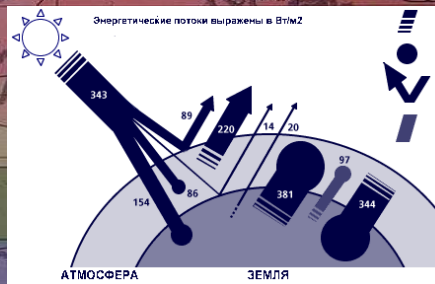
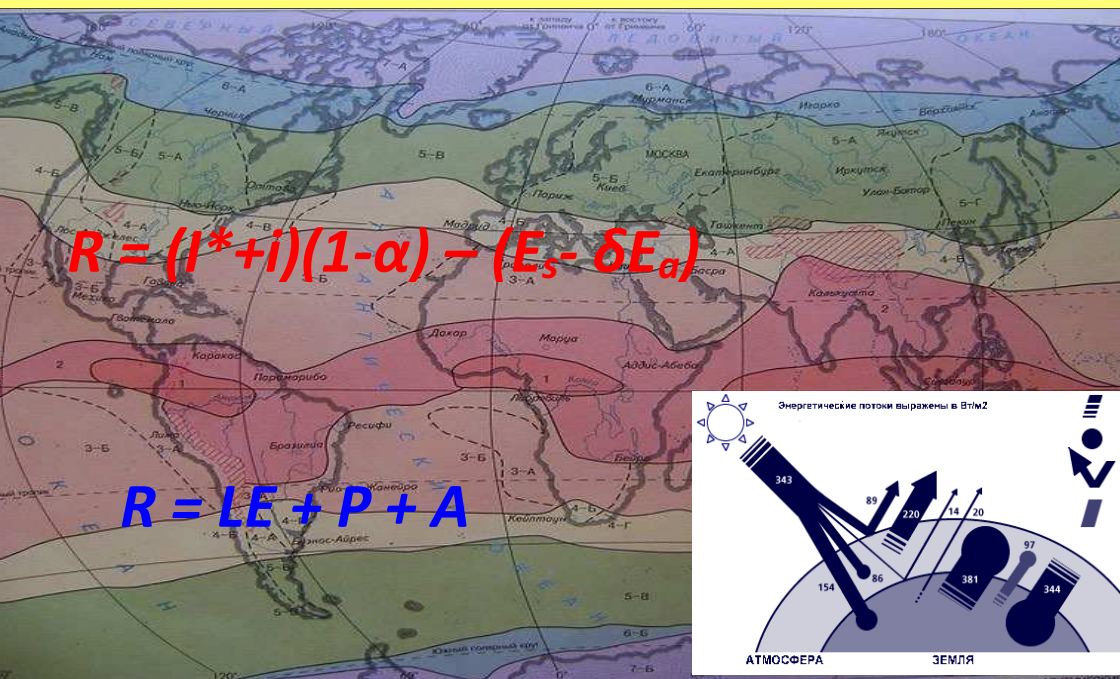


В.А. Лобанов

ЛЕКЦИИ ПО КЛИМАТОЛОГИИ Часть 1



ОБЩАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ

Книга 1

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

В.А. Лобанов

ЛЕКЦИИ ПО КЛИМАТОЛОГИИ
ЧАСТЬ 1

ОБЩАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ
Книга 1

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

РГГМУ
Санкт-Петербург
2019

УДК 551.51

ББК

Л68

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

Л68 Лобанов В.А. Лекции по климатологии. Часть 1. Общая климатология: Книга 1.: учебник. – СПб, РГГМУ, 2019. – 378 с.

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

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

Lobanov, V.A. Lectures on climatology. Part 1: General Climatology. Book 1. Textbook in 2 Books. – St. Petersburg: RSHU, 2019. – 378 pp.

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

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

© Лобанов В.А., 2019

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2019

ISBN 978-5-86813-477-7

Содержание

Введение..	5
Лекция 1. Введение в предмет, содержание курса и история климатологии.....	15
1.1.Определение климатологии и климата	15
1.2. Содержание курса общей климатологии	23
1.3. История развития климатологии.	27
1.4. Международные организации в области климатологии	70
 Тема 1. Климатическая обработка рядов наблюдений	91
Лекция 2. Климатическая информация и банки данных.....	91
2.1. Способы получения и свойства климатических рядов.....	91
2.2. Международная система хранения режимной метеорологической информации.....	97
2.3. Функции мирового центра гидрометеорологических данных (на примере ВНИИГМИ-МЦД).....	101
2.4. Международные архивы климатических данных.....	125
Лекция 3. Общие сведения из математической статистики и регрессионного анализа.....	138
3.1. Основные сведения из теории вероятностей и математической статистики.....	138
3.2. Основные сведения из регрессионного анализа.....	186
Лекция 4. Оценка однородности и стационарности.....	199
4.1. Причины неоднородности.....	199
4.2 Предварительные (простые) методы выявления неоднородности.....	201
4.3 Статистические методы оценки однородности и стационарности.....	207
4.4 Примеры оценки стационарности параметров временных рядов по статистическим критериям.....	226
Лекция 5. Восстановление пропусков и удлинение рядов наблюдений.....	238
5.1. Методы.....	238
5.2. Примеры применения.....	256
5.3. Учет исторических максимумов.....	271
Лекция 6. Определение расчетных климатических характеристик.....	285
6.1. Методы.....	285
6.2 Особенности обработки разных метеорологических величин.....	296
6.3 Практические приложения.....	322
 Тема 2. Факторы формирования климата.....	341
Лекция 7. Астрономические факторы.....	341
7.1. Классификация факторов климата.....	341
7.2. Приходящая солнечная радиация.....	352
7.3. Трансформация солнечной энергии в атмосфере.....	370

Content

Introduction	5
Lecture 1. Introduction to the subject, course content and history of climatology	15
1.1. Definition of climatology and climate.....	15
1.2. Course content of general climatology.	23
1.3. The history of climatology.	27
1.4. International organizations in the field of climatology.....	70
 Topic 1. Processing of climatic time series	91
Lecture 2. Climate information and data bases.....	91
2.1. Methods of obtaining and properties of climatic time series	91
2.2. International storage system of regime meteorological information	97
2.3. Functions of the World Hydrometeorological Data Center (example of RIHMI-WDC).....	101
2.4. International Climate Data Archives	125
Lecture 3. Basic information on mathematical statistics and regression analysis	138
3.1. Basic information on probability theory and mathematical statistics.....	138
3.2. Basic information on the regression analysis	186
Lecture 4. Assessment of homogeneity and stationarity	199
4.1. Causes of heterogeneity	199
4.2 Preliminary (simple) methods for identifying of heterogeneity.....	201
4.3 Statistical methods for assessment of homogeneity and stationarity	207
4.4 Examples of assessment of the stationarity of time series parameters by statistical criteria.....	226
Lecture 5. Restore of gaps and lengthening the time series of observations	238
5.1. Methods	238
5.2. Examples of application	256
5.3. Using information of historical maxima.....	271
Lecture 6. Determination of the design climatic characteristics	285
6.1. Methods	285
6.2. Features of processing of different meteorological characteristics	296
6.3. Practical applications.....	322
 Topic 2. Factors of climate formation	341
Lecture 7. Astronomic factors	341
7.1. Classification of climate factors	341
7.2. Coming solar radiation	352
7.3. Transformation of solar energy in the atmosphere	370

Введение

Учебник представляет собой изложение материала по первой части учебного курса «Климатология», которая имеет самостоятельное название «Общая климатология» и посвящена изучению закономерностей климата в стационарных условиях, включая климатическую обработку метеорологической информации, факторы формирования климата, распределение климатических характеристик по земному шару и климатические классификации. Это базовая часть климатологии может быть также определена как «статика климата» в отличие от второй части учебного курса, в которой рассматриваются изменения климата, и она посвящена его динамике.

Предыдущий учебник по аналогичному курсу климатологии для гидрометеорологических институтов был издан в 1989 г. авторским коллективом (О.А. Дроздов, В.А. Васильев, Н.В. Кобышева, А.Н. Раевский, Л.К. Смекалова, Е.П. Школьный) под названием «Климатология» и к настоящему времени требовал переработки и дополнений.

Материал учебника изложен в виде последовательности из 15 лекций, которые содержательно объединяются в 3 большие темы:

- климатологическая обработка рядов наблюдений;
- основные факторы формирования климата;
- пространственные закономерности климата и климатические классификации.

Первая вводная лекция посвящена определению климатологии и климата, основным задачам и видам климатологии, истории становления климатологии как науки и международным организациям ВМО и ЮНЕСКО, объединяющим и координирующим деятельность в области мировой климатологии.

Первая из рассматриваемых тем «Климатологическая обработка рядов наблюдений» посвящена одному из важнейших практических направлений климатологии – определению параметров многолетних рядов (среднее многолетнее значение, естественная изменчивость) и событий редкой повторяемости, которые необходимы в различных отраслях экономики: строительство, транспорт,

сельское хозяйство и многие другие. Тема включает в себя 5 лекций:

- климатическая информация и банки данных;
- общие сведения из математической статистики и регрессионного анализа;
- оценка однородности и стационарности;
- восстановление пропусков и удлинение рядов наблюдений;
- определение расчетных климатических характеристик.

В лекции по климатической информации дается определение климатических (климатологических) рядов, рассматриваются источники получения климатической информации, основные признаки рядов, последовательность обработки и методы, которые для этого применяются. Рассматривается международная система сбора и хранения режимной метеорологической информации. На примере Мирового центра данных в г.Обнинске (Россия) показаны его основные функции, сформированные климатические архивы и научно-исследовательские и справочные продукты, создаваемые на основе имеющихся в Центре данных. Также приводится обзор баз климатических данных в других международных центрах, к которым имеется свободный доступ в Интернете: Мировой центр данных в Вашингтоне, метеорологический институт королевства Нидерландов, немецкий метеорологический институт, ВМО, центр по окружающей среде национальной администрации по океану и атмосфере США, метеорологический офис Великобритании.

Вторая лекция по данной теме посвящена основным базовым сведениям из математической статистики и регрессионного анализа, которые необходимо знать и понимать для выполнения климатической обработки. В части статистического оценивания рассматриваются следующие вопросы:

- статистическая вероятность и случайность;
- основные теоремы теории вероятности (сложения, умножения, Байеса применительно к метеорологии);
- генеральная совокупность и выборка;
- дифференциальная и накопленная частота и соответствующие распределения;
- нормальное распределение и другие виды аналитических распределений;

- параметры распределений и методы их оценивания;
- нуль-гипотеза: определение, свойства, алгоритм проверки;
- риски 1-го и 2-го рода, уровень значимости;
- альтернативная гипотеза, мощность критериев;
- три основных распределения выборочных статистик: распределение Стьюдента, хи-квадрат распределение, F -распределение.

В части регрессионного анализа дается информация по следующим вопросам:

- простая линейная зависимость между переменными, аналитический вид уравнения, коэффициент корреляции и его особенности;
- метод наименьших квадратов и другие методы оценки коэффициентов уравнения регрессии и оценки их статистической значимости;
- простая и множественная регрессия, виды структур уравнения множественной регрессии;
- оценка эффективности регрессионного уравнения.

В следующей лекции рассматриваются методические вопросы оценки однородности и стационарности как первого шага обработки климатической информации. Прежде всего, приводятся возможные причины неоднородности данных и простые методы ее выявления, включая визуальный анализ, методы соответствующих разностей и отношений. Обосновывается необходимость применения статистических методов и последовательности проверки однородности данных, включающей, прежде всего, оценку однородности экстремумов эмпирического распределения, далее проверку однородности во времени (стационарности) дисперсий двух частей временного ряда, и затем проверку стационарности средних значений. Для проверки однородности резко отклоняющихся от эмпирического распределения экстремумов применяются непараметрические критерии Диксона и параметрический критерий Смирного-Граббса, учитывающие внутрирядную связанность временных рядов гидрометеорологических характеристик и асимметричность их распределений. Для оценки стационарности дисперсий применяется критерий Фишера, а средних значений – критерий Стьюдента, которые также обобщены с учетом автокорреляции и асимметрии. Даются примеры практического применения рассмотренных критериев для оценки изменений регионального климата на севере

Западной Сибири и определения расчетных характеристик при проектировании с помощью современных вычислительных программ.

Четвертая лекция по теме климатической обработки посвящена восстановлению пропусков и увеличению продолжительности рядов наблюдений. Данная процедура обеспечивает как более надежный расчет повторяемостей редких событий, так и более надежную оценку параметров распределения. Рассматриваются три методических подхода к решению данной задачи, основанные на свойствах однородности синоптических процессов (воздушных масс) и функции внутригодовых изменений:

- метод индивидуальных аналогов, основанный на построении уравнений за многолетний период между климатическими характеристиками на рассматриваемой метеостанции и на метеостанциях-аналогах;
- метод пространственных моделей, основанный на взаимосвязи климатических полей за отдельные годы и за многолетний период;
- метод сезонной функции, основанный на взаимосвязи внутригодовых климатических характеристик в отдельные годы и за многолетний период.

Для каждого из методов даны алгоритмы расчета, включающие основные уравнения, условия их эффективности и особенности корректировки и обобщения результатов. Приведены показатели эффективности восстановленных данных на зависимом и независимом материале. Применение методов рассмотрено на примере восстановления многолетних рядов температуры воздуха на Европейской территории России с использованием современных вычислительных программ. В качестве частного случая восстановления данных представлена методика использования информации об исторических максимумах для корректировки эмпирических обеспеченностей и параметров временных рядов.

В завершающей пятой лекции темы рассматривается последовательность определения расчетных климатических характеристик, которая включает три основных этапа:

- построение эмпирического распределения;

- расчет параметров распределения (среднее значение, среднее квадратическое отклонение, коэффициент асимметрии) по данным наблюдений;
- аппроксимация эмпирического распределения аналитическим распределением и определение на его основе расчетных климатических характеристик.

Для каждого шага алгоритма расчетов рассматриваются теоретические и методические вопросы и даются практические приложения.

Во второй части лекции внимание уделяется особенностям обработки и расчетов отдельных климатических характеристик, среди которых: температура воздуха, осадки, температура почвы, скорость и направление ветра, влажность воздуха, атмосферное давление, снежный покров, облачность, гололедно-изморозевые отложения, солнечная радиация и солнечное сияние, атмосферные явления (туман, гроза, метель, град, пыльная буря). Помимо одномерных распределений в расчетах применяются комплексы, состоящие из двух-трех климатических характеристик, которые представляются в виде многомерных распределений. В заключительной части лекции представлены сведения о прикладной климатологии (строительная, транспортная, агроклиматология и другие) и в качестве примера рассматривается структура нормативного документа – СНиПа по строительной климатологии.

Вторая главная тема курса «Общая климатология» связана с рассмотрением основных факторов формирования климата и их распределениями по поверхности Земли, а именно:

- астрономические факторы, связанные с поступлением солнечной радиации к внешней границе атмосферы и далее к поверхности земли;
- составляющие радиационного баланса;
- составляющие теплового баланса, как подстилающей поверхности, так и системы земля-атмосфера;
- общая циркуляция атмосферы и основные виды атмосферной циркуляции в разных частях Земли;
- общая циркуляция океана и ее проявление в разных частях Земли;
- факторы рельефа земной поверхности.

Весь материал по факторам формирования климата представлен в виде 6 лекций. В некоторых из них есть краткое повторение отдельных разделов курса «Физики атмосферы», таких как приходящая солнечная радиация, радиационный и тепловой балансы, но составляющие и параметры уравнений рассматриваются не в точке, а по всей поверхности планеты и изучаются их пространственные закономерности и особенности.

Первая лекция этой темы состоит из двух частей: климатическая система Земли и астрономические факторы формирования климата. Рассматривается климатическая система и основные свойства ее пяти составных частей: атмосферы, гидросферы, криосферы, литосферы и биосферы. Сделан вывод, что взаимосвязи между звеньями сложные, и климатическая система является интразитивной. Дается определение климатологическим факторам и приведены классификации факторов при разделении их на внешние и внутренние, а также зависящие от широты, рельефа, циркуляции.

Главными астрономическими факторами климата являются параметры орбиты и оси вращения Земли, которые воздействуют на приток солнечной энергии. Даны определение солнечной постоянной, ее наблюдаемой естественной изменчивости, формулы зависимости приходящей радиации от изменяющегося расстояния до Солнца, угла падения солнечных лучей и расчета суточной инсоляции. Рассматриваются закономерности внутригодового распределения солнечной радиации по поверхности Земли и его частные случаи. Приводятся примеры расчета суточной инсоляции на конкретные дни года. Дается определение калорических полугодий и рассматривается влияние изменений параметров земной орбиты на приходящую солнечную радиацию и ее внутригодовые и широтные градиенты. В заключение лекции приводятся факторы трансформации солнечной энергии в атмосфере Земли и формулы расчета ее поступления к земной поверхности.

Вторая лекция темы посвящена радиационному балансу земной поверхности и его составляющим, таким как суммарная, прямая и рассеянная солнечная радиация, альбе́до поверхности, эффективное излучение, собственное длинноволновое излучение и встречное излучение атмосферы, а также их распределениям по

поверхности Земли и внутри года. Рассматриваются также основные виды радиационных балансов: системы земля – атмосфера, атмосферы и океана.

В следующей третьей лекции по теме факторов климата рассматривается тепловой баланс подстилающей поверхности и его составляющие, главные из которых: затраты тепла на испарение (приток тепла от конденсации), турбулентный теплообмен с воздухом и теплообмен с нижележащими слоями суши или воды. Приводятся виды уравнений теплового баланса и его частные случаи. Даются формулы расчета для составляющих теплового баланса и изучаются их пространственные распределения по поверхности Земли и внутри года на разных широтах. Показаны соотношения между различными составляющими теплового баланса, особенности их расчета отдельно для суши и водной поверхности при теплообмене с нижележащими слоями, при наличии морских льдов и с учетом океанических течений. Рассмотрено уравнение теплового баланса системы Земля – атмосфера и широтные распределения составляющих этого уравнения с учетом горизонтального переноса тепла воздушными и океаническими течениями. Приводится схема среднего теплового баланса климатической системы Земли.

Следующие две лекции посвящены общей циркуляции атмосферы (ОЦА) и ее основным видам в разных частях атмосферы планеты:

- зональная циркуляция (западный перенос) в тропосфере и стратосфере средних широт;
- воздушные стратосферные и тропосферные течения;
- система циклонов и антициклонов межширотного обмена;
- особенности циркуляции в тропической зоне;
- муссонная циркуляция.

Приведены основные формы крупномасштабных движений воздуха и методы изучения ОЦА. Рассмотрена последовательность формирования общей циркуляции воздуха на планете, с учетом неоднородности поступления солнечной радиации на разные широты, вращения Земли и перераспределения океанов и суши, что создает основные вертикальные ячейки циркуляции и главные планетарные градиенты тепла между полюсом и экватором и меж-

ду океаном и сушей. Пояснение каждого вида атмосферной циркуляции сопровождается большим иллюстративным материалом для разных изобарических поверхностей и в разные сезоны года. Детально рассматриваются центры действия атмосферы и климатологические фронты. Помимо пассатной циркуляции и динамики внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) для тропических широт важной частью циркуляции являются тайфуны и муссонная циркуляция, которая в качестве примера представлена двумя главными видами муссонов: азиатским и африканским.

В заключительной лекции темы рассматриваются еще два важных фактора климата: общая циркуляция океана и рельеф поверхности Земли. Океан является главным аккумулятором солнечного тепла (сглаживает колебания температуры) и влаги на планете, а также осуществляет перенос тепла течениями от экватора в высокие широты, что определяет его роль как одного из основных факторов формирования климата Земли. В лекции даются классификации океанических течений и виды вертикальной циркуляции океана. В общей циркуляции мирового океана основные течения формируют планетарный конвейер океанических течений или петлю Брокера. Рассматриваются особенности теплосодержания океана в разные сезоны года, на разных широтах и его теплообмен с атмосферой. В качестве примера наиболее мощного климатического отклика океана рассматривается механизм образования и функционирования Эль-Ниньо в экваториальной области Тихого океана.

Влияние рельефа на формирование климата также является очень значительным, т. к. 50% площади земной суши имеют высоту 500 м и более. Изучением климата горных регионов занимается горная климатология. В лекции детально рассматривается влияние климата на все основные климатические характеристики: поступающую радиацию и радиационный баланс; местную и общую циркуляцию воздуха; температуру воздуха и почвы; относительную и абсолютную влажность воздуха; облачность и туманы; осадки и их виды, снежный покров. Показаны особенности вертикальной климатической поясности и ее отличия от географической зональности.

Третья тема лекционного курса ориентирована на получение знаний о пространственных закономерностях климата и его районировании и состоит из трех лекций.

Первая лекция посвящена пространственному районированию климатических характеристик и их распределениям по земному шару. Рассматриваются методы климатического районирования и способы построения климатических карт. Далее детально анализируются закономерности пространственных распределений по территории Земли основных климатических характеристик: температуры воздуха, влажности воздуха, осадков, облачности. Показаны особенности морского и континентального климата, влияние термического режима и засух на климат, влияние влагооборота на климат и виды уравнений водного баланса. Текст лекции включает большое количество иллюстративного материала в виде карт изолиний, таблиц, графиков внутригодового распределения климатических характеристик в различных частях земли.

В следующей лекции темы даны сведения о климатических классификациях и климатическом районировании и последовательности их разработки и верификации. Рассмотрены четыре основных вида климатических классификаций: ботанические, гидрологические, почвенные и генетические. В качестве примера ботанических классификаций приведены ранние классификации Гризбенбаха и Кандоля и детально рассмотрена классификация В.П. Кёппена и ландшафтно-ботаническая классификация Л.С. Берга. Примером гидрологической классификации является классификация А.И. Воейкова, а также даны сведения о классификациях Пенка, М.И. Львовича, Б.И. Зайкова, П.С. Кузина. Наиболее известной почвенной классификацией является классификация В.Д. Докучаева, а применительно к климату – классификация В.Р. Волобуева и климатическое (сельскохозяйственное) районирование Г.Т. Селянинова. Генетические классификации подразделяются на два основных типа: по признакам атмосферной циркуляции (классификации И.П. Броунова, А.А. Каминского, Б.П. Алисова) и по характеристикам теплового баланса (классификация М.И. Будыко и А.А. Григорьева).

