионной облачности, особенно в летние месяцы, когда поток водяного пара направлен от подстилающей поверхности к атмосфере.

Важной климатической характеристикой в высоких широтах является сильный ветер, который в сочетании с низкими температурами воздуха обуславливает суровость климата. В окраинных частях Арктики и Антарктиды наблюдаются большие скорости ветра, связанные с циклонической деятельностью, развивающейся на арктическом и антарктическом фронтах. В приполюсных районах ветер более слабый. Однако особое место в формировании климатических условий приполярных областей занимают стоковые ветры, которые характерны для Антарктиды и Гренландии. Они наблюдаются в районах, где влияние барического градиента на движение воздуха усиливается рельефом.

Вследствие низких температур относительная влажность высока и не имеет выраженного годового хода. Осадки выпадают в твердом виде, жидкие осадки имеют место только в окраинных районах. Часты туманы адвективного происхождения или туманы испарения. Осадков по сравнению с умеренными широтами выпадает мало. Выпадающие осадки и конденсация влаги на поверхности снега значительно превосходят испарение.

В полярных областях различаются континентальный и океанический климаты. Континентальный климат наиболее ярко представлен в Южном полушарии (Антарктида), океанический – в Северном полушарии (Арктика).

7.1. Континентальный антарктический (арктический) климат

Этот климат формируется в Антарктиде, высоком изолированном материке, который покрыт мощным ледяным щитом высотой более 3000 м. В Антарктиде формируется самый суровый климат на планете, характеризующийся отрицательной температурой воздуха в течение всего года.

Распределение потоков солнечной радиации в Антарктиде опровергает стандартное представление об убывании суммарной солнечной радиации с широтой. На восьмидесятих широтах

в зоне полюса холода Земли располагается район максимальных суточных и месячных величин суммарной радиации (рис. 43. *Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Станция Восток. 78°28' ю.ш., 106°48' в.д.*). Годовая величина суммарной радиации составляет здесь $5,0-5,5 \times 10^3$ МДж/м². Однако большое отражение от снежной поверхности и излучение приводят к тому, что в целом за год радиационный баланс отрицательный на всей материке, за исключением участков, свободных ото льда.

Как видно из рис. 44 (*Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Мирный. 66°33' ю.ш., 93°01' в.д.*) в условиях континентального оледенения абсолютные значения слагаемых теплового баланса малы в течение всего года. Затраты тепла на испарение круглый

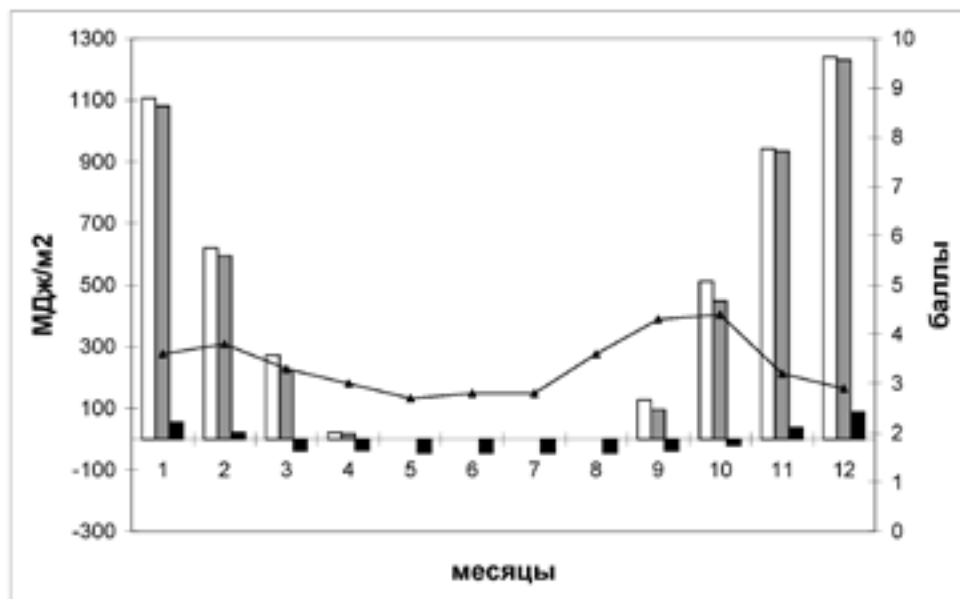


Рис. 43. Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Станция Восток. 78°28' ю.ш., 106°48' в.д.