Заключительная лекция первой части курса «Климатология» посвящена детальному рассмотрению классификации Б.П. Алисова

как для всего земного шара, так и для территории России. Классификация Б.П. Алисова является генетической классификацией климатов, основанной на делении земной поверхности на климатические зоны и области в соответствии с условиями общей циркуляции атмосферы, выражающимися в преобладании воздушных масс определенного географического типа круглый год или в один из двух основных сезонов. Выделяются семь главных климатических (циркуляционных) зон, каждая из которых характеризуется постоянным преобладанием воздушных масс географического типа, и шесть промежуточных зон. Детально рассматриваются климатические особенности каждой зоны и каждого типа климата в подзоне, включая такие пояса, как экваториальный, тропический, субтропический, умеренный, субарктический и субантарктический, а также арктический и антарктический. На территории России выделены четыре климатических пояса и в каждом особые климатические области, которые также детально рассмотрены.

Приведенная аннотация курса лекций свидетельствует о достаточно широких и содержательных аспектах изучения предмета общей климатологии, которые в результате должны сформировать компетенции и знания:

- о климате нашей планеты;
- о факторах его формирования и факторах, влияющих на него;
- о пространственных и внутригодовых его закономерностях в разных частях планеты, а также сформировать способности к обработке и расчетам климатических данных для прикладных целей.

Лекция 1. Введение в предмет, содержание курса и история климатологии

1.1. Определение климатологии и климата

Учение о климате или климатология является одной из важнейших частей метеорологии и в то же время отдельной дисциплиной как географической направленности, что было характерно для прошлого климатологии, так все больше физико-математической ориентации, что характерно для современной климатологии, имеющей дело с изменяющимся климатом, со сложными моделями климата и разработкой теории климата. Исторически климатология сформировалась из объединения двух дисциплин: геофизики, к которой относится метеорология, и географии. Физическая часть климатологии – метеорология имеет дело с изучением факторов формирования климата и факторов, влияющих на климат. Географическая часть рассматривает особенности пространственного распределения климатических характеристик и их факторов по земному шару и внутри года в разных частях планеты, что в результате приводит к классификациям по типам климата. Можно также добавить и прикладную часть климатологии – это обработка климатических данных и получение расчетных климатических характеристик для различных отраслей хозяйства и экономики.

В переводе «клима» (греч. κλίμα) – это наклон, т. е. наклон солнечных лучей к земной поверхности, который и определяет главный фактор климата – приходящую солнечную радиацию и ее неравномерное распределение на разных широтах и внутри года. Именно благодаря солнечной энергии формируется солярная или радиационная составляющая климата. Вторая составляющая обусловлена движением воздушных масс и океанических течений, которые переносят тепло и холод по планете и формируют погоду и отличие фактического климата от среднеширотного. Это – адвективная составляющая климата, обусловленная влиянием общей циркуляции атмосферы и океана. Так, например, благодаря тепловому течению Гольфстрим климат северной Европы на тех же широтах теплее, чем Азии даже при одинаковой удаленности от океа-

нов. В связи с влиянием муссонов в тропических широтах полугодия подразделяются на сухие и влажные. Адвекция тепла или холода в среднем за многолетний период формирует тот особенный климатический режим, который характерен для данной местности. На климат влияет и еще один важный фактор – это подстилающая поверхность. В зависимости от характера подстилающей поверхности, например, вода или суша, и от высоты этой поверхности над уровнем моря (низменности или горы) климат будет разным. Так, в зависимости от удаленности от океана климат подразделяется на морской, полуморской, континентальный, резко континентальный. Каждый из этих типов климата характеризуется разным режимом температур, осадков и других климатических характеристик как в среднем за год, так и внутри года. Климат низменностей, предгорий и гор также отличается существенно, т. к. с высотой изменяются практически все климатические характеристики. Поэтому можно считать, что климат формируется под воздействием двух составляющих (радиации и адвекции) на фоне особенностей подстилающей поверхности.

Еще одним главным фактором самого понятия «климат» является время или число годовых реализаций, которые требуются для обобщения. Если рассматривать метеорологические характеристики, например, температуру воздуха, в течение одного года, то здесь будут проявляться только особенности погоды конкретного года. Это будет всего одна реализация случайного процесса. Чтобы получить климатические или устойчивые свойства, требуется рассматривать эти погодные изменения в течение многих лет. Даже при современном изменяющемся климате Всемирная метеорологическая организация (ВМО) рекомендует 30-летний период для климатических обобщений с 1961 по 1990 гг. Поэтому климат – это обобщение погод за продолжительный период времени. В соответствии с теорией статистического оценивания, чем больше продолжительность выборки, тем меньше погрешности параметров распределения, например, того же среднего значения. Однако, это свойство характерно для стационарных процессов. Климат же Земли на протяжении всей истории не оставался неизменным. Вместе с тем, всегда существовали периоды времени, когда климат был примерно одинаковым. Так, например, теплый климат мело-

вого периода охватывал миллионы лет, а холодный климат последнего ледникового периода имел место в течение нескольких тысячелетий. Климат современного периода – голоцена, длящегося последние 10–12 тысяч лет, также имеет свои особенности и отличается от остальных, хотя внутри этого периода имели место и потепления (например, потепление эпохи викингов) и похолодания (малый ледниковый период XIV–XIX веков). Поэтому нижней границей для климатических обобщений, даже в условиях неустойчивого климата, должен быть период не менее 30–40 лет, а верхняя граница должна отделять климат одной эпохи от другой.

Еще одной важной особенностью климата является то, что он представим не каким-либо одним параметром или показателем, а их комплексом, т. е. многими метеорологическими характеристиками. Поэтому все климатические классификации основаны, по крайней мере, на двух важных климатических характеристиках – это температура воздуха и осадки и особенности их распределения внутри года. Полный же комплекс климатических характеристик включает еще приходящую радиацию, ее составляющие (прямую и рассеянную), влажность воздуха, скорость и направление ветра, температуру почвы, испарение с почвы и воды, облачность и другие. Очевидно, что многие из этих характеристик связаны между собой и, если климат изменяется, то это изменение должно проявляться в разных климатических параметрах. Поэтому при современном изменении климата ведется мониторинг многих показателей и полученные результаты изменений в разных показателях сравниваются и сопоставляются между собой.

Исторически понятие «климат» прошло несколько стадий эволюции. Так, древние греки объясняли климат разным наклоном солнечных лучей к земной поверхности в разных частях земли, т. е. предполагали, что климат зависит от широты местности. Следующий вклад в определение климата внес Александр фон Гумбольдт (1831 г.), который под климатом понимал все изменения в атмосфере, воздействующие на органы чувств, важные не только для лучеиспускания Земли, органического развития растений и созревания плодов, но и для самочувствия и всего душевного настроения человека. В таком понятии он соединил климат как метеорологическое явление и его воздействие на растительный

мир и человека. Примеры остальных определений климата следующие:

- “Климат – режим погоды” – В.Н. Оболенский (1845 г.), Б.П. Алисов (1945).

- “Климат – среднее течение погоды” – Н.И. Дове (1837), Фицром (1865), Д. Лачинов, Т. Бержерон.

- “Климат – метеорологический компонент географической среды или география погод” – П.И. Колосков.

- “Под климатом следует понимать среднее состояние разных метеорологических явлений (атмосферных процессов, воздушных масс), поскольку это среднее состояние сказывается на жизни растений, животных и человека, а также на типе почвенного покрова” – Л.С. Берг (1876–1950).

- “Климат – совокупность явлений и процессов в атмосфере (или погод)” – Ю. Ханн, А.И. Воейков, Т.А. Любославский, И.В. Фигуровский, А. Геттнер, Е.Е. Федоров, С.А. Сапожникова.

- “Климат – среднее состояние атмосферы (средняя погода)” – Кетле, Х. Мон.

- “Климат – последовательность погод” – Е.С. Рубинштейн.

В основу всех этих определений климата положено понятие погоды и осреднение множества погод за многолетний период. Известные современные определения климата, основанные на понятии погоды следующие: «Климат – многолетний статистический режим погоды, характерный для данной местности в силу её географического положения» и «Климат – усреднённое значение погоды за длительный промежуток времени (порядка нескольких десятилетий) или средняя погода». Однако, после того, как ученые подошли к проблеме физико-математического моделирования и созданию теории климата, необходимым стало рассматривать не только погоду, но и всю климатическую систему, а также не только усредненное значение, но еще и изменчивость. В результате на первой международной конференции, посвященной физическим основам теории климата и его моделирования (Стокгольм, 29 июля – 10 августа 1974 г. [11]) было дано следующее современное определение климата: «Климат – это статистический ансамбль состояний, через который проходит система гидросфера–литосфера–атмосфера за несколько десятилетий».

Таким образом, климатология – это учение о климате, его типах, факторах формирования, распределении по земной поверхности и изменениях во времени. Предметом климатологии является изучение атмосферных процессов, формирующихся под воздействием астрономических факторов и факторов общей циркуляции атмосферы и океана за продолжительный период времени на фоне сложного комплекса физико-географических условий.

Если рассматривать весь набор факторов, то особенности климата определяются:

- поступлением солнечной радиации,
- процессами циркуляции воздушных масс,
- океаническими течениями,
- характером подстилающей поверхности,
- растительным покровом,
- высотой местности,
- широтой местности,
- близостью к морскому побережью,
- особенностями орографии,
- наличием снега и льда,
- степенью загрязненности атмосферы.

Само понятие «климат» в зависимости рассматриваемого пространственного масштаба можно интерпретировать в двух основных видах: глобальный и локальный. Глобальный климат отображает состояние гидрометеорологического режима всей планеты и поэтому для его описания рассматриваются все звенья климатической системы: атмосфера, гидросфера, криосфера, литосфера, биосфера и взаимодействия между ними. В настоящее время новым является антропогенный фактор воздействия на климат, как на глобальном масштабе в виде изменения газового состава атмосферы и суммарного воздействия различных видов хозяйственной деятельности (прямое тепло, выделяемое за счет хозяйственной деятельности, урбанизация, изменение ландшафтов, орошение, вырубка лесов и т.д.), так и особенно на локальном уровне.

При изучении глобального климата рассматриваются закономерности распределения климатических характеристик по всей планете, особенности общей циркуляции атмосферы и океана, глобальный влагооборот, состояние криосферы, газовый состав

атмосферы, углеродный и другие виды циклов, влияние распределения суши и океанов, орографии, влияние внешних факторов климатической системы в виде астрономических и геофизических факторов. Результатом такого изучения глобального климата являются климатические классификации и модели климата, основанные на общей циркуляции атмосферы и океана, которые в настоящее время включают в себя химические и биологические блоки и расширяются до моделей климатической системы Земли [12]. Поэтому глобальный климат – это система разных климатов земного шара.

Понятие «локальный климат» используется при описании гидрометеорологического режима отдельных территорий. Для такой локализованной области составляющие адвекции и радиации за многолетний период примерно однородны и они формируют один и тот же тип климата. Вместе с тем пространственные различия даже внутри этого однородного климата имеют место, и они обусловлены факторами подстилающей поверхности. Так, например, климат центральной части Восточной Сибири практически одинаковый, резко континентальный, но локальные особенности подстилающей поверхности приводят к аномально низким зимним температурам, которые известны как «полюса холода» планеты в Верхоянске и Оймяконе. Поэтому модели климата, основанные на свойствах общей циркуляции атмосферы, дают в этих точках большие отклонения от фактически наблюдаемой температуры воздуха, т. к. не учитывают локальные особенности поверхности.

Существует классификация [4, 8, 10] по которой локальный климат подразделяется на четыре основных вида: макроклимат, мезоклимат, микроклимат и наноклимат. Макроклимат – это климат крупных географических регионов, географических зон, больших частей материков и океанов. Мезоклимат – климат сравнительно небольших территорий, достаточно однородных по природным условиям, например, определённого лесного массива, морского побережья, участка речной долины, межгорной котловины, небольшого города или городского района и т.п. Горизонтальный масштаб мезоклимата составляет <100 км, вертикальный – < 1000 м, причем он зависит от типа подстилающей поверхности. Так, для горного рельефа – это система гор, для холмистого – мас-

сивы площадью более 100 км^2 , реки шириной $> 1 \text{ км}$, озера, моря, океаны площадью зеркала $50\text{--}100 \text{ км}^2$, почвенно-растительные массивы – площадью более 100 км^2 . Микроклимат – это климат приземного слоя воздуха, обусловленный микромасштабными различиями земной поверхности внутри местного климата и имеет горизонтальный масштаб $\leq 10 \text{ км}$, а вертикальный $100\text{--}200 \text{ м}$. Наноклимат формируется за счет микровозвышений и микропонижений размером в сантиметры и десятки сантиметров с горизонтальным масштабом $1\text{--}3 \text{ м}$ и вертикальным $\leq 0,5 \text{ м}$. Наиболее известными видами такого однородного локального климата являются: мезоклимат леса, мезоклимат города, микроклимат водоемов и прибрежных территорий.

В зависимости от временного интервала и методов изучения климата существует еще одно разделение климатологии на инструментальную и палеоклиматологию. Началом однородных инструментальных наблюдений одинаковыми приборами по единообразной методике на сформированной уже метеорологической сети станций и для данных месячной дискретности можно считать 1880–1890-е годы. Хотя отдельные наиболее продолжительные ряды наблюдений имеются с середины XVII – начала XVIII веков. Поэтому на основе многолетних рядов наблюдений с конца XIX века осуществляются климатические обобщения и исследования современного климата и результаты их являются достаточно надежными. За весь остальной интервал времени существования Земли изучение климата осуществляется косвенными методами палеоклиматологии или на основе физико-математических моделей климата, что соответственно приводит к менее надежным результатам. В ряде случаев можно только приблизительно оценить общий тип климата: холодный или теплый, влажный или сухой.

Таким образом, как климат, так и климатология, являются комплексными и многогранными понятиями. В зависимости от изучаемых свойств климата, климатология подразделяется на следующие основные виды или разделы:

- физическая климатология, которая изучает генезис и факторы климата физико-математическими методами;
- динамическая климатология рассматривает климат как результат процессов общей циркуляции атмосферы;

- синоптическая климатология изучает многолетние поля давления и скоростей ветра, на которых проявляются климатические фронты и центры действия атмосферы;
- климатография имеет дело с описанием климата конкретных территорий или акваторий на основе статистической обработки данных наблюдений по всей Земле;
- палеоклиматология рассматривает климаты прошлого;
- прикладная климатология имеет дело с расчетами климатических показателей для различных отраслей хозяйства и в связи с этим подразделяется на строительную, транспортную, индустриальную, агроклиматологию, биоклиматологию, медицинскую, туристическую, авиационную;
- аэроклиматология занимается изучением климата высоких слоев атмосферы;
- микроклиматология изучает климат небольших однородных территорий и приземного слоя воздуха;
- в зависимости от изучаемого района земной поверхности климатологию можно подразделить также на полярную, тропическую, умеренных широт, экваториальную, горную климатологию и другие виды по географическому признаку.

Задач климатологии очень много, они зависят от того или иного изучаемого свойства климата и основными из них можно считать следующие:

- выяснение генезиса климата (климатообразование) эмпирическими и физическими подходами;
- исследование изменения естественных и антропогенных условий формирования климата на основе физико-математических и статистических моделей;
- классификация климатов и их районирование;
- установление свойств географического распределения климатов;
- исследование взаимодействия климата с природными и антропогенными факторами;
- определение расчетных климатических характеристик для разных сфер экономики;
- установление закономерностей образования микроклимата и его классификация.

1.2. Содержание курса общей климатологии

Достаточно подробная аннотация всех лекций курса приведена во Введении. Поэтому остановимся только на последовательности основных тем, обосновании их структуры и содержании лабораторных работ, которые выполняются для закрепления теоретического материала.

Прежде всего, следует отметить, что курс «Климатологии» состоит из двух частей: часть 1 «Общая климатология» и часть 2 «Динамика климата», которая издана в виде учебника в 2х книгах в 2016 и 2018 гг. [6, 7] и посвящена изучению изменений климата. В данной же первой части рассматриваются вопросы формирования климата и его географического распределения. Эта часть климатологии может быть определена как «статика климата» в связи с тем, что вопросы изменения климатических характеристик и их факторов в ней не затрагиваются. Принимается, что полученные пространственные закономерности климата по информации за прошлый многолетний период и границы различных типов климата не изменяются или эти изменения пока незначительны. Действительно, вряд ли стоит ожидать, что умеренный климат в той или иной части Земли быстро поменяется на тропический, или значительно увеличатся осадки. Из результатов анализа данных наблюдений, представленных в 5-ом докладе МГЭИК [12], таких больших и резких изменений пока не наблюдается. Поэтому те климатические свойства, которые характерны для различных видов климата, актуальны и в настоящий период и на ближайшее будущее.

Весь материал курса по общей климатологии сгруппирован в три большие темы:

- климатологическая обработка рядов наблюдений;
- основные факторы формирования климата;
- пространственные закономерности климата и районирование.

Первая тема по обработке климатической или климатологической информации посвящена рассмотрению задач прикладной климатологии. Обработка информации, связана с получением средних многолетних значений или климатических норм, средних квадратических отклонений, характеризующих естественную из-

менчивость и расчетных климатических характеристик редкой повторяемости (например, 1 раз в 100 или 200 лет) без которых не обходится ни один вид проектирования и строительства. Прежде всего, дается определение климатическим рядам, которые могут быть получены только за многолетний период, а также современным видам хранения климатической информации в мировых и региональных центрах данных и на сайтах разных международных организаций и институтов. Для обработки климатических данных применяются статистические методы и, чтобы их понимать и правильно применять, даются базовые сведения из соответствующих разделов статистического оценивания и регрессионного анализа. Например, обязательно следует знать, что такое эмпирическое и теоретическое распределения; дифференциальная и накопленная частота; параметры распределения и методы их оценки, включая оценку статистической значимости на основе доверительных интервалов; что такое генеральная совокупность и выборка; какова последовательность проверки статистических гипотез, что такое нулевая и альтернативная гипотезы, риски первого и второго рода, мощность критерия и ряд других вопросов. В части регрессионного анализа объясняется что такое эмпирическая зависимость между переменными; что характеризует и как изменяется коэффициент корреляции; в чем состоит метод наименьших квадратов при определении коэффициентов уравнения регрессии и какие другие методы расчета коэффициентов существуют, методы оценки статистической значимости коэффициентов уравнения и расчетных значений; структуры уравнений множественной линейной регрессии.

Последующие разделы темы посвящены трем основным частям обработки и расчета: оценке однородности; восстановлению пропусков и увеличению продолжительности рядов наблюдений; определению расчетных климатических характеристик. По каждой из этих частей предусмотрена лабораторная работа и всего по данной теме следует выполнить три работы. Для выполнения лабораторных работ выбирается метеостанция с многолетними рядами среднемесячных температур воздуха и суммами месячных осадков, включая данные последних лет наблюдений. Детальное описание каждой лабораторной работы приведено в «Практикуме по климатологии. Часть 1».

Проверка однородности включает проверку двух важных условий: однородности эмпирического распределения на возможные неоднородные экстремумы и проверку однородности во времени или стационарности для основных параметров временных рядов: среднего значения и дисперсии. Следующая важная часть обработки связана с восстановлением пропусков и увеличением продолжительности рядов наблюдений на основе многолетних связей с рядами-аналогами, пространственных взаимосвязей полей и свойств внутригодовых функций. По каждому из трех методов приводятся алгоритмы, формулы и практические примеры приложения. Увеличение продолжительности рядов необходимо для того, чтобы уменьшить случайные погрешности параметров распределения и перейти в зоне редких повторяемостей от экстраполяции эмпирических данных к возможной интерполяции как более надежной процедуре. На заключительном этапе обработки осуществляется определение расчетных климатических характеристик при аппроксимации эмпирического распределения аналитическим видом с вычисленными параметрами. Детально также рассматриваются вопросы особенностей обработки различных климатических характеристик, расчеты климатических комплексов и практическое приложение прикладной климатологии в виде нормативных документов на примере СНиПа по строительной климатологии.

Вторая большая тема курса «Общей климатологии» связана с рассмотрением основных факторов формирования климата и факторов, влияющих на него. Это, прежде всего, внешние астрономические факторы, определяющие приток солнечной радиации и его изменчивость в течение суток, года и за многолетний период, и факторы циркуляции атмосферы и океана, перераспределяющие тепло на планете. К факторам, влияющим на формирование климата, относится орография, воздействие которой проявляется практически во всех климатических характеристиках. Приток солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы является главным и определяющим фактором формирования климата. Именно он по определению известного ученого-океанолога В.В. Шулейкина и формирует главную «тепловую машину» планеты или «вечный двигатель», который осуществляет обмен воздухом между полюсом и экватором. Расчету суточной, сезонной и годовой ради-

ации на верхней границе атмосферы на широте выбранной метеостанции посвящена отдельная лабораторная работа. С верхней границы атмосферы тепло передается к поверхности земли, уменьшаясь за счет процессов поглощения и рассеяния в среднем на 50%. Поэтому приходящая к поверхности коротковолновая радиация подразделяется на прямую, прошедшую сквозь толщу атмосферы, и рассеянную, т. е. отраженную в направлении поверхности и в основном от облаков. С поверхности обратно в атмосферу уходит как отраженная коротковолновая радиация в зависимости от альбедо, так и длинноволновое тепловое излучение, которое подразделяется на уходящее в космос собственное излучение и противоизлучение, отраженное обратно к поверхности земли. Потоки приходящей и уходящей радиации формируют радиационный баланс поверхности, а перераспределение радиационного баланса в виде тепла на нагрев воздуха, нижележащих слоев поверхности и на фазовые переходы воды формируют тепловой баланс. В отличие от курса «Физики атмосферы» в данном курсе «Общей климатологии» внимание уделяется не рассмотрению физических законов в точке поверхности, а особенностям пространственного распределения составляющих радиационного и теплового балансов по поверхности планеты.

Процессы глобальной циркуляции атмосферы и океана рассмотрены в нескольких лекциях, где внимание уделяется как общей циркуляции, так отдельным ее видам в разных широтах, включая зональный перенос, системы циклонов и антициклонов, циркуляционные ячейки, струйные течения, пассаты, муссоны, тропические циклоны, основные океанические течения, зоны апвеллинга, конвейер Брокера, Эль-Ниньо. Влияние рельефа на разные характеристики климата рассмотрено с привлечением экспериментального материала, заимствованного из учебника Б.П. Алисов, Б.В. Полтараус «Климатология» [1].

Заключительная третья тема курса лекций посвящена обобщению разных климатических характеристик (температура воздуха, осадки, влажность, облачность и других) по поверхности Земли и представлении их в виде изолиний и климатических классификаций. Рассматриваются пространственные закономерности температур воздуха, осадков, области их экстремальных значений и

особенности внутригодовых изменений. Даются понятия климатических классификаций и районирования, детально рассматриваются основные виды климатических классификаций. На эту тему в «Практикуме по климатологии. Часть 1» также имеется лабораторная работа, в которой на основе ГИС-технологий следует получить пространственные распределения климатических характеристик.

1.3. История развития климатологии

От древнего мира до Возрождения

Человек с древнейших времен зависел от погодных и климатических условий. Так ледниковый период привел к необходимости добывать и поддерживать огонь, устраивать жилище, шить одежду. Тот же ледниковый период не смогли пережить неандертальцы – одна из ветвей современного человека. Непонятные и опасные погодные явления (засухи, ливни, наводнения, бури, грозы, ураганы) вызывали чувство страха в связи с непониманием их происхождения и внезапностью появления. Люди знали, что погодные условия могут резко изменяться, но не понимали причины этих изменений. Поэтому происходило обожествление природных явлений и связь их с конкретными богами.

В области климатологии первые закономерности, которые были известны с незапамятных времен – это суточный ход температуры воздуха и годовой цикл изменения температуры воздуха и осадков. Движение солнца по горизонту было самым удивительным событием, также как смена дня и ночи и более теплые условия днем и холодные ночью. Древние люди знали, что один сезон года сменяет другой, и это повторяется из года в год. Притом эти внутригодовые изменения проявлялись в разных климатических условиях: и в северных странах, и в южных. В древнем Египте прекрасно знали о летних разливах Нила и практическом отсутствии воды в другую часть года, что обусловило прогресс в создании водохранилищ. В сказаниях древних славян не раз упоминается о постоянной борьбе доброго и злого начала, лета и зимы, света и тьмы, Белобога с Чернобогом.

Помимо внутригодового и суточного хода, другая климатическая особенность, которая известна с древних времен – это то, что климатические условия не во всех странах одинаковы. В исторических хрониках, в рассказах о военных походах и путешествиях приводились поражавшие людей факты о суровом климате северных стран, об особенностях горного климата, о больших и жарких пустынях, о тропических джунглях и ливнях, которые идут много дней. Эти не характерные для данного места особенности климата также приводили к многочисленным мифам и сказаниям. Особое место в жизни людей занимали засухи и холодные весенне-осенние периоды, которые приводили к неурожаю и к голоду, что еще больше определяло зависимость человека от погоды и климата.

Как только появилась письменность, люди начали записывать все важные явления своей жизни, в том числе и имевшие место особенности погодных явлений и климатических условий. В старинных хрониках мы находим немало сведений о засухах, ливнях и других условиях погоды, приводивших к неурожаю, а также сведений (иногда, правда, фантастических) о климате чужих стран. Иногда, например, грозная деятельность связывалась с именами мифологических персонажей (Зевс, Илья Пророк). Погодные условия при возврате греков из-под Трои в образной форме были изложены в „Одиссее“ и таким образом сохранились для потомков. Описание продолжительности бури Гомер представил следующим образом: “И тогда, как стихли ветры и отплыл от берега корабль, Зевс поднял бурю, грянул молнией, корабль рассыпался, спутники потонули в водовороте, а Одиссей один на обломке бревна носился по морю девять дней, пока не выбросило его на берег острова Калипсо”. Или описание смены направления ветров в циклоне, который двигался с запада на восток навстречу судну: “По морю так беззащитное судно носили ветры, то быстро Борею (северный ветер) его перебрасывал Нот (южный ветер), то шумящий Эвр (восточный ветер), им играя передавал произволу Зефира (западный ветер)”.

Уже со времен астронома Метона (около 433 г. до н.э.) в греческих городах выставлялись в общественных местах календари с записями о явлениях погоды, сделанных в предыдущие годы. Эти календари назывались парапегмами (рис. 1.1).



Рис. 1.1.1. Парапегма с записями о явлениях погоды

Некоторые из этих парапегм дошли до нас, например, в трудах известного александрийского астронома Клавдия Птолемея (род. примерно в 150 г. до н.э.), римского землевладельца Колумеллы и других писателей древности. В них мы находим большей частью данные о ветрах, осадках, холодах и о некоторых фенологических явлениях. Сведения летописей, хроник, древних художественных произведений являются в настоящее время одним из источников информации для палеоклиматологии.

Наибольших успехов, систематичности и ясности наука древности достигла в античной Греции, прежде всего в Афинах. Благодаря своим колониям, распространившимся, начиная с VI в. до н.э., по Средиземному и Черному морям, от Марселя до современных Феодосии и Сухуми, греки смогли познакомиться с культурой западного мира того времени. Они восприняли многое от своих предшественников – египтян и финикийцев, но сумели из сравнительно отрывочных элементов создать уже науку в современном понимании слова. Греки уделили большое внимание собранному прежде материалу, проявили умение глубоко проникать в суще-

ство вещей и находить в них самое важное и простое и способность к абстракции. Естественные науки у них были тесно связаны с философией. В то же время великие философы, например, Пифагор и Платон, видели в математике (и особенно в геометрии) ключ к истинному общему познанию.

Метеорологические наблюдения древних народов и их наследников греков привели их к изучению и физических закономерностей природы. Тепло и холод, свет и тьма, их регулярная смена и взаимная зависимость были первыми физическими понятиями древности. В течение веков физика не была отделена от метеорологии.

Первая книга об атмосферных явлениях была написана одним из самых крупных ученых античной Греции Аристотелем (384–322 гг. до н.э.) под названием «Метеорологика». Она составляла, как полагал Аристотель, существенную часть общего учения о природе. Он писал в начале книги, что «...остается рассмотреть еще ту часть, которую предшествовавшие авторы называли метеорологией». Отсюда видно, что эта наука получила свое название еще задолго до Аристотеля и что он, вероятно, использовал многие прежние наблюдения, приведя их в систему.

Первая книга «Метеорологики» трактовала явления, происходящих, по мнению автора, в верхних слоях атмосферы (кометы, падающие звезды и другие), а также гидрометеоры. Верхние слои, как полагал Аристотель, являлись сухими и горячими, в отличие от влажных нижних слоев. Вторая книга была посвящена морю, снова ветрам, землетрясениям, молнии и грому. Третья – описывала бури и вихри, а также световые явления в атмосфере. Четвертая книга была посвящена «Теории четырех стихий». Содержание «Метеорологики» показывает, что греки времен Аристотеля были знакомы со многими важнейшими метеорологическими явлениями. Они были столь наблюдательны, что имели ясное представление даже о северных сияниях. Аристотель знал, что град образуется чаще весной, чем летом, и чаще осенью, чем зимой, что, например, в Аравии и Эфиопии дожди выпадают летом, а не зимой (как в Греции), что «молния кажется опережающей гром, потому что зрение опережает слух», что цвета радуги всегда одни и те же что

и во внешней, более слабой радуге, они расположены в обратном порядке, что роса образуется при слабом ветре и т. д.

Многочисленные наблюдения древних мореплавателей, земледельцев, охотников за явлениями погоды и поиск в них закономерностей сформировали целый свод народных примет, часть из которых оказывалась достоверной, а часть нет. В некоторых случаях правильно была установлена причинной-следственная связь между явлениями. Например, приметы: *«Зацвела фиалка — сей морковь и петрушку»*, *«Если лист берёзы развернётся полностью — можно сажать картофель»*, являются обоснованными, так как растения реагируют на изменения температуры, влажности в окружающей среде и ведут себя соответствующим образом: начинают цвести какие-то деревья или же цветок раскрывается и начинает издавать более сильный запах. Другие же приметы связаны со случайными совпадениями или временными закономерностями в конкретном месте пространства. Например: “Гром в сентябре предвещает теплую осень”, “Весной гуси высоко летят — много воды будет”, “Если зимой деревья покрылись инеем — к метели”, “Поздний листопад — к суровой и продолжительной зиме”.

С падением греческой и римской цивилизаций науку сменила схоластика средних веков, которая наиболее ярко выразилась в астрологии, а в области метеорологии — в астрометеорологии, которая занималась предсказанием погоды по движению планет среди созвездий. Забыты были многочисленные сделанные ранее наблюдения за явлениями природы и научные трактаты греческих и римских ученых. В эпоху раннего средневековья были забыты и творения Аристотеля. Они остались жить на Востоке в переводах на арабский язык и лишь значительно позднее через посредство арабов вернулись в Европу. Самым печальным для судеб цивилизации оказалось то, что был отвергнут научный метод, основанный на наблюдении явлений природы и на попытках их правильного истолкования.

С эпохи Возрождения в XVI–XVII вв. наука как бы начала создаваться заново, и ученые пытались охватить своими исследованиями разные области природы одновременно. Так, Леонардо да Винчи был не только великим художником, механиком и инженером, он был конструктором ряда физических приборов, одним из

основателей атмосферной оптики, и то, что он написал о дальности видимости окрашенных объектов, сохраняет свой интерес до сих пор. Паскаль был философ, провозгласивший, что мысль человека позволит ему покорить могучие силы природы, выдающийся математик и создатель гидростатики, он первым доказал экспериментально убывание атмосферного давления с высотой. Декарт и Локк, Ньютон и Лейбниц – великие умы XVII в., прославившиеся своими философскими и математическими исследованиями – внесли большие вклады в физику, в частности, в науку об атмосфере, которая тогда почти не отделялась от физики.

Колыбелью Возрождения стала Италия, где жил и творил Галилей и его ученики Торричелли, Маджиотти и Нарди, Вивiani и Кастелли. Другие страны тоже внесли большой вклад в метеорологию того времени; достаточно вспомнить Ф. Бэкона, Э. Мариотта, Р. Бойля, Хр. Гюйгенса, О. Герике и целый ряд других выдающихся мыслителей (рис. 1.2).



Рис. 1.2. Выдающиеся ученые эпохи Возрождения

Основоположник нового научного метода Френсис Бэкон (1561–1626 гг.) был родоначальником английского материализма и всей опытной науки нашего времени. Бэкон провозгласил, что науку поведет вперед союз опыта и рассудка, очищающего опыт и извлекающего из него законы природы и истолковывающий их. Именно такой экспериментальный подход характерен для современной науки, обязательным условием полученных результатов которой является их воспроизводимость, т. е. любой исследователь

может повторить опыт и должен получить такой же результат. В схоластике же важны были только рассуждения, основанные на догме, и не обязательность их опытной проверки. В «Новом Органоне» Бэкона есть даже описание термометра, что дало повод считать Бэкона изобретателем этого прибора. Перу Бэкона принадлежали и соображения об общей системе ветров земного шара, но они не нашли отзыва в творениях авторов XVII–XVIII вв., также писавших на ту же тему и поэтому Ф. Бэкон больше воспринимается как философ материализма, чем естествоиспытатель.

Для экспериментальной науки первой половины XVII в., в том числе и для метеорологии, больше всего сделал Галилео Галилей. То, что он дал метеорологии, прежде казалось второстепенным по сравнению, например, с вкладом Торричелли в эту науку. Теперь мы знаем, однако, что кроме высказанного им впервые представления о весе и давлении воздуха, Галилею принадлежит идея первых метеорологических приборов – термометра, барометра, дождемера. Создание их заложило фундамент всей современной метеорологии. Изобретение термоскопа (трубка с нагреваемым припаянным шариком в сосуде с водой) и первое количественное измерение температуры осуществлено Галилеем в 1597 г., а первое зарегистрированное метеонаблюдение относится к 1607 г. В 1700 г. термоскоп был преобразован в современный вид термометра, а в 1714 г. голландский ученый Д. Фаренгейт сделал собственный термометр с ртутным наполнением и определил его шкалу, на которой температура тела человека была 96 градусов, температура кипения воды – 212 градусов, а нулевое значение соответствовало температуре смеси льда и поваренной соли. Идея создания барометра, предложенная Галилеем, была реализована только спустя годы в 1643 г. его учениками Эванджелисто Торричелли и Винченцо Вивiani и прибор получил название «трубка Торричелли».

Первая сеть метеорологических станций была создана в Италии в 1654 г. сразу после изобретения ртутного барометра, т. к. ученые понимали, что для предсказания погоды наблюдений в одном пункте недостаточно. Области пониженного и повышенного давления, с которыми связана погода, имеют очень большие размеры и перемещаются в соответствии с определенными законами. Для того чтобы лучше понимать сущность этих законов, нужно

научиться наблюдать погоду сразу на большом пространстве - строить карты погоды. Герцог Тосканский поручил Флорентийской академии заняться этим вопросом, и его секретарь иезуит Антинори с 1654 г. сумел организовать наблюдения на девяти станциях Европы (в основном это были итальянские станции), самая далекая из них находилась в Варшаве. Организованная Антинори сеть станций работала до 1667 г., когда была закрыта и Академия. В первой половине XVIII века начались наблюдения при университетах в немногих пунктах Европы, а также в морских плаваниях. В это же время возникли на их основе первые метеорологические теории.

Создание первых метеорологических приборов и начало количественных наблюдений за метеорологическими явлениями отметили собой новый период развития науки в XVIII в. В этом и последующем столетиях были сделаны два важных шага к созданию современной системы метеорологии и климатологии: были получены первые метеорологические ряды наблюдений во многих местах Европы и Америки и сделаны первые удачные опыты устройства сети метеорологических станций в современном понимании. Наиболее ранние дождемерные наблюдения были организованы во Франции. Э. Мариотт в своем «Трактате о движении вод», вышедшем в 1686 г., выступил с инфильтрационной теорией грунтовых вод, подкрепляя свои доводы уже количественными дождемерными наблюдениями. Наиболее продолжительный ряд наблюдений за осадками был начат в 1688 г. в Париже Седило, а затем продолжен Лагиром, ведшим их непрерывно до 1717 г. Наблюдения были начаты в связи с «необходимостью обеспечить питание версальских водоемов». Во второй половине XVIII века была организована по частной инициативе международная сеть метеорологических станций в Европе (свыше 30 станций), функционировавшая 12 лет. Ее наблюдения были опубликованы и стимулировали дальнейшее развитие метеорологических исследований.

В развитии метеорологии в XVII в. большую роль сыграло Лондонское Королевское общество, в особенности Гук, Бойль и другие его члены. Гуком была составлена специальная инструкция для метеорологических наблюдений. Первая систематическая се-

рия таких наблюдений была сделана философом Локком, начиная с июня 1666 г. до декабря 1692 г., вначале в Оксфорде, затем в Лондоне и в Отсе. Примерно в это же время наблюдения за атмосферным давлением с помощью барометра послужили Бойлю основанием для его некоторых соображений о связи погоды с высотой барометра.

Таким образом, в конце XVII начале XVIII были заложены базовые основы многолетних инструментальных наблюдений, которые являются в наше время, как основой климатических обобщений и обработки, так и экспериментальной базой для оценки современных изменений климата. Примеры таких наиболее продолжительных климатических рядов наблюдений за температурой воздуха и осадками приведены на рис. 1.3.

Развитие климатологии в России

Регулярные наблюдения за погодой первым попытался установить царь Алексей Михайлович. По его повелению из Европы привезли астрономические инструменты и метеорологические приборы, в том числе изобретение Эванджелиста Торричелли, ученика Галилея — барометр. Однако назначенный царем вести записи о погоде Афанасий Матюшкин, сын дьяка, инструментами не пользовался и фиксировал в «Дневальных записках» в основном собственные наблюдения: когда начался дождь, когда закончился, когда замерзла Москва-река, когда вскрылся лед. Первые регулярные сведения о погоде сохранились в делах приказа тайных дел и составлялись по показаниям стражи, наряжавшейся на караул в Кремль, и носили описательный характер, например: «Декабрь. Сегодня день был дурен, а вечер тёпл, как в сентябре».

Более или менее подробные записи о погоде были начаты в 1722 г. в Петербурге вице-адмиралом К. Крюсом по личному приказу Петра I. С 1 декабря 1725 г. Ф.Х. Майер, Г.В. Крафт и другие приступили к инструментальным метеонаблюдениям за давлением, температурой воздуха, скоростью и направлением ветра, облачностью и другими атмосферными процессами и явлениями.

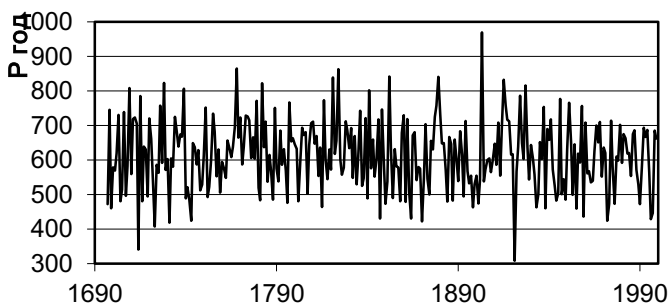
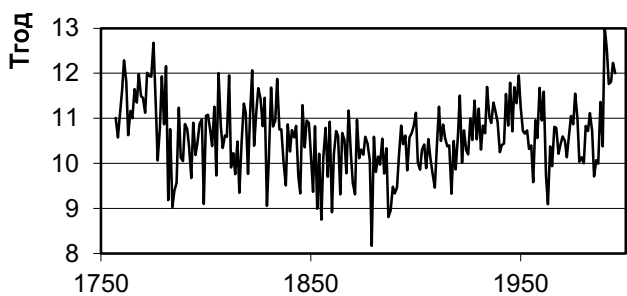
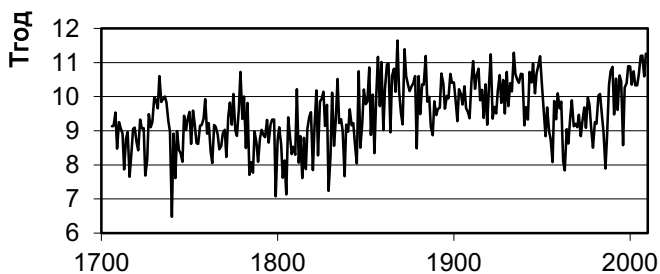


Рис. 1.3. Наиболее продолжительные ряды наблюдений за (сверху вниз):
 - среднегодовой температурой воздуха на метеостанции Билт (Нидерланды) с 1706 г.;
 - среднегодовой температурой воздуха на метеостанции Париж с 1757 г.;
 - суммами годовых осадков на метеостанции Кью Гарденс (Великобритания) с 1697 г.

Первый, очень короткий ряд, метеорологических наблюдений в России был получен в С.-Петербурге английским пастором Томасом Консеттом (с 24/XII 1724 г. до 23/VI 1725 г.). Метеорологические наблюдения в России начались, по словам первого их историка, К.С. Веселовского, около середины XVIII столетия: для Петербурга правильные наблюдения над температурой воздуха имеются с 1743 г., над осадками – с 1741 г., а над вскрытием промерзания Невы – они восходят к 1706 г. Академиком И.А. Эйлером опубликованы первые метеорологические сводки за 1769-92 гг.

В 1725 г. Петр I собственноручно написал предписание Витусу Берингу построить на Камчатке суда, плыть на них на север вдоль земли и „искать, где она сошлась с Америкой". Этот вопрос интересовал Петра с точки зрения возможности найти путь через Ледовитый океан в Китай и Индию. Две экспедиции Беринга, продолжавшиеся с 1725 г. по 1743г., ознаменованы рядом крупнейших открытий и научных исследований, давших богатый географический, картографический и гидрографический материал (рис. 1.4). В числе участников этих экспедиций были естествоиспытатель Гмелин и астроном Делиль (рис. 1.5). Они в период Великой Северной Экспедиции организовали метеорологические станции в Казани (1733 г.), Екатеринбурге (1734 г.), Тобольске, Ямышеве, Енисейске, Томске, Туруханске, Иркутске, Якутске, Селенгинском, Нерчинске, Аргунских серебряных копях. Ряды наблюдений на этих станциях, хотя и не были непрерывными со времени их организации, все же являются одними из наиболее длинных рядов наблюдений и еще в XVIII в. позволили получить представление о климате громадной территории, совершенно до тех пор неисследованной. Наблюдения велись по инструкции, которая устанавливала их сроки, а также метеорологические элементы и явления, подлежащие наблюдению. Наблюдения производились до 1749 г., и материалы многих из них напечатаны Академией наук. Первые метеорологические наблюдения во многих различных и порой глухих уголках Европейской России, проведенные в 1731–1780 гг., связаны также с именем военного врача Иоганна Лерхе.

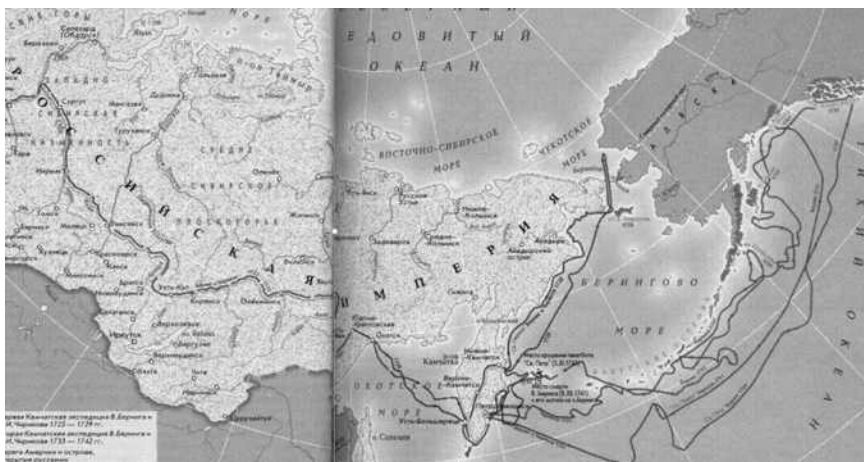


Рис. 1.4. Маршруты двух экспедиций В.Беринга (1725–29 гг., 1733–42 гг.)

Но подобные наиболее ранние наблюдения были немногочисленны и неравномерно распределены по России, будучи приурочены или к крупным центрам как Петербург, Москва, или относились к нескольким пунктам Финляндии и Сибири, и производились они по неодинаковым методам и очень разнообразными инструментами. Скоро, однако, ученые стали понимать, что для развития метеорологии и климатологии существенно важным является сопоставление данных о погоде различных пунктов между собой. М.В. Ломоносов еще в 1759 г. предлагал свой проект более правильной постановки метеорологических наблюдений: “А особливо, когда б в различных частях света и в разных государствах, те, кои мореплаванием пользуются, учредили самопишущие метеорологические обсерватории, к коих расположению и учреждению с разными новыми инструментами имеют новую идею”.