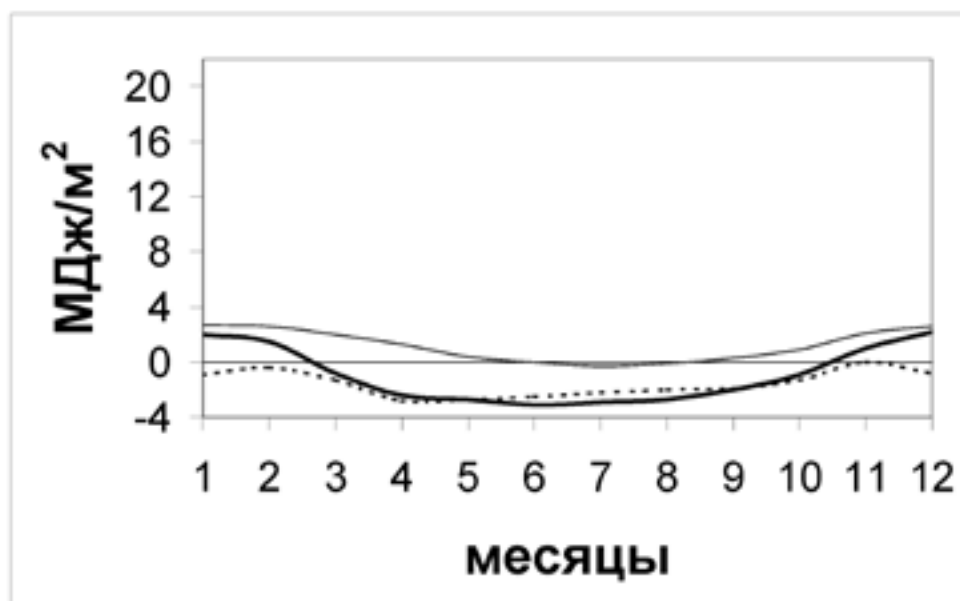


Рис. 44. Годовой ход суточных сумм составляющих теплового баланса. Мирный. 66°33' ю.ш., 93°01' в.д.

год больше величины радиационного баланса. В связи с этим турбулентный поток тепла направлен от атмосферы к земной поверхности. В зимние месяцы он достигает максимума по абсолютной величине.

Формирование пояса низкого давления над прилегающими к материку водами океана и приземного антициклона над антарктическим плато обуславливает меридиональную систему циркуляции между плато и океаном. Два явления меридиональной циркуляции оказывают определяющее влияние на климат материка: меридиональный перенос более теплого и влажного воздуха на высотах со стороны моря на континент и сток холодного воздуха в приземном слое по склону плато. Следствием этого является формирование мощных инверсий температуры и влажности воздуха. При этом поток тепла из вышележащего слоя воздуха компенсирует расход тепла за счет радиационного выхолаживания, что поддерживает температуру подстилающей поверхности относительно постоянной и не дает Антарктиде бесконечно охлаждаться. Мощность температурных инверсий достигает 25-30 °С при градиенте 7-9 °С/100 м. Поток влаги из вышележащих слоев является источником снегонакопления. Сублимация водяного пара в приземном слое приводит к образованию ледяных игл, облачности, тумана. Следствием стоковых ветров являются: метель, испарение снега, сухость воздуха.

Своеобразие радиационных условий, атмосферной циркуляции и характер рельефа приводят к тому, что метеорологический режим в Антарктиде резко меняется от плато к побережью. В центральной части антарктического плато на высоте 3000-3200 м над уровнем моря формируется климат вечного мороза с самой низкой температурой воздуха (рис. 45. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Станция Восток. 78°28' ю.ш., 106°48' в.д.*). Это самая холодная область земного шара. Здесь средняя температура самого теплого месяца составляет -30...-32 °С, а самых холодных месяцев – -70...-72 °С. При этом минимальная температура может опускаться до -90 °С. Эта область представляет собой и полюс самого низкого содержания водяного пара. Здесь давление водяного пара практически круглый год составляет тысячные доли гектопаскаля и только в короткое лето (декабрь-январь) оно возрастает до 0,3-0,5 гПа. Относительная влажность воздуха высока (70-80%) и в годовом ходе немного повышается летом в связи с увеличением испарения.