К середине XVIII столетия Ломоносов уже считал метеорологию самостоятельной наукой, главной задачей которой было "предзнание погоды". Он сам создал первую теорию атмосферного электричества, разрабатывал метеорологические приборы, высказал ряд важных соображений о климате и о возможности научного предсказания погоды.

В этот же период в Европе было организовано по частной инициативе Маннгеймское метеорологическое общество, которое

создало на добровольной основе сеть из 39 метеорологических станций (в том числе три в России: Санкт-Петербург, Москва, Пышменский завод), укомплектованных единообразными и градуированными приборами. Сеть функционировала 12 лет.

Таким образом, к концу XVIII в. существовавшее с древних времен представление о разнообразии климатов земли было подкреплено рядами инструментальных наблюдений, совершенно ясно определились важнейшие общие причины существования различных климатов, а также наметились и некоторые проблемы практической климатологии. Все это сформировало идею о необходимости создания сети наблюдений на метеорологических станциях для параллельных измерений и сравнения результатов в разных точках пространства.



Иоган Георг Гмелин
(1709–1755)



Жозеф Никола Девиль
(1688–1768)



Михаил Васильевич Ломоносов
(1711–1765)

Рис. 1.5. Ученые, внесшие вклад в метеорологию России в XVIII веке

В 1804 г. было обнародовано правительственное распоряжение о производстве метеорологических наблюдений при всех учебных заведениях России; однако распоряжение не было приведено в исполнение, а если где наблюдения и начались, то они не были ни обработаны, ни напечатаны. В России в самом начале XIX в. передовые ученые пришли к мысли о необходимости организации центрального метеорологического учреждения. В 1810 г. основатель Харьковского университета В.Н. Каразин изложил в докладе Московскому обществу любителей естествознания идею о

необходимости централизованного руководства сетью метеорологических станций и научной обработки их наблюдений, а в 1818 г. предложил план организации Государственного метеорологического комитета, в который должны были поступать и там обрабатываться результаты наблюдений ряда метеорологических станций, находящихся в разных частях страны. Основной целью этой организации он полагал “содействие развитию торговли, мореплавания и военного искусства”, но особенно он обращал внимание на пользу метеорологии для земледелия.

Учреждение в Германии в 1828 г., по инициативе Александра фон Гумбольдта (1769–1859 гг.), союза для производства магнитных наблюдений явилось основой для практических шагов по формированию метеорологической сети наблюдений. В 1829 г. Гумбольдт посетил Петербург и сумел убедить Академию Наук примкнуть к этому союзу и заняться организацией наблюдений в России. Один из членов Академии, Адольф Купфер, принял на себя осуществление этого дела. Под его надзором и руководством учреждена была в 1830 г. в Петербурге при Академии магнитная лаборатория (помещавшаяся сначала в Петропавловской крепости, а затем переведена в одно из помещений Горного корпуса). Затем, по предложению академии, им были учреждены подобные обсерватории в Казани, Николаеве, Ситхе, Лекине, и, наконец, в Екатеринбурге, Барнауле и Нерчинске.

30 октября 1833 года А.Я. Купфер отослал директору Департамента горных и соляных дел Министерства финансов Е.В. Карнееву «Объяснительную записку к проекту учреждения системы метеорологических и магнитных наблюдений в местностях, находящихся в зависимости от Горного ведомства», и сам проект. В своей записке он отмечал, что использование природных богатств, развитие промышленности и земледелия немислимы без изучения климата страны. «И в самом деле, — писал он, — что может быть важнее для правительства, как не точное познание климата, которое можно приобрести только из последовательных метеорологических наблюдений». Изучение атмосферных явлений, по его мысли, должно занимать «важное место в изучении природы вообще». Он считает, что исследование процессов, происходящих в атмосфере Земли, должно стать одной из главнейших задач

естественных наук. Вопросам создания Гидрометеорологической службы в России посвящена значительная часть объяснительной записки. Проект создания в России Гидрометеорологической службы был рассмотрен Ученым комитетом Корпуса горных инженеров в марте 1834 года и направлен на отзыв выдающемуся государственному деятелю Константину Владимировичу Чевкину. К.В. Чевкин проявил глубокий интерес к проекту создания системы метеорологических и магнитных наблюдений и вместе с А.Я. Купфером разработал для Ученого комитета предложения по его осуществлению. 1(13) апреля 1849 г. император Николай I утвердил «Положение для Главной физической обсерватории».

На основании утвержденного проекта А.Я. Купферу удалось добиться устройства магнитно-метеорологических обсерваторий в Богословске, Златоусте и Лугане, а обсерватории в Екатеринбурге, Барнауле и Нерчинске преобразовать в постоянные учреждения. При Горном корпусе в Петербурге была учреждена обсерватория, которая не только должна была вести наблюдения, но и снабжать все метеорологические учреждения России проверенными инструментами.

В 1849 г. был утвержден проект и штаты "Главной Физической Обсерватории"; первым директором ее был назначен сам А.Я. Купфер. Под его управлением Главная физическая обсерватория прочно поставила дело метеорологических наблюдений в России: число метеорологических станций начало возрастать; введены были совершенно однообразные методы наблюдений; появились издания, представляющие своды произведенных наблюдений. Первым таким сводом был "Annuaire magnetique et meteorologique", а затем «Свод наблюдений, произведенных в Главной физической и подчиненных ей обсерваториях по высочайшему повелению», изданный главным управлением корпуса горных инженеров под руководством А.Я. Купфера за 1847 г. (1850г. изд.). Затем в форме такого "Свода..." наблюдения стали публиковаться ежегодно.

С 1865 г. это последнее издание "Свода..." заменили "Летописи Главной Физической Обсерватории", содержащие огромный материал, доставляемый наблюдениями, в готовом, обработанном виде. Приемниками Купфера по управлению Главной физической

обсерваторией и руководству метеорологическими наблюдениями были Кемтц, затем Г.И. Вильд с 1868 по 1893 гг. и М.А. Рыкачев с 1906–1913 гг. (рис. 1.6).



Адольф Яковлевич Купфер
(1799–1865)



Генрих Иванович Вильд
(1833–1902)



Михаил Александрович Рыкачёв
(1841–1919)

Рис. 1.6. Первые директора Главной физической (геофизической) обсерватории

Особенно плодотворной в деле развития метеорологических наблюдений в России была деятельность Генриха Ивановича Вильда. При нем были заново переработаны инструкции для руководства наблюдателей и для обработки наблюдений, исследованы и введены новые наблюдательные методы. Так, им дан новый способ установки термометров для измерения температуры воздуха, устроен флюгер с указателем силы ветра, усовершенствованы барометры и другие приборы, заведен периодический осмотр и ревизия метеорологических станций и метеорологическая сеть стала все быстрее и быстрее развиваться. В начале деятельности Г.И. Вильда в России имелось всего 30 метеорологических станций, а через 27 лет число станций 2-го разряда достигло 729, а станций 3-го разряда – 2159.

Немалый вклад в деле развития метеорологических наблюдений в России внесла также метеорологическая комиссия при Императорском русском географическом обществе. Выделившись в 1870 г. с целью более детальной разработки различных метеорологических вопросов из состава географического общества в особую комиссию, небольшой кружок лиц, в состав которого вошло боль-

шинство петербургских метеорологов, с самого начала существования комиссии деятельно принялся за пропаганду метеорологических наблюдений и за организацию станций в помощь Главной физической обсерватории. Устройство более густых сетей для дождемерных наблюдений и наблюдений над грозами, собирание наблюдений над вскрытием и замерзанием рек были первыми шагами комиссии. С преобразованием ее в 1883 г. ею же были организованы наблюдения над высотой и плотностью снегового покрова, наблюдения над продолжительностью солнечного сияния, фенологические и т. д. Впрочем, метеорологическая комиссия, не ограничиваясь только пропагандой и постановкой различных наблюдений, передавала эти наблюдения, как только они оказывались прочно поставленными, в ведение Главной физической обсерватории, которой принадлежало и принадлежит, таким образом, общее руководство метеорологическими работами.

Дальнейшей стадией в деле развития метеорологических наблюдений в России было появление местных сетей, задачей которых было более детальное изучение некоторых важных метеорологических явлений, ускользающих от наблюдения больших, сравнительно далеко отстоящих одна от других станций, явлений, наблюдаемых на небольших сравнительно протяжениях. Первым толчком к развитию этих сетей была организация "Сети Юго-Запада России", устроенной профессором Новороссийского университета А.В. Клоссовским, добившимся устройства сети наблюдательных пунктов такой густоты, которая позволила ему с большой подробностью проследить распространение грозových вихрей, ливней, снежных метелей и заносов и т. п. По примеру сети юго-запада России организовались затем сети: приднепровская, юго-западная, центральная, восточная и, наконец, еще более мелкая, обнимающая пространства меньше одной губернии: пермская, бугурусланская и т. д. С 1894 г. Министерство земледелия и государственных имуществ, предприняв организацию сельскохозяйственно-метеорологических наблюдений, учредило при ученом комитете метеорологическое бюро, поставленное под управление метеоролога. Задачей бюро было устройство сети станций и объединение деятельности немногих, уже существующих метеорологические наблюдения.

Успешное развитие сети гидрометеорологических наблюдений в России стало основой для формирования таких же сетей и в других странах. В 1850 г. в Эдинбурге А.Я. Купфер выступил с призывом к западным странам последовать примеру России: “Если б эту систему приняли все государства образованного света, то от времени до времени могли бы собираться директора этих заведений всех стран для рассуждения о ходе наблюдений и об усовершенствованиях, которые могут быть выведены из их совокупных трудов”. В результате в 1851 г. был организован центральный метеорологический институт в Австрии, в 1855 г. под руководством Фицроя создано центральное метеорологическое учреждение Великобритании, с 1870 г. начала работать центральная метеорологическая организация США и с 1878 г. началась регулярная работа гидрометслужбы Франции.

А.И. Воейков – выдающийся российский климатолог

Александр Иванович Воейков (1842–1916 гг.) — русский метеоролог, климатолог и географ, создатель сельскохозяйственной метеорологии (рис. 1.7).



Рис. 1.7. Воейков Александр Иванович (1842–1916)

В молодые годы (1856–1858 гг.) он много путешествовал по Западной Европе и Азиатской Турции (Сирии и Палестине). В 1860 г. поступил на физико-математический факультет Петербургского университета, а в 1861 г. в связи со студенческими волнениями университет был закрыт, и А.И. Воейков уехал продолжать обучение за границу. В 1865 г. в Геттингенском университете он защитил диссертацию «О прямой инсоляции в различных местах земной поверхности» и получил степень доктора философии.

В 1866 г. А.И. Воейков был избран действительным членом Русского географического общества (РГО), а осенью 1870 г. при отделении физической географии РГО была основана Метеорологическая комиссия, председателем которой А.И. Воейков был в течение 32 лет. По его инициативе Метеорологической комиссией РГО была создана организация добровольных корреспондентов для осуществления массовых метеорологических наблюдений. По поручению общества А.И. Воейков ездил в 1869–1870 годах за границу для ознакомления с метеорологическими станциями в Вене, Милане, Париже, Брюсселе и Лондоне. В 1868 и 1870 годах исследовал восточный Кавказ (Дагестан, Баку и Ленкорань), а также принимал деятельное участие в работах метеорологической комиссии Императорского русского географического общества в качестве её секретаря.

В те времена метеорологические наблюдения велись только на небольшом числе специальных станций. Составить по их сведениям представление о том, как, например, распределяются в пространстве грозы и дожди, было невозможно. По инициативе А.И. Воейкова Метеорологической комиссией Русского географического общества была создана организация добровольных корреспондентов для осуществления массовых метеорологических наблюдений. Чтобы завербовать добровольцев, А.И. Воейков написал популярную статью, напечатанную во многих газетах, в которой осветил важность изучения дождей и гроз и призывал широкие массы любителей метеорологии помочь сбору необходимых науке сведений. Его обращение нашло живой отклик, и вскоре Метеорологическая комиссия получила возможность обработать материал, доставленный добровольными наблюдателями. Почти одновременно с этим при деятельном участии А.И. Воейкова Метео-

рологической комиссией были изданы два выпуска сборника «Статей метеорологического содержания». А.И. Воейков принял энергичное участие в деятельности специально организованной Комиссии по исследованию полярных областей и сделал в обществе сообщение о задачах и тематике этих исследований. Он проектировал снаряжение специальной экспедиции к берегам Новой Земли для установления границы распространения льдов.

Летом 1872 г. А.И. Воейков объехал Галицию, Буковину, Молдавию, Валахию, Трансильванию и Венгрию. Путешествие было им предпринято с целью изучения почв, в особенности чернозема. Намеченная задача была успешно выполнена. Тотчас же после возвращения домой А.И. Воейков стал готовиться к новому путешествию. Он отправился в Америку, по пути останавливаясь в Вене, Берлине, Готе, Утрехте и Лондоне. В Готе им была подготовлена к изданию работа об атмосферной циркуляции. В начале 1873 г. А.И. Воейков прибыл в Нью-Йорк, затем посетил Бостон, Нью-Хэйвен и Вашингтон. Здесь секретарь Смитсонианского института Генри предложил ему закончить начатую умершим проф. Коффином работу о ветрах земного шара. В течение трех осенних месяцев 1873 г., проведенных в Вашингтоне, А.И. Воейков исполнил это и дополнил работу Коффина сведениями о ветрах в России.

Привлечение русских наблюдений позволило А.И. Воейкову подойти к вопросу совершенно по-новому, расширить анализ связи ветра с давлением климатологическими выводами о роли «большой оси Европейско-Азиатского материка», то есть Сибирского антициклона с отрогом, вытянутым на Европу. Эту ось, называемую теперь осью Воейкова, он рассматривал как «ветро-раздел», отделяющий ветры с южной составляющей (к северу от оси) от ветров с северной составляющей (к югу от оси).

Летом того же 1873 года, до своей работы в Вашингтоне, А.И. Воейков совершил поездку по Соединенным Штатам Америки и Канаде, посетил Великие озера, старые восточные штаты, Скалистые горы, Колорадо, Новый Орлеан и Техас. В степях Северной Америки он установил наличие чернозема.

После трехмесячного пребывания в Вашингтоне в начале 1874 г. А.И. Воейков отправился на Юкатан и в Мексику. Предпринятое им из Мексики тысячеверстное путешествие верхом че-

рез перешеек Теуантепек в Гватемалу дало ему богатейшие личные наблюдения над тропической природой.

Из Гватемалы А.И. Воейков проехал в Панаму и далее, морем обогнул всю Южную Америку, пройдя к северу до устья Амазонки. Путешествие вдоль западного побережья прерывалось экскурсиями на оз. Титикака, в Лиму и восхождением на Анды. Лихорадка вынудила его прекратить поездку по Амазонке. Он смог подняться вверх по ее течению только до Сантарена. Вернувшись к устью, он уехал в Нью-Йорк, где и провел начало 1875 года.

В Россию А.И. Воейков возвратился лишь ненадолго и уже в октябре 1875 г. отправился в новое путешествие. Его он начал с Индии. После посещения Бомбея и трехмесячного пребывания в южных районах страны он побывал на о. Ява, а затем переехал в Южный Китай. Завершив это свое путешествие пятимесячной поездкой по Японии, А.И. Воейков вернулся домой.

В 1877 г. А.И. Воейков обрабатывал научные материалы, собранные им в поездках и путешествиях. Результатом этой работы стали климатологические карты А.И. Воейкова, отмеченные в 1878 г. золотой медалью на всемирной выставке в Париже. Через два года после этого по представлению физико-математического факультета ученый совет Московского университета присвоил А.И. Воейкову степень доктора физической географии.

Международный Географический конгресс в Венеции в 1881 г. был первым, на котором Русское географическое общество было представлено А.И. Воейковым. С этого времени А.И. Воейков почти всегда представлял русскую географическую науку на международных съездах. Так, в 1886 г. он был командирован на съезд географов в Дрезден, в 1891 г. — на Сельскохозяйственный съезд в Гаагу, в 1895 г. — на Географический конгресс в Рим.

В ноябре 1881 г. началась педагогическая деятельность А.И. Воейкова в Петербургском университете. В 1882 г. он был избран приват-доцентом кафедры физической географии, в 1884 г. — штатным доцентом, в 1885 г. утвержден экстраординарным профессором и в 1887 г. — ординарным профессором. Его лекции, насыщенные богатым научным материалом, содержавшие смелые сопоставления и выводы, оставались мало доступными студентам, географическая подготовка которых ограничивалась

курсом средних классов гимназии. По-видимому, это обстоятельство явилось причиной, побудившей А.И. Воейкова написать курс «Метеорология для средних учебных заведений и для практической жизни», выдержавший три издания (1891, 1900 и 1910 гг.), а затем и большой курс метеорологии в четырех частях (1903–1904 гг.) для высших учебных заведений. Этот курс А.И. Воейкова отличался не только обстоятельностью изложения, но и новизной трактовки фактического материала, стремлением дать физическое объяснение всем процессам в атмосфере и вместе с тем обоснованностью всех выводов реальными наблюдениями.

В 1883 г. взамен прекратившей свою работу старой Метеорологической комиссии при Русском географическом обществе была создана новая комиссия. На первом ее заседании председателем был единогласно избран А.И. Воейков. Работой этой комиссии А.И. Воейков бесценно руководил в течение тридцати двух лет. Большой заслугой Метеорологической комиссии, и в первую очередь ее председателя, является организация новых видов метеорологических наблюдений. Таковы, например, наблюдения над высотой и плотностью снежного покрова, продолжительностью солнечного сияния, температурой и влажностью почвы, грозами и осадками, фенологические наблюдения. Комиссия вначале разрабатывала вопрос о необходимости тех или иных новых наблюдений, составляла инструкции, печатала бланки, подыскивала добровольных наблюдателей, рассылала им весь необходимый материал и вела с ними регулярную переписку. Все наблюдения вновь собирались в комиссии, проверялись, обрабатывались и издавались. Таким образом, было издано 5 выпусков «Метеорологических сельскохозяйственных наблюдений». Как только тот или иной вид наблюдений окончательно оформлялся и входил в официальные программы метеорологической сети Главной физической обсерватории или другого учреждения, комиссия считала свою роль законченной и приступала к новому вопросу.

Роль комиссии по введению и разработке новых видов наблюдений огромна. Эти наблюдения и выводы привели к значительному развитию метеорологии и ее помощи сельскому хозяйству. Вот один из примеров. Несмотря на повсеместное распространение и длительность сохранения снежного покрова в Рос-

сии, до А.И. Воейкова никто не придавал ему значения, не изучал его. А.И. Воейков буквально «открыл» снежный покров. Он первый обратил внимание на этот важный фактор, подсчитал запасы влаги, содержащиеся в снежном покрове, доказал возможность ее сохранения путем снегозадержания, рассчитал количество талой воды, стекающей в реки и просачивающейся в почву, установил влияние снежного покрова на климат и т. д. Начиная с 1885 г. А.И. Воейков выхлопотал ежегодную субсидию в размере 2000 руб. для организации 12 специальных станций с расширенной программой сельскохозяйственных метеорологических наблюдений. Ежегодно в течение десятков лет он объезжал станции, проверял их работу. Работа этих станций принесла огромную пользу науке и сельскому хозяйству.

В 1884 г. вышла в свет фундаментальная работа А.И. Воейкова «Климаты земного шара». В следующем году она была удостоена Русским географическим обществом золотой медали. Через три года был издан перевод книги на немецкий язык, а в последующие годы и на другие языки.

«Климаты земного шара» А.И. Воейкова были признаны классическим трудом в области климатологии. В нем впервые дана сравнительная климатология земного шара в тесной связи со всеми физико-географическими факторами и подробно описаны климаты России. Собственно, метеорологических результатов наблюдений в руках автора было немного, так как их вообще тогда было еще очень мало. Но А.И. Воейков преодолел это препятствие исключительным умением использовать огромное количество побочных фактов, сочетать их в стройную систему и создал полную и подробную, поражающую широтой взглядов и выводов картину, насыщенную богатством новых идей и мыслей.

Несмотря на колоссально возросшее в последующие годы количество фактического материала, выводы А.И. Воейкова в их принципиальной сущности остались в большинстве случаев непоколебленными. Этим отличались и другие его работы. И сейчас еще «Климаты земного шара» используются как ценнейшее учебное пособие.

А.И. Воейков был горячим поборником введения в метеорологию графических изображений соотношения различных элемен-

тов. Графики использовались им не только как изобразительный метод, но и как исследовательский.

Восьмой съезд естествоиспытателей и врачей в декабре 1889 г. высказал пожелание о создании научно-популярного журнала по метеорологии. Такой журнал под названием «Метеорологический вестник» начал издаваться с 1891 г. Метеорологической комиссией Русского географического общества. Это был первый русский журнал в этой области. Душой журнала, его основоположником и редактором до конца своих дней был А.И. Воейков. Работа эта поистине была огромной. Каждый номер журнала неизменно содержал статьи, обзоры, рефераты, рецензии или хотя бы краткие заметки, написанные А.И. Воейковым. Живо интересуясь и откликаясь на все новое в науке, А.И. Воейков перерабатывал научные работы и передавал их читателям журнала. Обладая огромной эрудицией, А.И. Воейков никогда не пересказывал чужих мыслей, все после его работы представало в новом свете. «Метеорологический вестник» был настоящей школой для русской метеорологической науки, и его бессменному редактору А.И. Воейкову принадлежала здесь руководящая роль.

Посещение А.И. Воейковым в 1898 г. Черноморского побережья Кавказа возродило в нем интерес к этому краю. С 1910 г. он стал ежегодно бывать на побережье, а зимою приезжал на Северный Кавказ. Его работы были посвящены не только исследованию и пропаганде Кавказа как прекрасного курортного места, но и его хозяйственному развитию. А.И. Воейков указывал на возможность переноса сюда ряда сельскохозяйственных культур. Этот перенос и был осуществлен. Двадцатипятилетний юбилей бессменной работы Александра Ивановича Воейкова на посту председателя Метеорологической комиссии Русского географического общества был ознаменован избранием его членом-корреспондентом Российской академии наук. Несмотря на свои 70 лет, Александр Иванович предпринял в 1912 г. более чем трехмесячное путешествие в Туркестан для изучения природных условий и сельского хозяйства этого района. Результатом поездки явилась большая монография «Русский Туркестан», изданная в 1914 г. Трудности поездок в военное время, летом 1915 г., не устроили А.И. Воейкова, и он от-

правился на Урал, на оз. Тургояк и в Илецк, имея целью определить пригодность этих мест для оборудования в них курортов.

Чтобы более полно обрисовать размах творческой деятельности А.И. Воейкова, упомянем о его работах по распределению населения Земли в зависимости от природных условий и деятельности человека, о географии человеческого питания, о земельных улучшениях в их соотношении с климатом и другими естественными условиями и, наконец, о воздействии человека на природу. «Тут и климат, и жизненные продукты, и вопросы прироста населения, и разные естественные богатства, и пути сообщения, и многое другое, наглядно представленные в сравнительных величинах по всем странам. Это именно жизненная география...» – так характеризовал работы А.И. Воейкова знаменитый русский ученый-географ П.П. Семенов-Тянь-Шанский [2,3]. И все это проникнуто враждой к рутине, косности, невежеству, хищническому хозяйству, насыщено стремлением помочь народу улучшить свое благосостояние.

Разбирая вопрос о распределении населения, он показывает неиспользованные возможности, ратует за заселение северных и южных районов. Анализ данных о продуктах питания приводит его к выводу о необходимости большего распространения растительной пищи как более дешевой и доступной широким слоям населения и вместе с тем более полезной. Обрушиваясь со всей страстью на хищническое и невежественное хозяйство, приводящее к уничтожению лесов, обмелению рек, образованию оврагов, А.И. Воейков тут же дает советы по организации снегозадержания, посадкам, осушению болот и других работ.

В начале войны 1914 г. он пишет несколько климатических очерков районов военных действий. В конце 1915 г. он занялся переработкой написанного им климатического очерка Полесья.

Александр Иванович Воейков имел две докторские степени, звание члена-корреспондента Академии наук и профессора, был председателем Метеорологической комиссии Русского географического общества, членом совета и почетным членом общества, действительным членом обществ: Русского физико-химического, Петербургского естествоиспытателей, Московского испытателей

природы, Любителей естествознания, а также почетным членом ряда других научных обществ.

Научно-публицистическая деятельность А.И. Воейкова была столь же многогранной и насыщенной, как и экспедиционная. Всего им было опубликовано 517 работ по разным областям знаний (метеорология, климатология, гидрология, океанология, сельское хозяйство, биология, демография, торговля, медицина, антропогенное влияние и другие), что для того времени являлось большим научным достижением. С 1891 г. началось издание журнала «Метеорологический вестник», и А.И. Воейков был его бессменным редактором. В 1892–1904 гг. он состоял редактором отдела географии 82-томного "Энциклопедического Словаря" Брокгауза и Ефрона. Лучшим эпиграфом к научным работам А.И. Воейкова являются его собственные слова: «Трудность достижения цели не может испугать ученых, способных понять широкие задачи науки. Не одним веком она строится. Поэтому я и счел полезным поставить задачу во всей ее широте, не скрывая громадных трудностей не только ее полного решения, но даже и сколько-нибудь приблизительного. А пока – будем работать... с полным сознанием того, как широки задачи науки, как мало сравнительно можно сделать в короткое время».

Из многочисленных ученых трудов А.И. Воейкова основные публикации следующие:

- статья в книге профессора Коффина “Ветра Земного шара” (Coffin "The Winds of the Globe", Вашингтон, 1876);
- “Распределение осадков в России” (“Записки Императорского русского географического общества”, т. VI); “Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду” (там же, т. XVIII);
- “Наши реки” (2 статьи в “Русской мысли” 1877–1878);
- “Путешествие по Японии” (“Известия Императорского русского географического общества”, 1877);
- “Климат области муссонов Восточной Азии” (там же, 1879);
- “Новые данные о суточной амплитуде температуры” (“Известия Общества любителей естествознания”, т. XXXXI, 1881);
- “Климатические условия ледниковых явлений” (“Записки Минералогического общества”, 1881);

- "Влияние топографических условий на средние температуры зимы, особенно при антициклонах" ("Журнал Русского физ.-хим. общества", 1882);
- "О некоторых условиях распределения тепла в океанах и их отношениях к термостатике земного шара" ("Известия Императорского русского географического общества", 1883);
- "Климаты земного шара, в особенности России" (Санкт-Петербург, 1884; на немецком языке Йена, 1887);
- "О влиянии растительности на количество выпадающих осадков (дождя и снега)" (1888);
- "Метеорология для средних учебных заведений" (Санкт-Петербург, 1891; 3-е издание, 1910);
- "Способы воздействия человека на природу" ("Русское обозрение" 1892, кн. IV);
- "Климат и народное хозяйство" (в Сборнике "Помощь голодающим", изд. редакции "Русские ведомости", М., 1892);
- "Черноморское побережье" / А.И. Воейков, Ф.И. Пастернацкий, М.В. Сергеев. (1898);
- "Метеорология" (Санкт-Петербург, 1903–1904);
- "Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду" ("Записки Императорского русского географического общества");
- "Климат Полесья" (Санкт-Петербург, 1899);
- "Климат восточного побережья Черного моря" (СПб., 1899);
- "Будет ли Тихий океан главным торговым путем земного шара" ("Известия геологического общества", XL, 1904);
- "La variabilite de la pression atmospherique" (Изменчивость атмосферного давления "Известия Академии Наук", XIX, 1906);
- "Распределение населения земли в зависимости от природных условий и деятельности человека" (там же, XLII, 1906);
- "Периодичны ли колебания климата, и повсеместны ли они?" ("Метеорологический Вестник", 1910);
- "Метеорология и климатология южно-полярных стран" ("Записки гидрографии", XXXII, 1910);
- "Пища человека, ее влияние на выносливость и способность к работе и зависимость от климата" ("Журнал общества охраны народного здравоохранения", 1910).

Первые климатические обобщения и публикации

По мере накопления метеорологических наблюдений делались попытки охарактеризовать географическое распределение отдельных климатических показателей, прежде всего температуры и давления воздуха. В начале XIX в. трудами А. Гумбольдта и Г. Дове в Германии закладываются основы климатологии, а в середине этого же столетия начинают формироваться государственные сети станций.

Первые карты изотерм были изданы Гумбольдтом (A. de Humboldt, "Memoire sur les lignes isothermes", 1817) для одного года и при использовании всего 57 станций Европы и Северной Америки и лишь в 1848г. Дове построил изотермы января и июля. Гораздо более полные карты изотерм для всего земного шара (кроме широт 80° – 90° с. и 40° – 90° ю.), и при том не для одного года, а и для каждого месяца, даны в сочинении Дове: "О распространении теплоты" (Dove, "Verbreitung der Wärme", 1852). Дове также впервые ввел определение: изаномалы, или линии равной аномалии отклонений от среднеширотной температуры. Первые изобары с данными о преобладающих ветрах всего земного шара построены Буханом в 1869 г. Карты изотерм года, января и июля для земного шара, и в более крупном масштабе для Европы и Соединенных Штатов, начерчены Ганном (Hann): "Atlas der Meteorologie" ("Berghaus Physik. Atlas", III), 1890, "Challenger Reports", II. Для России первая карта изотерм среднегодовой температуры и температуры воздуха каждого месяца построена Г.И. Вильдом ("Температура воздуха в Российской империи", 1881), а в 1887 г. издан атлас осадков. В 1890 г. выходит в свет атлас атмосферного давления А.А. Тилло, а в 1897 г. — его же атлас осадков по речным бассейнам. В 1900 г. Главная физическая обсерватория издает Климатический атлас Российской империи.

Вначале изотермами называли лишь линии средних температур года, изохименами — линии равной температуры зимы, а изотермами — линии равной температуры лета. Особенность первых карт состояла в том, что температуры на них были приведены к уровню моря из-за желания исключить влияние высоты метеостанции и из-за ограниченного объема числа метеостанций (рис. 1.8). Впервые изотермы для действительной поверхности Земли на

климатических картах были проведены А.И. Воейковым, который таким образом пытался выделить все многообразие явления, обусловленное разнообразием топографии местности.



Рис. 1.8. Январские температуры, приведенные к уровню моря (Атлас А.Ф. Маркса, 1904, под ред. проф. Э.Ю. Петри и Ю.М. Шокальского)

Дове первым из климатологов стал считать общую циркуляцию атмосферы важнейшим климатообразующим фактором. Ганн написал ряд обстоятельных работ по климатологии. Из них весьма важное значение имело «Руководство по климатологии», выпущенное в 1883 г. Этот труд, неоднократно переиздававшийся, был посвящен описанию климатов земного шара. Большой вклад в изучение климатов прошлого времени сделали К. Брукс, Х. Флен, Дж. М. Митчелл, Г. Ландсберг и другие.

Ко времени появления первых климатических карт территории России была уже обеспечена географическими картами-основами, в том числе и сводными картами на страну в целом. Это существенно облегчало географическое размещение сети метео-

станций, анализ данных метеонаблюдений и их картографическое изображение. Картографическая форма изложения результатов климатических исследований получала все большее распространение. Но в ту пору еще не было сводных карт с изображением рельефа в горизонталях. Поэтому в основе проведения изолиний метеоэлементов господствовал принцип линейной интерполяции данных наблюдений. Вследствие этого первые климатические карты отличались большой схематичностью.

Введение картографического метода в климатологию имело громадное значение, так как с его помощью могли быть выявлены основные закономерности в распределении метеорологических элементов. Так, например, карты распределения температуры и давления дали четкие указания о местоположении устойчивых областей повышенного и пониженного давления и выявили влияние распределения на земном шаре воды и суши на температуру и давление воздуха, зависимость температуры от высоты над уровнем моря и т. п. Эти знания в свою очередь стимулировали дальнейшее изучение климатообразующих факторов и построение первых классификаций климатов. Анализ распределения температуры на земном шаре в отдельные годы позволил Дове установить существование областей положительных и отрицательных аномалий, географическое положение которых изменяется от месяца к месяцу и от года к году. Следует также отметить исследования Северного Ледовитого океана А.Э. Норденшельдом и плодотворную идею ледового дрейфа, осуществленную Ф. Нансеном, а также Р. Амудсеном.

Дальнейшее накопление материалов наблюдений сделало возможным углубление климатологической теории, нашедшее яркое отражение в классических работах А.И. Воейкова о снежном покрове (1871 и 1889), об атмосферной циркуляции (1874), о климатах земного шара (1884), в ряде работ австрийского метеоролога Ю. Ханна (относящихся к климатам различных частей света), впервые объяснившего происхождение фена, в работах В. Кёппена и других ученых.

Одной из первых работ по климатологии России является работа профессора физики Московского университета М.Ф. Спасского „О климате Москвы“, опубликованная в 1847 г. В этой рабо-

те Спасский определяет задачу климатологии, которая тогда только что начала формироваться в самостоятельный раздел метеорологии. Он видит задачу ее в том, чтобы на основе результатов наблюдений исследовать закономерности и связи между отдельными явлениями в атмосфере, и проводит эту идею в своей работе.

Большое значение имел труд К.С. Веселовского «О климате России», выпущенный в свет в 1857 г. Это было первое климатологическое описание России. По своей полноте и огромному количеству приведенных данных, а также по глубине анализа климатологических закономерностей монография Веселовского в то время не имела себе равных, в мировой литературе. Кроме того, этот труд имел и практическую направленность. В нем большое внимание уделялось влиянию климата на экономику России, в особенности на сельское хозяйство.

Исторические сведения о развитии метеорологических наблюдений в России приведены в следующих работах: К.С. Веселовский, "О климате России" (Санкт-Петербург, 1857); Клоссовский, "Новейшие успехи метеорологии" (Одесса, 1882); Вильд, "О температуре воздуха Российской Империи" (Санкт-Петербург, 1878, II); А.И.Воейков, "Метеорология в России" (Санкт-Петербург, 1874); Гейнц, "Очерки деятельности Главной физической обсерватории" ("Ежемесячный Бюллетень Главной Физической Обсерватории", 1899, № 3).

Обобщение атмосферного давления было выполнено Алексеем Андреевичем Тилло (1839-1899) в работе "Распределение атмосферного давления на пространстве Российской империи и Азиатского материка на основании наблюдений 1836-1885 гг." СПб., 1890. Из работ по региональной климатологии следует также отметить работы И.В. Фигуровского по изучению климатов Кавказа, А.В. Вознесенского ("Очерк климатических особенностей Байкала", 1909) и В.Б. Шостаковича по климату Восточной Сибири. Еще один известный ученый Борис Измайлович Срезневский занимался изучением бурь и волн холода: "Барометрическое определение высот в Европейской России на основании новых изобар", "О бурях на Черном и Азовском морях", "О путях циклонов", "Обзоры погоды в Европейской России 1891-92".

Петр Иванович Броунов (1853–1927) был преемником А.И. Воейкова и основоположником сельскохозяйственной метеорологии, а также исследовал климатологию синоптических процессов: “Поступательное движение циклонов и антициклонов в Европе и преимущественно в России”. Записки имп. Русского географического общества, 1882, т. 12, в. 1. Большой вклад в климатологию внес Антон Антонович Каминский (1862–1936), который был организатором и первым заведующим кафедрой климатологии СПбГУ, инициатором полярной экспедиции по поиску земли Санникова. Основные его труды о влажности и давлении воздуха, о переносе водяного пара, о суховеях и другие. Ряд работ посвящен климатологическому описанию отдельных районов, вопросам медицинской, сельскохозяйственной, лесной и морской метеорологии, а также гидрологии (“Годовой ход и графическое распределение влажности воздуха на пространстве Российской империи по наблюдениям 1871–1890 гг., СПб, 1894”).

Среди многочисленных работ академика Льва Семёновича Берга (1876–1950) по ихтиологии, географии, теории эволюции есть также фундаментальный труд “Климат и жизнь” (1922). Л.С. Берг разработал географическую классификацию климатов и составил карту климатов земного шара. Он осветил вопрос об изменении климата в различные геологические эпохи и исторический период, кроме того, дал климатические описания отдельных районов нашей страны: Иссык-Куля, Байкала, Аральского моря, Туркестана. Ценность работ Берга в том, что в них тесно увязан климат с географической средой и типами ландшафта.

Новый уровень развития климатологии в России начался в 1919 г. когда в ГФИ (с 1924 г. – ГГО) организован отдел климатологии. В работе отдела климатологии в полной мере проявилась реализация завещания А.И. Воейкова по созданию климатологии России. При наличии уже обширной и многолетней сети наблюдений было проведено обобщение информации в виде следующих фундаментальных справочников и атласов:

- серия «Климатологический справочник СССР» (под рук. Е.С. Рубинштейн), в 1931–32 гг. первые 2 выпуска, с 1938 г. начались работы по составлению выпусков нового справочника (Справочника по климату СССР);

- серия климатических карт для Большого советского атласа мира и Морского атласа;
- Атлас теплового баланса (1955), Атлас теплового баланса земного шара;
- Атлас сельского хозяйства (1960);
- Атлас мирового водного баланса (1974);
- Агроклиматический справочник СССР, Агроклиматический атлас СССР, Агроклиматический атлас мира.

Среди монографий можно отметить следующие:

- *Алисов Б.П.* Климатические области и районы СССР. М., 1947; Климатические области зарубежных стран. М., 1950.
- *Дроздов О.А.* Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Л., 1956; Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., 1971.
- *Будыко М.И.* Тепловой баланс поверхности, 1956.

Из работ по климатологии следует отметить также труды В.Ю. Визе по климату Арктики и Якутии, монографию Е.С. Рубинштейн о распределении температуры воздуха на территории Советского Союза, монографии об изменении климата (Е.С. Рубинштейн, Л.Г. Полозова, М.И. Будыко), работы О.А. Дроздова о распределении атмосферных осадков на территории СССР и др. Были составлены климатические описания Советского Союза по крупным физико-географическим районам (Европейская часть, Западная Сибирь, Восточная Сибирь и др.). Разработана классификация климата в связи с географической зональностью (М.И. Будыко, А.А. Григорьев). Большое значение имеет разработанная Б.П. Алисовым генетическая классификация климата, в основу которой положены происхождение воздушных масс и характер их циркуляции. С этой точки зрения им написаны работы по климату СССР и зарубежных стран. В области синоптической климатологии следует отметить работы Г.Я. Вангенгейма, Л.А. Вительса, Б.Л. Дзердзеевского, Х.П. Догосяна, С.П. Хромова. В этих работах рассмотрены общие вопросы связи климата с циркуляцией атмосферы, в частности закономерности возникновения аномалий отдельных лет и колебаний климата, а также освещены отдельные важные стороны, например, образование муссонов.

В связи с тем, что характеристики климата по отдельным элементам не для всех целей достаточны, возникло направление, получившее название комплексной климатологии, согласно которой климат характеризуется повторяемостью типов погоды, т. е. определенными сочетаниями метеорологических элементов. Комплексная климатология в СССР была разработана Е.Е. Федоровым и Л.А. Чубуковым.

Были подготовлены и такие известные учебные издания по климатологии, как:

- *Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С.* Курс климатологии. Л.: Гидрометеиздат, 1952. 3 части.

- *Костин С.И., Покровская Т.В.* Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1961.

- *Хромов С.П., Петросянц М.А.* Метеорология и климатология.

- *Кобышева Н.В., Костин С.И., Струнников Э.А.* Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1980.

- *Хромов С.П.* Метеорология и климатология для географических факультетов. 1962; 3 изд., 1983.

Современный этап развития климатологии

Переходом на новый современный уровень развития климатологии можно считать 1956 г., когда рядом государств, в том числе и СССР, были организованы обширные метеорологические наблюдения на всем пространстве земного шара, включая и Антарктику, а также наблюдения в высоких слоях атмосферы. Эти наблюдения в период 1957–1958 гг. входили в программу Международного геофизического года, а затем продолжились в порядке международного геофизического сотрудничества. Они имели огромное значение в выяснении природы различных атмосферных явлений, в частности процессов, совершающихся в южном околополюсном районе, а также климатических условий Антарктики. Последующие международные проекты (ТРОПЭКС, ПИГАП) позволили собрать большой экспериментальный материал уже и с привлечением спутниковых данных, который стал основой для разработки первых физико-математических моделей климата. В это же время появились компьютеры, мировые и региональные центры гидрометеорологических данных и климатические базы

многолетних рядов наблюдений и стал осуществляться международный обмен. Климатология вышла на новый уровень как информационного обеспечения, так и математического моделирования. В настоящее время климатические модели являются трехмерными и включают не только блоки атмосферы и океана при их взаимодействии, но и химические и биологические составляющие климатической системы, выходя на уровень математических моделей планеты Земля. Также был сделан большой прогресс в изучении климата прошлого на основе получения и исследования морских отложений, ледовых кернов Гренландии и Антарктиды.

В эти же годы на первый план вышла проблема современного изменения климата. В 1950 г. усовершенствованная спектрография показала, что линии поглощения CO_2 и водяного пара полностью не перекрываются. Климатологи также поняли, что верхние слои атмосферы содержат совсем немного воды. Оба эти открытия указывали на то, что водяной пар не перекрывает парниковый эффект CO_2 . В 1955 году Ганс Зюсс, проанализировав содержание в атмосфере углерода-14, показал, что CO_2 из ископаемого топлива не сразу поглощается океаном. В 1957 г. изучение химии океана привело Роджера Ревелла к пониманию того, что верхний слой океана имеет ограниченную способность поглощать углекислый газ. К концу 1950-х годов всё больше учёных настаивали, что выбросы углекислого газа могут быть проблемой. Согласно некоторым прогнозам, уровень CO_2 с 1959 года к 2000 году должен был подняться на 25%, что должно повлиять на климат «радикальным» образом. В 1960 году Чарльз Дэвид Килинг показал, что уровень CO_2 в атмосфере действительно растёт, как и предсказывал Ревелл. Тревога росла год от года вместе с ростом атмосферного CO_2 на «графике Килинга».

Ещё один ключ к пониманию природы изменения климата появился в середине 1960-х в результате анализа глубоководных морских отложений, который сделал Чезаре Эмилиани, и анализа древних кораллов, автором которого был Уоллес Брокер с сотрудниками. Согласно их исследованиям, было не четыре длинных ледниковых периода, а большое количество коротких, которые регулярно чередовались. Оказалось, что время ледниковых периодов согласуется с малыми орбитальными сдвигами циклов Милан-

ковича. Несмотря на то, что вопрос оставался спорным, некоторые учёные начали предполагать, что климатическая система чувствительна к малым изменениям, и может легко перейти из стабильного состояния в какое-то другое.

Учёные тем временем начали использовать компьютеры для разработки более сложных версий расчётов Сванте Аррениуса, который получил еще в конце 19 столетия количественную оценку роста глобальной температуры на $5,5^{\circ}\text{C}$ при удвоении концентрации CO_2 . В 1967 году, воспользовавшись способностью компьютеров численно интегрировать кривые поглощения, Сюкуро Манабе и Ричард Ветералд сделали первый подробный расчёт парникового эффекта, включая конвекцию («одномерная излучающе-конвективная модель Манабе-Ветералда»). Они обнаружили, что без учёта малоизученных обратных связей, таких как изменения в облаках, удвоение двуокиси углерода от текущего уровня приведёт к увеличению глобальной температуры примерно на 2°C .

К началу 1960-х годов аэрозольное загрязнение («смог») стало серьезной локальной проблемой во многих городах, и некоторые учёные стали задаваться вопросом, может ли охлаждение из-за загрязнения атмосферы твёрдыми частицами повлиять на глобальные температуры. Учёные не были уверены, какой из двух эффектов будет преобладать: охлаждающий от загрязняющих частиц, или нагревающий от выбросов парниковых газов. Несмотря на эту неуверенность, начали подозревать, что антропогенные выбросы могут стать разрушительными для климата в 21-м веке, если не раньше. В своей книге «Популяционная бомба», изданной в 1968 году, Пол Эрлих писал: «Парниковый эффект сейчас усиливается из-за значительного повышения уровня углекислого газа... Этому сейчас противостоят низкие облака, порождённые инверсионными следами самолётов, пылью, и другими загрязняющими веществами... Сейчас невозможно предсказать, каким будет итоговый результат для климата от нашей практики использования атмосферы в качестве свалки».