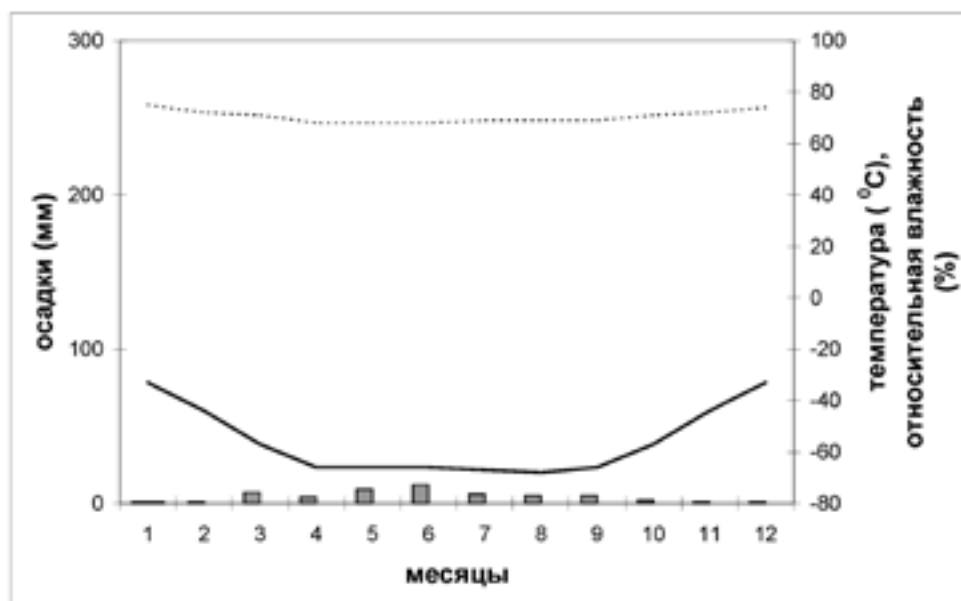


Рис. 45. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Станция Восток. 78°28' ю.ш., 106°48' в.д.

Большая повторяемость ясных дней. Преобладающей формой облачности являются перисто-слоистые облака, низкие ледяные облака и облака снежной пыли, последние обладают огромной яркостью и способствуют созданию так называемого эффекта белизны. Ветер слабый. Осадки часты, но это в основном антициклональные осадки, возникающие в результате отложений изморози из ледяных облаков на поверхности снега. Годовое количество осадков не превышает 40-60 мм.

Более суровые условия формируются в зоне ледникового склона. Температура воздуха здесь также отрицательная в течение всего года. Однако низкая температура воздуха в этой области сочетается с большой скоростью ветра, средняя величина которой составляет 15 м/с, а иногда достигает и 30 м/с.

Относительная влажность не имеет выраженного годового хода и зависит от скорости стока. В периоды сильных ветров наблюдаются большие колебания относительной влажности с амплитудой, превышающей 50%. Нижняя облачность практически отсутствует из-за стоковых ветров. В нижней части склона, попадающей под влияние прибрежных циклонов, годовое количество осадков достигает 500-600 мм, а в верхней – около 100 мм.

Летом в зоне побережья температура около 0 °С, а зимой изменяется от -18 °С до -35 °С. Районы побережья, подверженные влиянию стоковых ветров, являются самыми штормовыми на Земле. Здесь бывает от 250 до 340 дней со штормами. Стоковые ветры наиболее сильны на тех участках побережья, где ледниковый склон достаточно крутой, и ледниковые долины совпадают с направлением стока воздуха. При этом движение воздуха по склону характеризуется быстрым нарастанием скорости. Скорость ветра в этих районах достигает ураганной силы, при порывах – до 90 м/с. Максимальная скорость ветра наблюдается зимой, минимальная – летом. Воздух становится очень сухим вследствие адиабатического нагревания во время стока, его относительная влажность падает до 15-20%. Однако в связи с крайне низкой начальной температурой воздуха (-60...-70 °С), его нагревание при стоковых ветрах практически незаметно.

Климат районов побережья, находящихся вне влияния стоковых ветров, более мягок и влажен. Средние скорости ветра не превышают 4-6 м/с. Годовое количество осадков – до 700 мм, максимум которых приходится на зимние месяцы, когда усиливается циклоническая деятельность.

Обширные участки антарктического побережья, свободные ото льда, называются оазисами. Все оазисы располагаются на развилке ледниковых дорог, по которым происходит движение ледников из глубины материка к морю. В декабре радиационный баланс на обнаженной ото льда и снега поверхности оазисов достигает больших величин – 420 МДж/м² в месяц. Это приводит к повышению температуры поверхности до 25-30 °С, и образованию кучевых облаков вследствие термической конвекции. Эти островки тепла оказывают тепляющее влияние на окружающую их ледяную пустыню.

В Гренландии, поверхность которой, как и Антарктиды, покрыта ледяным щитом, формируется арктический континентальный климат. Над островом в течение года преобладает антициклональный режим циркуляции, но постоянно действующего антициклона не наблюдается не только летом, но и зимой, о чем свидетельствует большая изменчивость атмосферного давления и температуры воздуха. Расположенная на пути перемещения циклонов Гренландия оказывает влияние на систему общей циркуляции атмосферы над прилегающей территорией. Неглубокие западные циклоны теряют скорость вблизи острова и чаще всего перемещаются к северу вдоль западного побережья, с чем связана большая повторяемость циклонов над Баффиновым морем. В отдельных случаях верхние части циклонов и фронтальных разделов пересекают остров.

Над островом существует интенсивный меридиональный обмен не только в нижней, но и в верхней тропосфере. Даже в районе купола междусуточные колебания температуры превышают 30 °С. В феврале 1950 года над островом было зафиксировано изменение высоты тропопаузы за 28 часов с 5100 м до 11390 м в результате мощного вторжения теплого воздуха.

Климат Гренландии довольно суровый. На куполе острова температура воздуха в течение всего года отрицательная: летом – от -10 до -15 °С, зимой – от -45 до -50 °С (рис. 46. *Годовой ход осадков и температуры. Айсмитте (Гренландия). 70°54' с.ш., 40°40' з.д.*). Возможно понижение температуры воздуха до -65 °С. В Гренландии самая низкая для Северного полушария средняя годовая температура воздуха – -32,2 °С.

На южном и восточном побережьях острова, где часто проходят циклоны, выходящие с Атлантического океана, годовое количество осадков составляет 800-1000 мм, на севере оно уменьшается до 100 мм. На куполе вдоль гребня средняя годовая величина снегонакопления составляет 25 см водного эквивалента. А к западу от центрального гребня, вблизи полярного круга, она достигает значения 50 см водного эквивалента. Снегонакопление увеличивается и за счет изморози, за год – до 3 см водного эквивалента.

На периферии острова наблюдаются стоковые ветры со скоростью до 20-30 м/с. Сильный ветер бывает и на куполе. Часто бывают метели (особенно зимой) и белая мгла.

7.2. Океанический арктический климат

Этот климат формируется над большей частью Арктического бассейна. Арктика как климатическая область характеризуется преобладанием арктического воздуха в течение всего года. Подстилающая поверхность в Арктике представлена в основном многолетними льдами толщиной до 3 м и отдельными нагромождениями льда (торосами) высотой 20-25 м.