В начале 1970-х свидетельства того, что количество аэрозолей увеличивается по всему миру, заставляли Рида Брайсона и других исследователей предупреждать о возможности серьезного похолодания. Между тем новые доказательства корреляции между вре-

менными рамками ледниковых периодов и предполагаемых орбитальных циклов позволили предположить, что климат будет постепенно охлаждаться в течение более тысячи следующих лет. Впрочем, если речь идёт о прогнозах на столетия вперед, обзор научной литературы с 1965 по 1979 показывает, что 7 статей прогнозировали похолодание и 44 потепление (много других статей о климате воздерживались от прогнозов). В последующей научной литературе статьи, предсказывающие потепление, цитировались гораздо чаще. Несколько научных организаций, работавших в те годы, пришли к выводу о необходимости дополнительных исследований, указывая, что авторы научной литературы еще не пришли к консенсусу.

В 1972 году Джон Сойер опубликовал исследование «Техногенный диоксид углерода и «парниковый» эффект». Он обобщил тогдашние знания в этой области, доказательства антропогенного происхождения диоксида углерода, его распределение и экспоненциальный рост. Кроме того, он точно предсказал скорость глобального потепления на период с 1972 до 2000 года: «Увеличение на 25% CO_2 ожидается к концу века, ему будет соответствовать увеличение глобальной температуры на $0,6^\circ\text{C}$ – это несколько больше, чем климатические изменения последних веков» (Джон Сойер, 1972 г.)

Доказательства потепления накапливались. К 1975 году Маннабе и Ветералд разработали трехмерную глобальную модель климата, которая давала достаточно точное представление о нынешней ситуации. Удвоение уровня углекислого газа в смоделированной атмосфере дало рост глобальной температуры примерно на 2°C . Несколько других видов компьютерных моделей дали сходные результаты: было невозможно предложить модель, которая бы давала что-то похожее на реальный климат и не демонстрировала бы при этом повышения температуры с увеличением концентрации CO_2 .

Независимо от них в 1976 году Николас Шеклтон и его коллеги опубликовали анализ морских глубоководных отложений, в котором показали, что преобладающее влияние на время ледниковых периодов обнаруживает орбитальный цикл Миланковича протяженностью около 100 тысяч лет. Это было неожиданно, так как

изменение солнечного излучения во время этого цикла было небольшим. Результат подчеркнул, что климатической системой управляют обратные связи, и, таким образом, при определенных условиях она сильно восприимчива к небольшим изменениям.

В 1979 году Всемирная климатическая конференция, проведенная Всемирной метеорологической организацией, пришла к такому выводу: «Кажется вероятным, что повышенное количество углекислого газа в атмосфере может способствовать постепенному нагреву нижней атмосферы, особенно в высоких широтах ... Возможно, что некоторые эффекты в региональном и глобальном масштабах можно будет обнаружить до конца этого века, а к середине следующего столетия они станут значимыми».

К началу 1980-х годов небольшая тенденция к похолоданию, имевшая место с 1945 по 1975 год, остановилась. Аэрозольное загрязнение уменьшилось во многих регионах мира путём внедрения экологического законодательства и благодаря изменениям в использовании топлива. Стало ясно, что охлаждающий эффект от аэрозолей не будет существенно увеличиваться, а уровень углекислого газа продолжает расти.

В 1982 году Ханс Ечгер и Вилли Дансгаард с сотрудниками получили в Гренландии керны льда, которые показали, что в далеком прошлом имели место драматические колебания температуры в пределах одного столетия. Самое заметное из изменений, которое они зарегистрировали, соответствует резкой флуктуации климата в позднем дриасе, которую можно видеть по изменениям в типах пыльцы на дне озёр по всей Европе. Оказалось, что быстрые климатические изменения были возможны на временном интервале в одно столетие.

В 1973 году британский ученый Джеймс Лавлок предположил, что хлорфтор-углероды (ХФУ) могут вызывать глобальное потепление. В 1975 году Вирахадран Раманатхан обнаружил, что молекула ХФУ как поглотитель инфракрасного излучения в 10 тысяч раз эффективнее, чем молекула углекислого газа, что делает ХФУ потенциально важным фактором глобального потепления, несмотря на их очень низкую концентрацию в атмосфере. Хотя большинство ранних работ по ХФУ сосредоточены на их роли в истощении озонового слоя, к 1985 году Раманатхан и другие ис-

следователи показали, что ХФУ вместе с метаном и другими газами, находящимися в атмосфере в следовых количествах, могут почти так же повлиять на изменение климата, как и увеличение CO_2 и глобальное потепление будет происходить быстрее, чем ожидали.

В июне 1988 года Джеймс Хансен одним из первых высказал точку зрения, согласно которой антропогенное потепление уже меняет глобальный климат, и это можно зарегистрировать приборами. Вскоре после этого «Всемирная конференция по проблемам изменяемой атмосферы: последствия для глобальной безопасности» собрала сотни учёных и других заинтересованных лиц в Торонто. Они пришли к выводу, что изменения в атмосфере из-за антропогенного загрязнения «представляют собой серьёзную угрозу для международной безопасности и уже приводят к пагубным последствиям во многих частях земного шара», и заявили, что к 2005 году мир должен снизить выбросы примерно на 20% ниже уровня 1988 года.

В 1980-х годах произошли важные прорывы в решении некоторых глобальных экологических проблем. Например, истощение озонового слоя было смягчено Венской конвенцией (1985) и Монреальским протоколом (1987). Кислотные дожди преимущественно регулируются на национальном и региональном уровнях.

В 1988 году Всемирная метеорологическая организация учредила Межправительственную группу экспертов по изменению климата (МГЭИК) при поддержке ЮНЕП. МГЭИК продолжает свою работу до настоящего времени, она издаёт серию Оценочных докладов и дополнительных отчётов, которые описывают состояние научного понимания на момент выхода очередного доклада. Доклады выходят примерно раз в 5–6 лет, МГЭИК представляет результаты исследований, проведённых в течение этого периода. Оценочные доклады были опубликованы в 1990 году (первый), 1995 году (второй), 2001 году (третий), 2007 году (четвёртый) и 2014 году (пятый).

С 1990-х годов исследования по изменению климата расширились, охватив многие отдалённые и несхожие области науки, такие как физика атмосферы, численное моделирование, социология, геология и экономика. Наиболее известные журналы, такие как Science и Nature сейчас часто публикуют научные статьи об

изменении климата. Кроме того, есть много тематически ориентированных журналов по исследованиям изменения климата, такие как Nature Climate Change, Climate Change, Journal of Climate, Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change и International Journal of Climate Change Strategies and Management, а также многие специализированные журналы, посвящённые смежным научным дисциплинам, публикуют статьи об изменениях климата, например, Quaternary Research.

В октябре 2018 года МГЭИК опубликовала Специальный доклад о глобальном потеплении на 1,5 °C. В докладе освещается ряд последствий изменения климата, которых можно было бы избежать, ограничив глобальное потепление 1,5°C по сравнению с 2°C, или более того. Например, к 2100 году глобальное повышение уровня моря будет на 10 см ниже при глобальном потеплении на 1,5°C по сравнению с 2°C. В докладе делается вывод о том, что ограничение глобального потепления 1,5°C потребует «быстрых и далеко идущих» переходных процессов, касающихся земельных, энергетических, промышленных систем, а также зданий, транспорта и городов. Глобальные выбросы двуокиси углерода, вызванные деятельностью человека, необходимо будет сократить к 2030 году почти на 45% по сравнению с уровнями 2010 года, достигнув «чистого нуля» приблизительно к 2050 году. Это означает, что все остающиеся выбросы должны быть сбалансированы за счет удаления CO₂ из воздуха.

В сентябре 2019 года ООН проведет Саммит по климату, на котором будут обсуждаться проблемы в данной области. Ожидается, что мировые лидеры выступят с докладами о предпринимаемых мерах и запланированных мероприятиях в преддверии Конференции ООН по климату, которая состоится в 2020 году.

Современная отечественная климатология, прежде всего, связана с именем академика Михаила Ивановича Будыко (1920–2001), который внес большой вклад в оценку современного изменения климата и был удостоен в 1998 г. премии «Голубая Планета» Фонда Асахи, что приравнивается к Нобелевской премии в науках о Земле (рис. 1.9). Охватывая широкий круг естественных и гуманитарных наук, научные работы М.И. Будыко посвящены, преимущественно,

щественно, крайне актуальной проблеме — взаимодействию человека с окружающей средой, то есть с биосферой Земли.



Рис. 1.9. М.И. Будыко (1920–2001 гг.)

Совместно с А.А. Григорьевым он сформулировал «периодический закон географической зональности» (в разных географических поясах, обладающих различными тепловыми ресурсами, но в близких по увлажнению условиях формируются типы ландшафтов аналогичные соответствующим географическим зонам). Произвёл расчёт теплового баланса Земли с учетом падающего потока солнечной энергии. М.И. Будыко и его сотрудники составили два атласа теплового баланса земли, изданные в 1955 и 1963 гг. Главные результаты этой работы изложены в монографии М.И. Будыко «Тепловой баланс земной поверхности» (1956), которая была переведена на английский и другие языки, и в 1958 г. была отмечена Ленинской премией.

Одним из первых он создал «энерго-балансовую» модель климата, которая стала базовой в современных исследованиях глобального потепления. Цикл основанных на изучении осадочных отложений исследований истории атмосферы Земли, выполненный

М.И. Будыко совместно со специалистами в области биохимии и геологии, позволил объяснить не только механизм изменений климата в геологическом прошлом, но и ряд связанных с ними закономерностей эволюции живых организмов. На международной конференции по климатологии, состоявшейся в 1971 г. в Ленинграде, М.И. Будыко высказал убеждение, что в ближайшем будущем начнется глобальное потепление, которое в следующем веке достигнет нескольких градусов. Эта точка зрения была изложена им в брошюре „Влияние человека на климат“ (1972). В 1980–90-х годах повышение средней температуры воздуха у земной поверхности достигло рекордно высоких значений, которые соответствовали количественному прогнозу М.И. Будыко.

С 1975 г. М.И. Будыко работал в Государственном гидрологическом институте (ГГИ), где организовал отдел исследований изменения климата. В период работы М.И. Будыко в ГГИ им была создана рабочая группа в рамках Межправительственного Соглашения между СССР и США по охране окружающей среды и изменениям климата. РГ-8 предвосхитила деятельность ЮНЕСКО по этой тематике и провела множество международных совещаний по проблеме изменений климата, а также спонсировала ряд совместных публикаций советских и американских климатологов, таких как, например, «Предстоящие изменения климата» (1991 г.). В составе отдела климата в ГГИ совместно с М.И. Будыко в разное время работали такие известные климатологи, как О.А. Дроздов, К.М. Лугина, К.Я. Винников, Г.В. Менжулин, И.И. Борзенкова, Э.К. Бютнер, О.А. Анисимов. Сам отдел представлял довольно сильное научное подразделение, занимавшееся различными аспектами изменений климата – от сбора и анализа данных до изучения влияния изменений климата на продуктивность естественных и сельскохозяйственных экосистем, изучения глобального круговорота углерода и палеоклиматов.

На основе изучения палеоклиматов был предложен новый подход к прогнозированию состояния климатической системы посредством составления так называемых аналогов климата будущего. Метод палеоаналогов позволял при весьма скромной в СССР вычислительной базе давать состоятельные прогнозы климатов будущего. В начале 1990-х гг. этот метод получил развитие и в

США, где М. Хоферт и К. Ковеи опубликовали статью (Hoffert, Covey 1992), в которой показали, как метод палеоаналогов может быть использован для определения подгонных коэффициентов в больших климатических моделях. Анализ палеоклиматов позволил Будыко получить оценки изменений глобальной и региональной температуры поверхности при изменении радиационного форсинга на определенную величину. Это отношение изменений температуры к изменениям радиационного форсинга было названо «чувствительностью климата» и оценено как число в диапазоне от 2 до 4°C на каждые 4,4 Вт/м². Величина радиационного форсинга в 4,4 Вт/м² создается при удвоении атмосферной концентрации CO₂. Поэтому данная величина стала известна как ΔT2х, или чувствительность климата на удвоение атмосферной концентрации углекислого газа.

Среди других известных климатологов современного периода можно назвать такие имена, как В.М. Катцов, В.П. Мелешко (ГГО), В.П. Дымников, В.Н. Лыков, Е.М. Володин (Институт вычислительной математики РАН), И.И. Мохов (Институт физики атмосферы им. А.И. Обухова) с работами по моделированию климатической и земной системы, Н.В.Кобышева с работами по прикладной климатологии, Г.В. Груза (Институт географии РАН) с работами по статистическому моделированию климата, Ю.П. Переведенцев (Казанский университет) с работами по оценке региональных изменений климата и другие.

1.4. Международные организации в области климатологии

Необходимость в объединении усилий при изучении климата Земли было осознана уже давно. По мере становления метеорологической сети наблюдений и накопления данных измерений и их публикаций, начался обмен методами, информацией и результатами обобщения данных. В 1873 г. в Вене состоялся первый международный метеорологический конгресс, на котором были выработаны единые сроки измерений и единый телеграфный код передачи метеосведений. На этом же конгрессе была основана Международная метеорологическая организация (ММО) в целях содействия обмену метеорологической информацией между странами. Пер-

вый международный полярный год, призванный объединить международные усилия в исследовании арктического и антарктического полярных регионов, прошёл с 1 августа 1882 года по 1 августа 1883 года. В нём приняли участия учёные из 12 стран, которые работали на 15 исследовательских станциях, в том числе совершив две экспедиции в Антарктике. Работы, проводимые в 1881–1884 годах, послужили толчком в развитии целого ряда международных программ, включая последующие международные полярные годы: второй (1932–1933 гг.), третий (1957–1958 гг.) и четвертый (2007–2008 гг.).

В настоящее время международное сотрудничество в области климатологии сосредоточено в двух международных организациях: Всемирной метеорологической организации (ВМО) и ЮНЕСКО.

Всемирная метеорологическая организация (ВМО)

Важным итогом венского Международного метеорологического конгресса 1873 года стало создание Постоянного комитета по метеорологии в составе семи известных метеорологов, директоров метеорологических служб, которые приняли на себя выполнение ряда задач, в том числе по подготовке проекта регламента и устава международной метеорологической организации. Президентом Комитета был избран профессор Бейс-Баллот. Комитет завершил подготовку проекта на заседании в Утрехте в 1878 году, и на Международном метеорологическом конгрессе, состоявшемся в Риме в следующем, 1879 году, была образована Международная метеорологическая организация и постоянно действующий международный метеорологический комитет, президентом которого стал директор ГФО Г.И. Вильд, а секретарем – Роберт Скотт. Работа комитета была направлена на содействие развитию международного сотрудничества в области метеорологии, поощрение метеорологических исследований и обеспечение единства оперативной практики, особенно в вопросах наблюдения, сообщения, обмена и публикации данных. В 1880 году состоялась конференция по метеорологии сельского хозяйства и лесов, в 1889 году был опубликован комплект международных метеорологических таблиц, во многих странах и регионах, в которых ранее не велось

наблюдений, появились метеорологические станции. В 1891 г. в Мюнхене прошла Первая конференция директоров метеорологических служб. До проведения конференции в Мюнхене ММО представляла собой правительственную организацию, в которую не входили ни метеорологи, работающие в университетах, ни частные институты. После Конференции в Мюнхене она превратилась в неправительственный орган, предполагающий возможность участия всех метеорологов независимо от того, состоят ли они на государственной службе. В рамках этого органа все метеорологи могли работать в качестве технических экспертов.

В статусе ММО организация просуществовала до 1950 года, когда она официально получила название Всемирной метеорологической организации (ВМО). 17 марта 1951г. ВМО в качестве специального органа системы ООН начала официальную деятельность.

С момента своего создания, ВМО играет важную роль в деле содействия безопасности и благополучию всего человечества. Под руководством ВМО и в рамках программ ВМО национальные метеорологические и гидрологические службы вносят существенный вклад в защиту жизни и имущества от стихийных бедствий, охрану окружающей среды и укрепление экономического и социального благосостояния всех слоев общества в таких областях, как продовольственная безопасность, водные ресурсы и транспорт.

ВМО содействует развитию сотрудничества в создании сетей для проведения метеорологических, климатологических, гидрологических и геофизических наблюдений, а также обмена, обработки и стандартизации соответствующих данных, и помогает передаче технологий, подготовке кадров и в научных исследованиях. Она также способствует сотрудничеству между национальными метеорологическими и гидрологическими службами своих членов и применению метеорологии в сельском хозяйстве, авиации, судоходстве, а также в охране окружающей среды, водных ресурсов и в смягчении последствий стихийных бедствий.

ВМО способствует свободному и неограниченному обмену данными и информацией в реальном или почти реальном времени по вопросам, касающимся охраны и безопасности общества, экономического благосостояния и защиты окружающей среды. Она

вносит вклад в разработку политики в этих областях на национальном и международном уровнях.

В конкретных случаях с погодой, климатом и водой, на долю которых приходится почти 90% всех стихийных бедствий, программы ВМО предоставляют жизненно важную информацию для предупреждения, что спасает жизни и уменьшает ущерб имуществу и окружающей среде. ВМО также способствует снижению воздействия деятельности человека, техногенных катастроф (таких, как те, что связаны с химическими и ядерными авариями), лесных пожаров и вулканического пепла.

ВМО играет ведущую роль в международных усилиях по мониторингу и охране окружающей среды в рамках своих программ. В сотрудничестве с другими учреждениями ООН и национальных метеорологических и гидрологических служб, ВМО содействует реализации ряда экологических конвенций и играет важную роль в предоставлении консультаций и оценок правительствам по соответствующим вопросам. Эти мероприятия — вклад в обеспечение устойчивого развития и благополучия народов.

Всемирный метеорологический конгресс является высшим органом организации. Для участия в его работе собираются делегаты стран, вступивших в ВМО. Целью собрания является определение общих направлений деятельности для достижения целей организации и рассмотрение вопросов, связанных с членством, а также выборы президента, вице-президентов и членов Исполнительного Совета. Конгресс проводится раз в четыре года.

Исполнительный Совет — это исполнительный орган ВМО. Совет отвечает за исполнение решений организации и проверяет расходы бюджетных средств. Состоит из 37 директоров национальных метеорологических или гидрометеорологических служб. В их число входят президент и три вице-президента, избираемые Конгрессом, а также президенты шести региональных ассоциаций. Остальные 27 членов избираются Конгрессом. В ВМО входят шесть региональных ассоциаций, отвечающих за координацию метеорологической и гидрологической деятельности: «Африка», «Азия», «Южная Америка», «Северная Америка, Центральная Америка и Карибский бассейн», «Юго-западная часть Тихого океана» и «Европа» (рис. 1.10). Президенты региональных ассоциаций

являются членами Исполнительного Совета. Всего в ВМО восемь технических комиссий:

- комиссия по основным системам (КОС),
- комиссия по приборам и методам наблюдений (КПМН),
- комиссия по гидрологии (КГи),
- комиссия по атмосферным наукам (КАН),
- комиссия по авиационной метеорологии (КАМ),
- комиссия по сельскохозяйственной метеорологии (КСхМ),
- комиссия по климатологии (ККл),
- совместная комиссия ВМО/МОК по океанографии и морской метеорологии (СКОММ).

Вопросами исследования климата занимается комиссия по климатологии, которая играет ведущую роль в международной технической деятельности в рамках Всемирной климатической программы, с тем, чтобы обеспечивать применение климатической информации и знаний для оказания поддержки в области устойчивого социально-экономического развития и охраны окружающей среды. В сферу деятельности комиссии входит:

- консультировать и направлять деятельность по климату ВМО, связанную с осуществлением Глобальной рамочной основы для климатического обслуживания;
- оказывать помощь странам – членам ВМО в сборе, управлении и обмене климатическими данными;
- содействовать анализу, мониторингу, оценке и составлению отчетности по климатической системе;
- содействовать развитию климатических продуктов и услуг и в сотрудничестве с Комиссией по основным системам - механизмами их предоставления;
- содействовать развитию климатических продуктов, услуг и информации для информирования об адаптации и управлении климатическими рисками в сотрудничестве с соответствующими учреждениями и демонстрировать социальные и экологические преимущества таких услуг;
- помогать странам – членам ВМО, особенно развивающимся и наименее развитым странам, наращивать свой потенциал, связанный с климатом, для удовлетворения потребностей их заинтересованных сторон.



Рис. 1.10. Действующая структура Всемирной метеорологической организации

Комиссия по климатологии (ККл) была создана в рамках ВМО в сентябре 1929 года в Копенгагене «для изучения всех вопросов, связанных с этой отраслью науки». В марте 1951 года ВМО взяла на себя все обязанности, связанные с этой комиссией. В течение многих лет Комиссия по климатологии ВМО (ККл) претерпела несколько изменений в названии и сфере деятельности, однако она всегда сохраняла свои позиции в области обмена знаниями для ученых и специалистов в области климата. Сегодня ее обязанности расширились и включают предоставление климатического обслуживания в поддержку устойчивого социально-экономического развития и охраны окружающей среды.

Комиссия возглавляется президентом и вице-президентом, включает в себя координационную группу по внедрению информационной системы климатического обслуживания и рассматривает четыре сферы приложения:

- мониторинг климата, данные и их оценка;
- деятельность информационной системы климатического обслуживания;
- климатическое обслуживание для социальных целей;
- возможности развития для климатического обслуживания.

Комиссия по климатологии работает в рамках Всемирной климатической программы (ВКП или World Climate Programme), принятой ВМО в июне 1980 года, которая определила содержание всего комплекса работ по изучению климата земного шара. В ее рамках 4 программы:

- Всемирная программа исследования климата (ВПИК) World Climate Research Programme (WCRP);
- Всемирная программа климатических применений и обслуживания (ВПКПО), включая проект по обслуживанию климатической информацией и прогнозами (КЛИПС) World Climate Applications and Services Programme (WCASP) including the CLIPS Project;
- Всемирную программу исследования влияния климата на деятельность человека World Climate Impact Assessment and Response Strategies Programme (WCIRP);
- Всемирная программа климатических данных World Climate Data and Monitoring Programme (WCDMP).