В Арктике в период незаходящего Солнца значителен приход суммарной солнечной радиации. Интенсивность прямой солнечной радиации вследствие большой прозрачности атмосферы на 20% больше, чем в умеренных широтах. Однако значительная облачность (8-9 баллов) и покрытые снегом ледяные поля приводят к многократному отражению солнечных лучей и увеличению рассеянной радиации, составляющей до 70% от суммарной радиации. Суммарная солнечная радиация в июле достигает 700 МДж/м², т.е. таких же величин, что и в средних шירו-

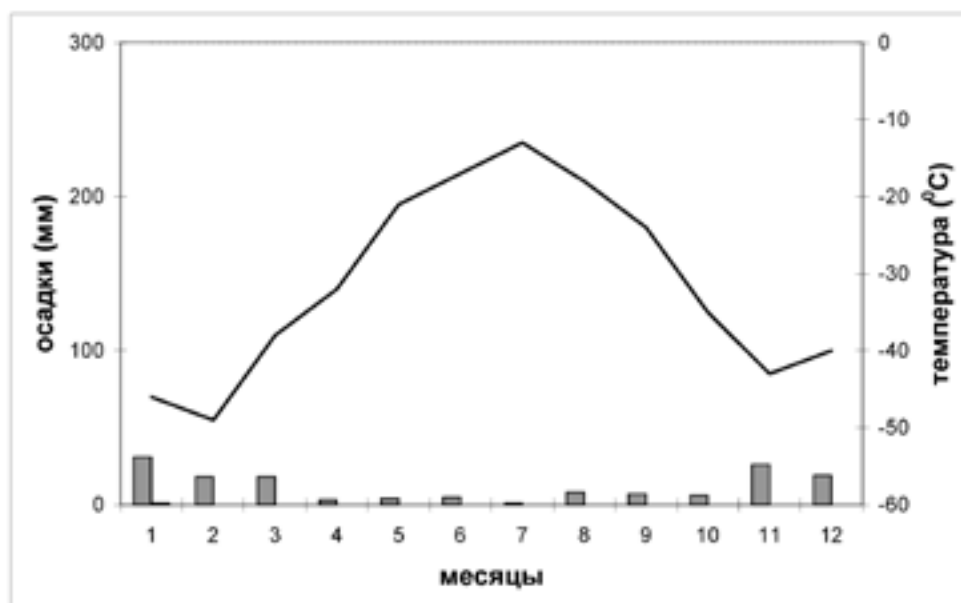


Рис. 46. Годовой ход осадков и температуры. Айсмитте (Гренландия). 70°54' с.ш., 40°40' з.д.

тах. (рис. 47. *Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Остров Визе. 79°30' с.ш., 76°58' в.д.*). Годовые суммы суммарной солнечной радиации определяются облачностью и характером поверхности, поэтому ее пространственные различия достаточно велики. Минимальные значения суммарной радиации наблюдаются в Норвежском и Баренцевом морях, где летом большая облачность и незначительное альbedo свободной ото льда поверхности океана. Надо льдами Центральной Арктики и в Канадском секторе годовая сумма суммарной радиации достигает $3,5 \times 10^3$ МДж/м², что связано с процессом многократного отражения солнечной радиации поверхностью льда и облаками, увеличивающим величину суммарной радиации.

В результате большой отражательной способности поверхности ледяных полей в светлое время года и значительной продолжительности полярной ночи годовые суммы радиационного баланса отрицательные и составляют в приполюсных широтах $-0,10 \times 10^3 \dots -0,12 \times 10^3$ МДж/м². В общем балансе тепла важной приходной статьей является тепло океанических вод, проникающее через толщу ледяных полей и через разрывы в них.

Зимой радиационный баланс отрицательный. Потеря тепла на излучение компенсируется, в первую очередь, притоком тепла из более глубоких слоев океана и из атмосферы. В это время года отепляющее влияние океана на температуру воздуха проявляется в том, что здесь не бывает таких морозов, как на материке. Средняя температура января изменяется от -24 °С до -36 °С, а минимальная температура около -55 °С, что значительно выше, чем на северо-востоке Якутии (рис. 48. *Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Остров Визе. 79°30' с.ш., 76°58' в.д.*).

Наиболее теплой зимой характеризуется атлантический сектор Арктики, где активное развитие получает циклоническая деятельность. С циклонической деятельностью связаны резкие колебания температуры воздуха – от больших отрицательных значений вплоть до оттепелей, а также значительная повторяемость пасмурной погоды. Наиболее низкие температуры наблюдаются в Канадском секторе Арктики, где толщина льда достигает максимальных величин, что значительно затрудняет теплоотдачу от океана в атмосферу. Кроме того, здесь возрастает повторяемость антициклонов, при которых уменьшается облачность, и усиливаются процессы радиационного выхолаживания.

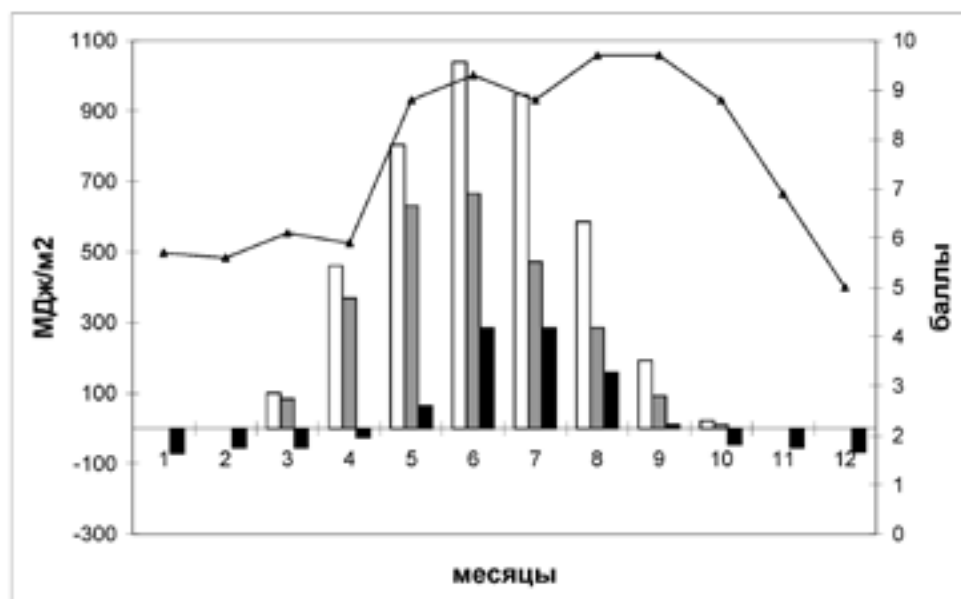


Рис. 47. Годовой ход возможной (при ясном небе) и действительной суммарной солнечной радиации и радиационного баланса. Остров Визе. 79°30' с.ш., 76°58' в.д.

Летом радиационный баланс относительно велик (100-120 МДж/м² в месяц), и его тепло расходуется на таяние снега и льда (за лето истает до 50-60 см льда), в результате температура воздуха над термически однородной поверхностью (тающий лед) в самые теплые месяцы (июль и август) близка к нулю. В окраинных частях Арктики летние температуры положительные (5-10 °С). В летний период однородный характер подстилающей поверхности и ослабление циклонической деятельности приводят к уменьшению воздухообмена с умеренными широтами и к большей устойчивости метеорологического режима по сравнению с зимой. Летом преобладает пасмурная погода со сплошной слоистой и слоисто-кучевой облачностью.

Циклоническая деятельность развита в основном в атлантическом и тихоокеанском секторах Арктики. В приполюсный район циклоны проникают редко, преимущественно летом. Однако это в основном старые циклоны, которые находятся в стадии заполнения. Они небольших размеров, поэтому влияние этих циклонов в приземном слое ограничивается увеличением турбулентности в слое трения и незначительными осадками. В Центральной Арктике осадки часты, но интенсивность их мала.

Годовое количество осадков в приполюсном районе, Канадском и Азиатском секторах Арктики не превышает 100-200 мм, в Атлантическом секторе – 300-500 мм. Выпадение осадков часто сопровождается метелями.