Кроме того, ВКП поддерживает такие международные проекты как:

- Глобальная система наблюдений за климатом или Global Climate Observing System (GCOS);
- Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК) или Intergovernment Panel on Climate Change (IPCC);
- Климатическая изменчивость и предсказуемость (Climate Variability and Predictability или CLIVAR);
- Эксперимент по глобальному циклу энергии и воды (Global Energy and Water Cycle Experiment или GEWEX);
- Климат и криосфера (Climate and Cryosphere или CliC);

- Стратосферные процессы и их роль в климате (Stratosphere-troposphere Processes And their Role in Climate или SPARC).

В качестве перспективных и новых форм обслуживания можно отметить такие как: Региональный форум, климат и здоровье человека, урбанизированная климатология, загрязнение воздуха, климат и энергия, климат и туризм, образование и обучение.

Направление, получившее свое название как «**Региональный форум**», было инициировано ВМО в конце 1990-х годов, и в нем рассматривается возможность применения краткосрочных климатических прогнозов во многих частях мира для адаптации к изменению климата и смягчению его последствий. Такие региональные форумы объединяют экспертов в различных областях, местных метеорологов и конечных пользователей в рамках возможности использования сезонных прогнозов, что имеет важное социально-экономическое значение. Такая информация позволяет снизить риски, связанные с климатом, и поддерживать устойчивое развитие. Более тридцати форумов были проведены по всей Африке, Южной и Центральной Америке, в Карибском бассейне, в Азии и вокруг Тихоокеанского бассейна, пострадавшего от событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья, где успешные результаты сезонного прогнозирования еще не получены, но очень востребованы.

Климат и здоровье. Климат и погода всегда оказывали сильное воздействие на здоровье и благополучие человека. Климат косвенно влияет на здоровье за счет воздействия на загрязнение воздуха, на экосистемы, которые обеспечивают питание и водоснабжение, а также на переносчики и патогены, которые вызывают инфекционные заболевания. В рамках этого направления ВМО поддерживает тесную связь со Всемирной организацией здравоохранения (ВОЗ). Уже на первой сессии Комиссии по климатологии, состоявшейся в 1953 году, была создана рабочая группа для координации деятельности между ВМО и ВОЗ. В 1972 г. была опубликована работа Ландсберга «Оценка биоклимата человека: краткий обзор физических параметров». (*Landsberg H.E. The Assessment of Human Bioclimate: A Limited Review of Physical Parameters. WMO Technical Note No. 123, 1972*). Эта программа получила дальнейший дополнительный импульс в связи с запуском Программы ЮНЕСКО «Человек и биосфера» в 1970 году и созывом

Конференции Организации Объединенных Наций по окружающей среде человека в 1972 году. В 1986 г. ВМО, ВОЗ и ЮНЕСКО совместно организовали Международный симпозиум по климату и здоровью человека в Ленинграде. В 1996 году ВМО опубликовала брошюру под названием «Климат и здоровье человека», которая представляет собой обзор взаимосвязи между климатом и здоровьем человека (Climate and Human Health, WMO, No. 843). В 1999 г. ВМО инициировала тему «Погода, климат и здоровье», а также опубликовала брошюру с тем же названием.

После публикации Третьего оценочного доклада МГЭИК «Изменение климата 2001» сотрудничество между ВМО и ВОЗ стало еще более тесным, т. к. добавилась проблема истощения озона. В выводах МГЭИК было показано, что географический диапазон потенциальной передачи малярии и лихорадки денге может увеличиться в результате изменения климата. Одним из основных видов деятельности Комиссии в последние годы является подготовка кадров по использованию климатических данных для улучшения здоровья человека, особенно в контексте глобального потепления и изменения климата. Инициативы Комиссии помогли странам-членам разработать и внедрить системы предупреждения о жаре / здоровье для городов в периоды, когда температура представляет угрозу для здоровья человека. В сотрудничестве с ВОЗ Всемирная метеорологическая организация выпустила новую публикацию под названием «Руководство по системам предупреждения о вреде для здоровья». За прошедшие годы Комиссия также наладила партнерские отношения с Международным обществом биометеорологии (ISB).

Урбанизированная климатология возникла в связи с тем, что городская среда существенно отличается от окружающей местности, прежде всего изменением поверхности земли и дополнительной искусственно созданной энергией, что приводит к особому типу микроклимата. К тому же происходит непрерывный рост городского населения. Проблемы урбанизированной климатологии подняты Комиссией по климату еще в 1968 году на международном симпозиуме ВМО/ВОЗ по городскому климату и строительной климатологии в Брюсселе и способствовали тесному сотрудничеству между климатологами, архитекторами и строителями. На

Технической конференции ВМО 1984 г. в Мехико по городской климатологии и ее приложению к тропической зоне было предложено создать международную экспериментальную программу, а с 1989 г. начал реализовываться проект по тропическому городскому климатическому эксперименту (TRUCE). Первые результаты этого проекта были представлены на второй конференции ООН по населенным пунктам (НАВИТАТ II) в 1996 г. в Стамбуле. Со времени проведения одиннадцатой сессии Комиссии по климатологии в 1993 г. в Гаване было подготовлено несколько технических документов по городской климатологии, в том числе буклет «Climate and Urban Development» (ВМО-№ 844, 1996). В знак признания важности проблемы климата в городах ВМО для Всемирного метеорологического дня в 1997 г. приняла тему «Погода и вода в городах»

Загрязнение воздуха. В современных городских условиях высокие концентрации газов и частиц от сжигания угля и выбросов транспортных средств привели к серьезному снижению качества воздуха и значительным негативным последствиям для здоровья. Первое участие Комиссии в области деятельности, связанной с загрязнением воздуха, относится к пятой сессии, которая была проведена в Женеве в 1969 г. Комиссия одобрила создание глобальной сети станций для фонового мониторинга и оценки долгосрочных изменения в концентрациях загрязнения воздуха. Позже эта глобальная сеть стала основной сетью мониторинга загрязнения воздуха (ВАРМоN). В 1971 г. ККл взяла на себя ответственность за применение метеорологии и климатологии к особым проблемам атмосферы, таким как загрязнение воздуха совместно с комиссией по атмосферным наукам. Д.Дж. Шепеси был подготовлен доклад о методах, используемых в области применения метеорологии в таких областях, как прогнозирование рассеяния атмосферного воздуха на большие расстояния и разработка, размещение и безопасная эксплуатация отраслей, способствующих загрязнению воздуха. Основываясь на работе, D.J. Szepesi, в 1987 г. ВМО опубликовала Техническую записку «Применение метеорологии к проблемам загрязнения атмосферы» (Техническая записка ВМО № 188). В этой Технической записке содержится резюме основных видов деятельности в области метеорологии загрязнения

воздуха. В нем также содержится дополнительный раздел, посвященный управлению качеством воздуха, в котором описывается концепция фоновое загрязнения воздуха и система оценки процессов загрязнения воздуха в различных пространственных масштабах. В центре внимания Комиссии в настоящее время проблема фоновое загрязнения воздуха, которая особенно актуальна для изменения климата в контексте мониторинга парниковых газов и аэрозолей.

Климат и энергия. Энергия лежит в основе экономического и социального развития человечества, и правильное использование данных о климате может во многом помочь в размещении и разработке улучшенной энергетической инфраструктуры. Доступ к адаптированной климатической информации также может способствовать расширению использования устойчивых природных источников энергии, таких как ветер, солнечная энергия, биомасса и гидроэнергетика, которые являются экологически чистыми. Многие национальные метеорологические и гидрологические службы уже давно участвуют в предоставлении климатических данных и информации для энергетических организаций. Однако только в 1973 году Комиссия по климатологии взяла на себя этот новый круг обязанностей, т. к. многие страны стали беспокоиться о возможности будущего глобального дефицита энергии. Национальным метеорологическим и гидрологическим службам оказывались помощь в методах расчета солнечных и ветроэнергетических потенциалов в их странах, а в некоторых случаях выполненные расчеты приводили к установке систем для выработки энергии. Первый план действий для решения энергетических проблем с применением климатологии был разработан в 1976 г., а в 1978 г. приняты программы для разработки технических решений в области солнечной и ветровой энергии, которые опубликованы в 1981 г. в соответствующих технических документах ВМО № 575 («Метеорологические аспекты использования ветра в качестве источника энергии») и № 557 (Метеорологические аспекты использования солнечной радиации в качестве источника энергии»). Эти технические документы содержат метеорологические аспекты и практические приложения для использования солнечной и ветровой энергии, а также главы о потребностях пользователей, методах измере-

ния, системах сбора данных, калибровке приборов и контроле качества. Позднее Комиссия расширила свою деятельность в климатическом обслуживании, включив в нее другие источники энергии, рекомендации по использованию спутниковых данных. На основе этих документов во многих странах были созданы сети для измерения солнечной радиации и ветра.

Климат и туризм. Туризм для ряда стран является не только отраслью, но и основным источником доходов. Индустрия туризма, особенно в прибрежных зонах и горных районах, очень уязвима к климатическим рискам, а также к повышению уровня моря и изменениям распределения снега и льда в связи с изменением климата. Соответствующая климатическая информация помогает индустрии туризма снизить риски, связанные с природными опасностями, а также может помочь отрасли принять превентивные меры или разработать планы по учету таких рисков. Большинство видов деятельности, связанных с туризмом, как правило, чувствительны к климату и многие национальные метеорологические и гидрологические службы уже уделяют значительное внимание этому сектору. С 1971 года ККл стала уделять особое внимание проблеме отдыха и досуга на открытом воздухе. На девятой сессии (ККл-IX), состоявшейся в 1985 году, был представлен доклад по туризму и рекреации, в котором подчеркивались аспекты туризма и отдыха в области охраны здоровья человека. В 1995 г. была создана новая междисциплинарная группа экспертов по климату и туризму. ВМО в этом направлении продолжает тесное сотрудничество с Комиссией по мировому туризму ВМО путем предоставления достоверной информации о климатических рисках, статистике климата и долгосрочных прогнозах. Одним из конкретных примеров такого плодотворного сотрудничества является публикация под названием «Изменение климата и туризм: ответы на глобальные вызовы», опубликованная совместно ВМО, ЮНЕП и ЮНТСО в 2008 году.

Образование и подготовка кадров. В 1963 г. новый круг обязанностей призвал ККл содействовать «изучению климата мира в глобальном масштабе». В 1965 г. Комиссия учредила рабочую группу для обзора имеющихся учебников и подготовки соответствующих учебных планов. Разработанные учебной

подготовки по климатологии были включены в соответствующие руководящие принципы ВМО для обучения и подготовки метеорологического персонала. С начала ВКП ВМО создала ряд региональных учебных семинаров по применению математических, статистических и других объективных методов по отдельным аспектам климатологии. Комиссия всегда подчеркивала важность образования и профессиональной подготовки в осуществлении различных компонентов ВКП, особенно в областях, связанных с наращиванием потенциала и повышением осведомленности общественности об изменении климата.

Взгляд в будущее. В настоящее время Комиссия по климатологии ВМО признает, что проблемы климата становятся приоритетными. У общества возрастает потребность в климатической информации для поддержки принятия важных решений и разработки практических приложений для борьбы с изменением климата. Новая инициатива в виде Глобальной рамочной программы по климатическому обслуживанию создает возможности для повышения доступности, предоставления и применения научно-обоснованных услуг по мониторингу и прогнозированию климата. В этом отношении Комиссия вносит значительный вклад во Всемирную программу климатических применений и обслуживания.

Организация Объединенных Наций по вопросам образования, науки и культуры (ЮНЕСКО)

ЮНЕСКО (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization или UNESCO) была создана 16 ноября 1945 г. В настоящее время действительными членами Организации являются 193 государства. Организация располагает 67 бюро и подразделениями, расположенными в различных частях мира. Штаб-квартира находится в Париже, Франция (рис. 1.11). Основная цель ЮНЕСКО заключается в том, чтобы содействовать укреплению мира и безопасности путем расширения сотрудничества народов в области образования, науки и культуры в интересах обеспечения всеобщего уважения справедливости, законности и прав человека, а также основных свобод, провозглашенных в Уставе Организации

Объединенных Наций, для всех народов без различия расы, пола, языка или религии.

С целью осуществления своего мандата ЮНЕСКО выполняет пять основных функций:

- проводит перспективные исследования форм образования, науки, культуры и коммуникации, необходимых в завтрашнем мире;
- проводит продвижение, передачу и обмен знаниями, опираясь главным образом на научные исследования, подготовку и преподавание;
- осуществляет нормативную деятельность: подготовку и принятие международных актов и обязательных к исполнению рекомендаций;
- предоставляет услуги экспертов государствам-членам для определения их политики в области развития и разработки проектов в форме технического сотрудничества;
- осуществляет обмен специализированной информацией.



Рис. 1.11. Штаб-квартира ЮНЕСКО в Париже

Задачи ЮНЕСКО в области климатологии следующие:

- 1) Создание и систематическое обновление базы данных по климатическим изменениям, научный анализ, оценка, наблюдение и раннее предупреждение:

- создание базы климатических знаний;
- подготовка климатологов в области моделирования (Международный центр по теоретической физике (МЦТФ) имени Абдуса Салама);
- координация работы Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК);
- наблюдения за уровнем моря в рамках своей Глобальной системы наблюдений за океаном (ГСНО);
- 553 биосферных заповедника в рамках программы МАБ («Человек и биосфера»);
- воздействия изменения климата на памятники культурного наследия (Центр всемирного наследия).

2) Адаптация к изменению климата и смягчение его последствий благодаря лучшей постановке образования и повышению информированности:

- введение в школьные программы разделов, посвящённых знаниям о климате;
- партнёрство со СМИ и образование в интересах устойчивого развития.

3) Выработка этических принципов, которые должны лежать в основе всех мер, предпринимаемых в этой области (Всемирная комиссия по этике научных знаний и технологий (КОМЕСТ)):

- потребности на глобальном, региональном или местном уровне;
- интересы нынешнего и будущих поколений.

Программа «Человек и биосфера» (The Man and the Biosphere Programme (MAB)) — продолжение Международной биологической программы ЮНЕСКО. Программа представляет план работ для междисциплинарных исследований, призванных улучшить взаимодействие человека с его природным окружением. Основными целями программы является определение экологических, социальных и экономических последствий от потери биоразнообразия, а также сокращение таких потерь. Для своей работы программа использует Всемирную сеть биосферных резерватов.

В конце 60-х годов XX века возросла популярность идеи об использовании научного подхода к проблеме сохранения биоразнообразия, что нашло своё отражение в создании мировой сети природоохраняемых зон, на базе которой стали развиваться между-

народные программы сотрудничества и обмена. В 1970 году на Генеральной Конференции ЮНЕСКО было поддержано создание долгосрочной межправительственной и междисциплинарной программы «Человек и биосфера». Первое заседание Международного Координационного Совета (МКС), управляющего программой, в ноябре 1971 года считается днём основания программы, а уже в 1974 году в США был создан первый биосферный заповедник. В 1983 году прошёл первый международный конгресс по биосферным заповедникам, который определил план действий по исследованиям и мониторингу, а также взаимодействию с местными сообществами. Севильская стратегия, выработанная на конференции ЮНЕСКО в Севилье (Испания) в 1995 году и подчёркивающая важность создания и управления биосферными заповедниками, нашла своё отражение в Мадридском плане действий, утверждённом на конференции в Мадриде в 2008 году.

Сохранение ценностей экосистем является основной задачей программы. В данном контексте человек является агрессивным элементом системы. По инициативе МКС еще в начале 1970-х годов был проведён ряд исследований, определяющих степень воздействия человека на природные системы, изучающих проблемы использования пестицидов, урбанизации и т.д., в общей сложности 13 исследовательских программ.

Генеральная конференция ЮНЕСКО предполагает следующий подход программы «Человек и биосфера» к своей деятельности:

1. Максимальное сокращение потерь биоразнообразия за счёт использования соответствующих научных знаний при принятии решений;

2. Повышение уровня сохранности окружающей среды за счёт создания международной сети биосферных заповедников или резерватов;

3. Увеличение взаимодействия между культурным и биологическим разнообразием.

В целях сокращения потерь биоразнообразия сделан акцент на широкий спектр междисциплинарных наук, включая экологическую, социальную и экономическую оценку потерь и способов их уменьшения. Основой такого подхода является создание сети научных центров для интегрированного управления экосистемами.

Особое внимание программа уделяет пропаганде и разработке множественного подхода к устойчивому развитию в высших учебных заведениях и научно-исследовательских институтах.

Всемирная комиссия по этике научных знаний и технологий (COMEST) в 2008–2009 гг. провела исследования по проблеме «Этические последствия глобального изменения климата». Комиссия пришла к выводу, что «нельзя адекватно решать проблему изменения климата, не затрагивая его этических аспектов», которые, более того, должны стать ключевыми, поскольку «ввиду природы и степени научных и социальных вызовов, представленных изменением климата, необходимо выработать всеобщие этические принципы при поиске ответов на эти природные вызовы». В октябре 2009 г. на 35-й сессии Генеральной конференции ЮНЕСКО была принята резолюция о необходимости изучения вопроса и целесообразности разработки Декларации этических принципов, касающихся изменения климата.

В течение 2010 г. по инициативе ЮНЕСКО во всех регионах мира, в том числе и в странах СНГ, были проведены семинары-совещания экспертов и представителей государственных структур по обсуждению содержания Декларации, ее основных принципов, норм, механизмов регуляции. Целью этих действий ЮНЕСКО/КОМЕСТ является выработка эффективной политики по сохранению человечества в условиях глобального изменения климата, а основными задачами для достижения данной цели в этих условиях должны стать следующие: 1) поиск и разработка путей и методов противостояния этим изменениям; 2) адаптация к ним человеческого сообщества; 3) соблюдение при решении этих задач прав человека и природы.

Однако при всей озабоченности ученых и мировой общественности проблемами выживания человечества не все так однозначно: наметилось, как минимум, три подхода к проблеме глобального изменения климата.

1. Признание глобальных изменений климата как научного факта, подтвержденного неопровержимыми данными, анализами и расчетами авторитетных научных институтов; признание антропогенного характера этих изменений и низкого уровня озабоченности человечества «экологически чистым» поведением.

2. Отрицание глобальных изменений климата как ситуации, вызванной техногенными причинами, ссылка на синусоидально-закономерный характер этого феномена в истории человечества и планеты.

3. Признание глобальных изменений климата, но отрицание их антропогенного и техногенного характера и роли в процессе потепления климата выбросов парниковых газов.

Вместе с тем, выбор позиции по отношению к изменению климата – не праздный вопрос обывателя: от нее зависят практические действия стран, людей и человечества. Если сам факт глобальных изменений климата или их антропо-техногенный характер отрицаются, то делается вывод: все действия и расходы человечества по противостоянию им бессмысленны. Если данные феномены признаются в качестве угрозы человечеству, то необходимы срочные действия по адаптации к ним и противостоянию им. Представляется, что наиболее целесообразной должна стать в данной ситуации четвертая точка зрения: независимо от того, имеют ли место глобальные изменения климата, носят ли они антропо-техногенный или стихийно-природный характер, человечество должно незамедлительно искать методы и средства диалога с природой и быть готовым к любым природным и климатическим катаклизмам, угрозам и рискам.

Необходимость незамедлительных мер, которые должно предпринять человечество, была подтверждена и на Саммите в Копенгагене (декабрь 2009 г.), где стороны Рамочной конвенции по изменению климата признали, что необходимо предоставить необходимые средства, в первую очередь – на адаптацию, а затем – на борьбу с изменением климата. На Саммите впервые прозвучал термин «климатическая нейтральность» (climate neutrality), введенный в рамках Программы ООН по окружающей среде. Климатическая нейтральность – это образ жизни людей и политика государств, ориентированные на то, чтобы «не навредить климату», для чего необходимо ограничить климатические изменения и смягчить последствия антропогенного воздействия на этот процесс. Основная идея «климатической нейтральности» состоит в следующем. Если изменение климата – и раньше, и сейчас – зависит от нас, то в наших силах как частных лиц, представителей

профессий, организаций, государств повлиять на степень глубины этой проблемы. У нас есть выбор, и изменить ход событий мы должны сами, поддерживая переход к «климатической нейтральности».

Переход к «климатической нейтральности» требует, прежде всего, осознания того, что каждый человек в своих действиях может способствовать данному процессу и принять в нем участие. Для этого необходимо новое энвайронментальное мышление (от англ. *environmental* – относящееся к окружающей среде), предполагающее чувство ответственности за состояние климата и окружающей среды и у нынешних, и у будущих специалистов – «природопользователей». Формирование такого мышления нуждается в непрерывном экологическом образовании, просвещении и воспитании – как специалистов, так и лиц, принимающих решения, и всего населения.

Что же необходимо и возможно предпринять для сохранения климата на нашей планете, как сделать жизнь и деятельность человека «нейтральной» по отношению к климату? Пути достижения «климатической нейтральности» могут быть следующими [5].

- Во-первых, повышение гражданского самосознания и чувства ответственности за собственное поведение и эколого-этическую позицию своего государства.
- Во-вторых, экологизация образа жизни, общественного и индивидуального сознания; ориентация на «климатическую нейтральность» государств, организаций и граждан.
- В-третьих, реализация принципа «коэволюции» – «сотрудничества» с природой, ведущего к совместному развитию биосферы и человеческого общества.
- В-четвертых, внедрение «нравственно-экологического императива», предъявляющего «категорические повеления» людям, ответственным за применение достижений научно-технического прогресса.
- Наконец, признание и соблюдение наряду с Правами человека – Прав природы.

На основании этих общих теоретических посылок проект Декларации ЮНЕСКО определил круг конкретных эколого-

этических проблем и практических принципов в области изменения климата, ориентированных на защиту прав человека:

- защита прав человека и природы в условиях изменения климата;
- обеспечение справедливого доступа к жизненно важным ресурсам;
- анализ возможных рисков и уязвимости населения; защита групп населения, особенно уязвимых в условиях изменения климата; особая политика в отношении экологической миграции и предоставления убежища беженцам;
- защита прав будущих поколений;
- регуляция поведения населения в условиях климатически- обусловленных стихийных бедствий (не антропогенного или техногенного характера);
- принцип предосторожности и презумпция опасности, непосредственно связанные с изменением климата;
- сохранение биоразнообразия в контексте изменения климата;
- «климатически нейтральная» энергетическая, земельная, транспортная политика (включая альтернативные и энергосберегающие технологии выработки и использования энергии; сельскохозяйственную политику и городское планирование, ориентированные на сокращение вредных отходов; инфраструктурное планирование).