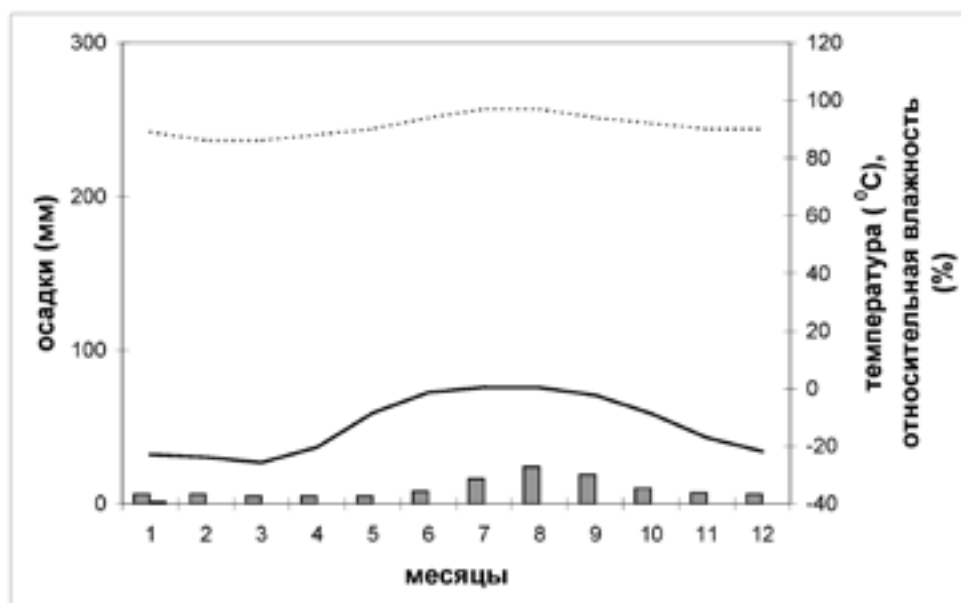
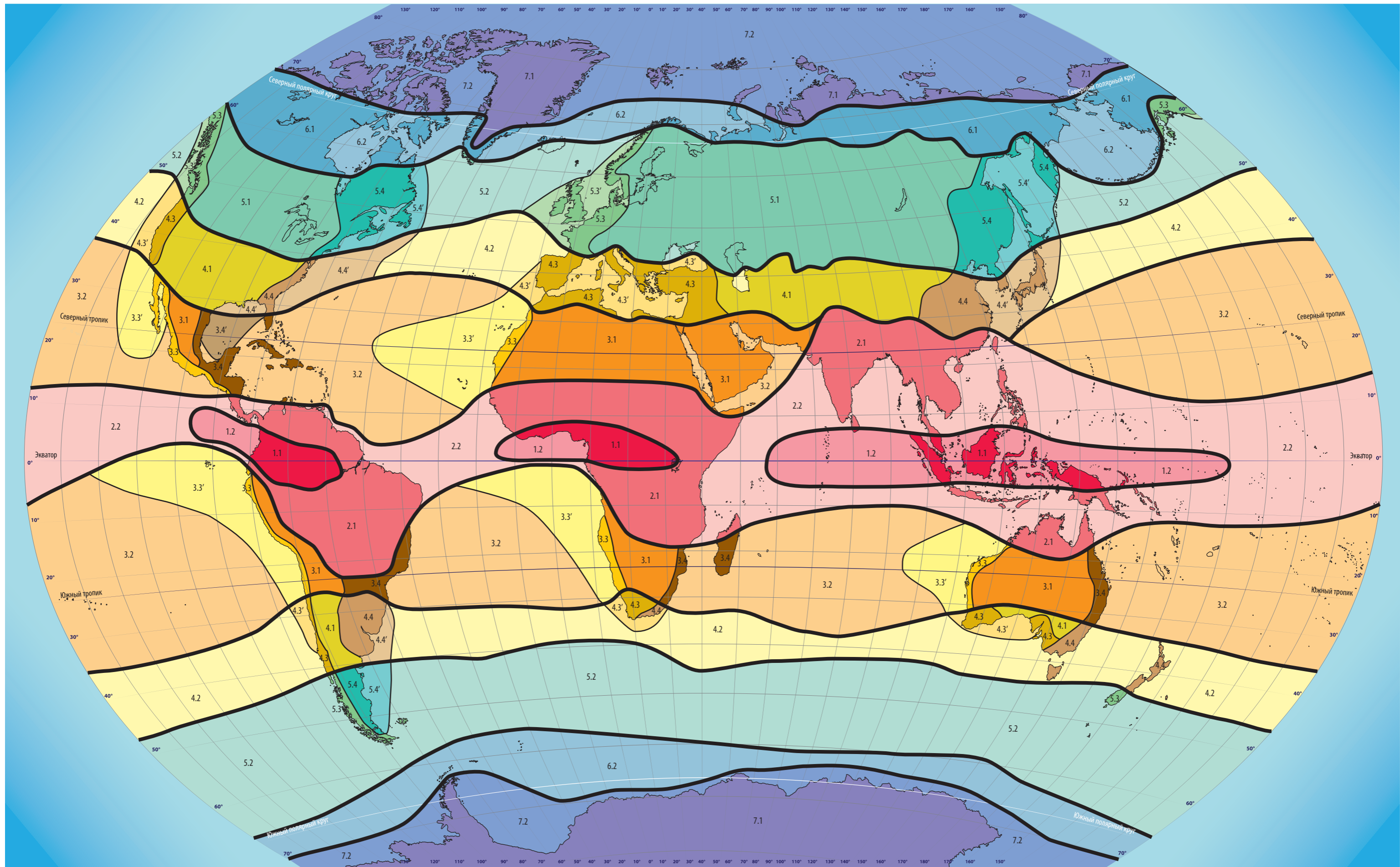


Рис. 48. Годовой ход осадков, температуры и влажности воздуха. Остров Визе. 79°30'с.ш., 76°58' в.д.

Литература

- Алисов Б.П. Климатические области зарубежных стран. М., Географгиз., 1950.
- Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. М., 1977.
- Атлас океанов. Тихий океан. М., 1974.
- Витвицкий Г.Н. Климаты зарубежной Азии. М., Географгиз, 1960.
- Волошина А.П., Евневич Т.В., Земцова А.И., Сорокина В.Н. Руководство к лабораторным занятиям по метеорологии и климатологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1997.
- Климаты Австралии. Под ред. И.С. Борушко, А.Ю. Егоровой, Л., Гидрометеиздат, 1977.
- Климаты Африки. Под ред. А.Н. Лебедева, О.Г. Сорочан. Л., Гидрометеиздат, 1967.
- Климаты Западной Европы. Под ред. А.Н. Лебедева, А.Ю. Егоровой. Л., Гидрометеиздат, 983.
- Климаты зарубежной Азии. Под ред. А.Н. Лебедева, И.Д. Копанева. Л., Гидрометеиздат, 1975.
- Климаты Южной Америки. Под ред. А.Н. Лебедева, И.Д. Копанева. Л., Гидрометеиздат, 1975.
- Метеорологические условия над Тихим океаном. М., Наука, 1966.
- Русин И.П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л., Гидрометеиздат, 1961.
- Тепловой баланс Земли. Под ред. М.И. Будыко. Л., Гидрометеиздат, 1978.
- Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. М., Изд-во Моск. ун-та, 2004.



1. Экваториальный пояс

- 1.1 Континентальный экваториальный климат
- 1.2 Океанический экваториальный климат

2. Субэкваториальный пояс

- 2.1 Континентальный субэкваториальный климат
- 2.2 Океанический субэкваториальный климат

3. Тропический пояс

- 3.1 Континентальный тропический климат
- 3.2 Океанический тропический климат
- 3.3 Тропический климат западных побережий материков (3.3) и прилегающих акваторий (3.3')
- 3.4 Тропический климат восточных побережий материков (3.4) и прилегающих акваторий (3.4')

4. Субтропический пояс

- 4.1 Континентальный субтропический климат
- 4.2 Океанический субтропический климат
- 4.3 Субтропический климат западных побережий материков (4.3) и прилегающих акваторий (4.3')
- 4.4 Субтропический климат восточных побережий материков (4.4) и прилегающих акваторий (4.4')

5. Умеренный пояс

- 5.1 Континентальный умеренный климат
- 5.2 Океанический умеренный климат
- 5.3 Умеренный климат западных побережий материков (5.3) и прилегающих акваторий (5.3')
- 5.4 Умеренный климат восточных побережий материков (5.4) и прилегающих акваторий (5.4')

6. Субарктический (субантарктический) пояс

- 6.1 Континентальный субарктический климат
- 6.2 Океанический субарктический (субантарктический) климат

7. Арктический (антарктический) пояс

- 7.1 Континентальный антарктический (арктический) климат
- 7.2 Океанический арктический климат