Принимая во внимание серьезность этических вызовов изменения климата и учитывая предлагаемые в этих Декларациях этические принципы, эффективным ответом на эти вызовы ЮНЕСКО считает следующие действия:

- эколого-этическое образование в области устойчивого развития, глобальных изменений климата и климатической нейтральности;
- информационные кампании и программы по повышению осведомленности населения в целях формирования социального мышления и этической ответственности;
- принятие национальных и скоординированных международных программ и планов по реализации этических решений вопросов, связанных с изменением климата;
- повышение уровня международного научного сотрудничества в сфере изучения этических вопросов изменения климата и возможных ответов на них;

- принятие Всеобщей декларации по вопросам этического подхода к политике в области изменения климата.

Но в первую очередь Декларация ориентирована на осуществление кардинальной перестройки в энвайронментальном направлении сознания общества и его граждан (независимо от их антропоцентристской или неантропоцентристской позиции), которые на сегодняшний день все еще воспринимают проблемы, связанные с глобальным изменением климата, как внешние (государственные или международные), не затрагивающие их личные жизненные планы и обязательства.

Поэтому принятие Декларации и ее ратификации на международном, национальном и региональном уровнях предполагают, прежде всего, незамедлительную организацию непрерывного эколого-этического образования специалистов и лиц, принимающих решения, а также просвещения населения. Оно должно начинаться с дошкольного возраста, продолжаться в школах и вузах и быть обязательным в системе повышения квалификации (особенно для специалистов-«природопользователей», менеджеров, чиновников всех уровней). Ожидаемые результаты эколого-этического образования – это, во-первых, повышение эколого-этической компетентности специалистов, лиц, принимающих ответственные решения, и населения; во-вторых, осознание ими серьезности последствий глобального изменения климата; в-третьих, ориентация людей на конкретные действия (коллективные и индивидуальные) по реализации «климатически нейтрального» поведения в сфере производства, потребления, транспорта, энергетики, в быту.

Литература

1. Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. Изд-во МГУ, 1974. – 299 с.
2. Анучин Д.Н. Памяти А.И. Воейкова. Землеведение, 1916, № 1–2, с.112–117.
3. Берг Л.С. Очерки по истории русских географических открытий. — М.; Л., АН СССР, 1946 с.127–142.
4. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
5. Кирби А. Долой старый быт. Как не навредить климату. Рекомендации ООН / пер. с англ. – Париж: ЮНЕП, 2009. – 204 с.; Мишаткина Т.В. Проблема глобального изменения климата // Экологическая этика: Учебн. пос. / под ред.

- С.П. Кундаса и Т.В. Мишаткиной. – Минск, МГЭУ им. А.Д. Сахарова, 2012. – С. 171–181.
6. Лобанов В.А. Лекции по климатологии. Часть 2. Динамика климата. Кн.1. В 2 кн.: учебник. – СПб.: РГГМУ, 2016. - 332 с.
 7. Лобанов В.А. Лекции по климатологии. Часть 2. Динамика климата. Кн.2. В 2 кн.: учебник. – СПб.: РГГМУ, 2018. – 377 с.
 8. Романова Е.Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата. Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 279 с.
 9. Романова Е.Н., Мосолова Г.И., Береснева И.А. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства. Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 245 с.
 10. Сапожникова С.А. Микроклимат и местный климат. Л.: Гидрометеиздат, 1950. – 242 с.
 11. *Физические основы теории климата и его моделирования.* Труды Международной научной конференции, организованной ВМО и МСНС при поддержке программы ООН по окружающей среде. Стокгольм, 29 июля – 10 августа 1974. Л.: Гидрометеиздат, 1977 – 271 с.
 12. *Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Working Group I. Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Edited by Thomas F. Stocker, Dahe Qin, Gian-Kasper Plattner, Melinda M.B. Tignor, Simon K. Allen, Judith Boschung, Alexander Nauels, Yu Xia, Vincent Bex, Pauline M. Midgley Cambridge University Press. Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, Sro Paolo, Delhi, Mexico City. - 1552 pp.
-

Тема 1 Климатологическая обработка

рядов наблюдений

Лекция 2. Климатическая информация и банки данных

2.1. Способы получения и свойства климатических рядов

Как следует из истории развития климатологии, климат в простом его представлении характеризуется как многолетний режим погоды. Поэтому для изучения характеристик климата требуются, прежде всего, многолетние наблюдения. Даже при современном изменяющемся климате Всемирная метеорологическая организация (ВМО) предлагает рассчитывать средние климатические величины за квазистационарный период в 30 лет с 1961 по 1990 гг. В условиях же устойчивого климата, чем продолжительнее период наблюдений, тем надежнее определяются климатические характеристики, что объясняется теорией выборочного статистического оценивания.

Многолетние измерения – это основа для получения рядов климатических характеристик. Известно высказывание Иоганна Кеплера: «Знать – значит измерить», что соответствует основному принципу современной науки – проверяемости любой теории и любым исследователем на основе опыта или измерений.

Климатическая обработка применяется к многолетним рядам наблюдений и ее целью является определение климатических характеристик, например, многолетнего среднего значения или расчетных климатических характеристик редкой повторяемости (1 раз в 100 или 200 лет). Все закономерности, которые получены в климатологии, например, изотермы норм температур по Земному шару, являются результатами климатической или климатологической обработки. Также расчетные климатические характеристики являются практическим вкладом климатологии в различные отрасли человеческой деятельности (строительство, сельское хозяйство, транспорт и другие) Поэтому климатическая обработка информации является основой климатологии и все числовые климатиче-

ские характеристики получены только на основе климатической обработки [5]. В качестве основного математического аппарата для климатической обработки применяются вероятностно-статистические методы.

Для получения климатических рядов используются метеорологические наблюдения, выполняемые в определенные сроки. Например, наблюдения за температурой воздуха в настоящее время проводятся 8 раз в сутки через 3 часа и называются срочными наблюдениями. Измерение осадков осуществляется раз в сутки. При применении автоматических регистрирующих приборов дискретность наблюдений (интервалы между измерениями) может задаваться и быть значительно меньше, чем 3 часа. В результате даже в течение одного года наблюдений формируется большой массив данных, а климатические характеристики получаются из метеорологических данных путем последовательного обобщения или агрегирования информации. Можно выделить три основных уровня обобщения: внутри года, за многолетний период и по пространству.

Первый уровень обобщения информации внутри года предназначен для получения одной климатической характеристики за каждый год. При этом используются или все наблюдения в течение года для получения такой величины как среднегодовая температура воздуха или сумма осадков за год; или часть наблюдений (например, для определения среднемесячной температуры января, среднесуточной температуры за конкретный день года, например, среднесуточной температуры на 1 января) или просто выбирается климатическая величина из срочных наблюдений, например, максимальная или минимальная в году срочная температура, температура воздуха в 9 часов утра 9 мая и т.п. Иногда требуется выполнить не просто осреднение за какой-либо период внутри года (сутки, декада, месяц, сезон, полугодие, год), а вычислить некоторые параметры, например, коэффициенты функции внутригодовых изменений. Результатом внутригодового агрегирования информации будет одна климатическая характеристика за каждый год. За много лет наблюдений вычисляется массив погодичных (определенных за каждый год) климатических характеристик, число которых соответствует числу лет наблюдений. В итоге формируется ряд мно-

голетних наблюдений за рассматриваемой климатической характеристикой.

В зависимости от вида климатической характеристики и способа ее получения внутри года можно выделить следующие четыре признака климатических рядов:

- временное разрешение или способ обобщения за определенный период (срочное, суточное, декадное, месячное, годовое);
- интервал дискретности или интервал времени между вычисляемыми климатическими характеристиками (от нуля для среднегодовых характеристик до года для срочных характеристик);
- длина реализации или количество данных наблюдений для получения климатической характеристики внутри года (от одного срочного значения до 2920 (365 суток $\times$ 8 сроков) срочных значений при расчете среднегодовой температуры по данным срочных наблюдений);
- характеристика, по которой формируется ряд (значение метеорологической величины, число дней, дата перехода через какое-либо значение, продолжительность периода и т.д.)

Второй уровень обобщения относится к обработке климатической информации за многолетний период. Применяемые методы обработки зависят от того, изменяются или не изменяются во времени основные параметры временных рядов, такие как средние значения и дисперсии. Поэтому прежде, чем приступить к обобщению за многолетний период следует выполнить анализ климатических данных на качество, однородность и стационарность. В случае стационарности основных параметров временных рядов, обобщения за многолетний период осуществляются тремя основными способами в зависимости от качества и цели обработки данных:

- определение только среднего и предельных значений климатической характеристики за многолетний период, если данные имеют большие погрешности, что, как правило, относится к визуальным наблюдениям (туман, гроза, метель, град, пыльная буря);
- определение среднего значения и повторяемости в заданных градациях для климатических характеристик, точность наблюдения или измерения которых не столь высокая (облачность, скорость и направление ветра, влажность воздуха);

- расчет всех параметров распределения вероятностей и определение расчетных климатических характеристик редкой повторяемости для тех климатических величин, которые определяются с высокой точностью и имеют большое практическое значение (температура воздуха, температура почвы, осадки и другие).

Третий уровень связан с пространственным обобщением климатических данных. Для этой цели рассматриваются обобщенные по времени климатические характеристики на многих метеостанциях, которые формируют климатическое поле. Самый распространенный способ пространственного обобщения, который имел место уже при первых климатических исследованиях в XIX веке, – это построение карт изолиний норм или средних многолетних значений температур воздуха, осадков, атмосферного давления. Эти карты позволили установить основные закономерности пространственного распределения климатических характеристик по Земному шару. Так, карты норм среднегодовых температур позволили установить не только широтные закономерности увеличения температуры от полярных районов к экватору, но выявить влияние неодинакового нагрева океана и суши, что проявляется в изогнутости изотерм в направлении на юг над континентами и на север над океанами. Карты осредненного за многолетний период атмосферного давления позволили открыть такую важную особенность как центры действия атмосферы – «акупунктурные точки» Земли, которые отвечают за атмосферную циркуляцию и мониторинг которых проводится в настоящее время в виде известных индексов: Северо-Атлантическое колебание, Эль-Ниньо и другие. Способы пространственного обобщения климатической информации также разные и зависят от свойств поля рассматриваемой характеристики. Можно выделить несколько уровней пространственного обобщения:

- пространственное осреднение выполняется в том случае, если изменения по территории небольшие и соизмеримы с погрешностью определения климатических характеристик;
- карты изолиний или пространственные модели от географических координат строятся в том случае, если изменения по пространству существенны и зависят от широты, долготы, высоты местности;

- если же закономерности от координат отсутствуют, а изменения по пространству существенны, то строятся модели от факторов, которые, как правило, являются азональными, т. е. характеризуют влияние местных особенностей в виде озер, водохранилищ, леса, локальных понижений и выпуклостей рельефа, результатов антропогенного воздействия (например, город как «остров тепла»).

Во многих случаях климатическая обработка информации является не только формальной процедурой, но и научным исследованием с целью получения новых знаний о закономерностях климата и его изменениях.

Метеорологическая информация бывает двух основных видов: оперативная и режимная. Оперативной называется та, которая измеряется и сразу же используется в оперативных целях, например, для прогнозов в реальном времени. Режимная же информация получается путем анализа данных наблюдений с целью устранения больших случайных погрешностей, систематических погрешностей наблюдателей и приборов. Поэтому режимная информация – это обработанные и проанализированные данные наблюдений. Климатическая информация получается только на основе режимной информации.

В настоящее время в региональных Центрах (ЦГМС) и Управлениях (УГМС) гидрометслужбы существуют автоматизированные системы первичной обработки гидрометеорологической информации. Базовыми технологиями для получения оперативной информации являются следующие:

- метеорологическая телекоммуникационная система (MTS);
- комплекс ГИС-МЕТЕО для изготовления, обработки и документирования метеорологических карт;
- универсальная метеорологическая абонентская система (UniMas).

Эти технологии позволяют войти в единую метеорологическую сеть МЕКОМ Росгидромета. Для обработки основных видов гидрометинформации применяются следующие автоматизированные системы:

- по обработке режимной метеорологической информации по станциям – система ПЕРСОНА-МИС, и постам – система ПЕРСОНА-МИП;

- по обработке прибрежной морской информации – система ПЕРСОНА-БЕРЕГ;
- по обработке режимной гидрологической информации – система ПЕРСОНА-РЕК;
- по обработке агрометеорологической информации – система ИПКАМЕ;
- по обработке актинометрической информации – система SONE;
- по обработке данных теплобалансовых наблюдений – система HNBALANCE;
- по обработке гидрохимической информации – система ГидрохимПК;
- по обработке информации загрязнения атмосферного воздуха в городах – система АСОИЗА-ПЭВМ;
- по обработке судовых океанологических данных – система KENARM;
- по обработке климатических данных – системы КЛИКОМ и CLiWare.

Система CLiWare позволяет решать задачи по управлению гидрометеорологической информацией на различных уровнях ее обработки и представления. Комплекс базируется исключительно на Web технологиях, что позволяет его использовать как в сетях Интранет, так и в сетях Интернет. При этом решаются четыре основные задачи:

- ввод гидрометеорологической информации в систему,
- получение различных климатических характеристик,
- ведение базы данных гидрометеорологической информации и метаданных,
- доведение информации до потребителей.

Источниками данных для климатологических рядов являются как книжки и таблицы наблюдений, так и режимные справочные издания и среди них:

- книжки записи наблюдений на станциях (КМ-1, КМ-2, КМ-3 и т. д.);
- таблица ТМ-1 (все метеовеличины за месяц);
- таблица ТМ-3 (температура почвы);
- таблицы ТМ-11 и ТМ-12 (солнечная радиация);
- таблицы самописцев (температура, давление, влажность, осадки);

- метеорологические ежемесячники;
- актинометрические ежемесячники;
- синоптические бюллетени и карты.

Начало однородных рядов наблюдений зависит от изменения числа сроков и методик наблюдений, что влияет по-разному на климатические характеристики разного временного разрешения. Так, если в качестве климатической характеристики рассматривается обобщение за год или за месяц (среднегодовая, среднемесячная температуры воздуха), то началом однородных рядов наблюдений считается конец XIX столетия (1889–1898 гг.). С 1936 г. вместо трехсрочных наблюдений стали производиться четырехсрочные наблюдения и этот год считается началом однородных климатических рядов суточного временного разрешения (например, среднесуточная температура воздуха). В 1966 г. на сети метеорологических станций был осуществлен переход на восьмисрочные наблюдения, и с этого года считаются однородными климатические ряды, сформированные из срочных данных.

2.2. Международная система хранения режимной метеорологической информации

В течение практически 100 лет с начала регулярных наблюдений на гидрометеорологической сети климатические данные формировались и хранились на бумажных носителях, например, в виде Климатологических справочников или Справочников по климату [1,6,14].

Идея создания специализированного научно-исследовательского учреждения, оснащенного парком счетных машин, способных обрабатывать большие объемы метеорологических данных, как для анализа и прогноза, так и для изучения климатических изменений, была выдвинута передовыми учеными-метеорологами еще в 1930-е годы. Эта идея была поддержана академиком Е.К. Федоровым, и в 1942 г. в Москве был образован Центральный научно-исследовательский гидрометеорологический архив. Затем архив был преобразован в Научно-исследовательский институт аэроклиматологии (НИИАК), где развернулись работы

по занесению информации на перфокарты и их массовой обработке с целью получения климатических обобщений и создания справочных пособий для нужд народного хозяйства. Позднее НИИАК был включен в состав ВНИИГМИ-МЦД как московское отделение. Уже во второй половине 1940-х годов для обработки данных в Гидрометслужбе бывшего СССР началось применение счетно-перфорационных машин. С помощью простейших счетно-аналитических машин таблицы с результатами гидрометеорологических наблюдений переносились на перфокарты. Архив этих данных в 1970-х годах составил свыше 500 миллионов перфокарт.

С момента практического применения ЭВМ появилась возможность формировать и хранить метеорологические данные на технических носителях. В 1963–1974 гг. группой научно-исследовательских учреждений в бывшем СССР был разработан проект комплексной автоматизации Гидрометслужбы. Проектом было предусмотрено создание автоматизированной системы сбора, обработки, контроля, хранения и распространения информации для оперативных и климатологических целей [3]. Текущая информация передавалась на технических носителях того времени (перфоленты, перфокарты, бинарные микрофильмы, магнитные ленты) во Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД) и территориальные центры, обрабатывалась и поступала на длительное хранение.

Для того чтобы собрать и обработать огромное количество информации, получаемой со всего мира, и сведения от метеорологических космических систем, необходимо было использовать сложное и дорогостоящее оборудование. Осуществить это можно было в центрах, способных обслуживать все страны мира, поэтому в системе Всемирной службы погоды было решено создать три мировых метеорологических центра (рис.2.1): два – в Северном полушарии (один – в Москве, другой – в Вашингтоне), а третий – в Мельбурне (Южное полушарие, Австралия). Система Мировых центров данных (МЦД) была создана в 1957 г. и действует под эгидой Международного совета научных союзов (МСНС). Эти центры предполагалось оснастить быстродействующей электронной аппаратурой и средствами телесвязи, необходимыми для при-

ема и распространения метеорологической информации в глобальном масштабе. И в 1964 г. в Москве на базе вычислительного метеорологического центра Главного управления Гидрометслужбы был создан Мировой метеорологический центр с отделением хранения и статистической обработки гидрометеорологических данных в г. Обнинске Калужской области (будущий ВНИИГМИ-МЦД).



Рис. 2.1. Схема размещения центров метеоинформации (<http://www.wmo.int/pages/prog/www/DPS/gdps-2.html>)

Помимо трех мировых центров данных в мировой системе хранения данных существует и 25 региональных специализированных метеорологических центрах (RSMCs) достаточно равномерно размещенных по территории Земли (рис. 2.1) и хранящих информацию по выделенной территории: Алжир, Пекин, Экзетер (Великобритания), Бразилия, Буэнос-Айрес, Каир, Дакар, Дарвин (Австралия), Мельбурн, Джидда (Саудовская Аравия), Хабаровск, Майями, Монреаль, Москва, Найроби, Дели, Новосибирск, Оффенбах-ам-Майн (Германия), Претория, Рим, Ташкент, Токио, Тунис и Касабланка, Вашингтон, Веллингтон.

Еще одна группа специализированных региональных центров связана с прогнозированием тропических циклонов. Центры раз-

мещаются там, где распространены эти опасные метеорологические явления: ураганный центр в Майями, Нади центр тропических циклонов (Фиджи), центр тропических циклонов в Дели, центр тайфунов в Токио, центр ураганов в Гонолулу.

Для предупреждения о переносах радиоактивных и других опасных веществ, связанных с авариями на атомных станциях, любыми техногенными авариями и природными катастрофами были организованы соответствующие центры в Пекине, Экзетере, Мельбурне, Обнинске, Токио, Тулузе и Вашингтоне. Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды расположен в Рединге (Великобритания). С 2017 г. этот центр также стал четвертым мировым центром метеорологических данных. Специализированные центры по чрезвычайным ситуациям распределены по континентам следующим образом: Африканский центр по применению метеорологии для развития находится в Нигере, Азиатский специализированный метеорологический центр (Сингапур), центры по мониторингу засух в Найроби (Кения), Габороне (Ботсвана) и в Сант-Пауло (Бразилия).

По международным соглашениям центры осуществляют не только накопление и хранение информации, но и обмен данными. Кроме этого, в каждом центре осуществляется обеспечение потребителей метеорологической информацией, как в виде исходных данных, так и в виде расчетных параметров, полученных после обработки, а также проводятся научные исследования и публикуются их результаты. Конечно, главное назначение центров – сбор, накопление и хранение метеорологической и климатической информации, которая собрана на огромной сети наблюдений трудом многих десятков тысяч специалистов и в течение многих лет. Собранная информация – это достояние всего человечества. Поэтому вполне уместно высказывание Джека Келли о том, что данные – это наше наследство («Data are our legacy», Jack Kelly, 2003).

2.3. Функции мирового центра гидрометеорологических данных (на примере ВНИИГМИ-МЦД)

Государственное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных» (ВНИИГМИ-МЦД) начал свою деятельность в 1964 году (рис. 2.2). В институте на начальном этапе его создания было три отдела. Затем по мере увеличения объема работ численность возрастала, и было до 30 подразделений (отделов и лабораторий). В настоящее время в институте 12 научных и научно-производственных подразделений (самостоятельных отделов и лабораторий), а именно:

- четыре центра (центр гидрометеорологических данных (ЦГМД), центр информационных технологий и автоматизированной передачи данных (ЦИТ АСПД), центр океанографических данных (ЦОД), информационный центр (ИЦ));
- шесть отделов (отдел аэрологии (ОА), отдел информационных технологий первичной обработки гидрометеорологической информации (ОИТПОГИ), отдел климатологии (ОКл), отдел микрофильмирования (ОМКФ), отдел научного планирования (ОНП), отдел прикладных и системных исследований (ОПСИ);
- две лаборатории (лаборатория исследования последствий изменения климата (ЛИПИК), лаборатория комплексной автоматизации (ЛКА)).

Предметом деятельности ВНИИГМИ-МЦД являются [7]:

- научные исследования и разработки, научно-технические работы в области создания и внедрения информационных технологий сбора, контроля, обработки и хранения гидрометеорологической информации;
- создание методов и технологий ведения Единого государственного фонда данных о состоянии окружающей среды, ее загрязнении;
- выполнение работ и оказание услуг в области гидрометеорологии и смежных с ней областях;
- выработка предложений для государственных стратегий, прогнозов и программ развития;
- исследования изменений климата на основе высококачественных массивов гидрометеорологической информации и использования эмпирико-статистических методов анализа данных;
- исследования по экономической метеорологии.



Рис. 2.2. Здание ВНИИГМИ-МЦД в г. Обнинске

Главной целью деятельности ВНИИГМИ-МЦД является обеспечение потребностей населения, органов государственной власти, Вооруженных Сил Российской Федерации, секторов экономики в гидрометеорологической информации, а также в информации о состоянии окружающей среды, ее загрязнении.

Целями Института в области научных исследований являются:

- разработка информационных технологий создания и ведения Госфонда;
- создание автоматизированных систем сбора, контроля, обработки, накопления и обслуживания гидрометеорологической информацией, поступающей с сети наблюдений, включая информацию с искусственных спутников Земли, ее хранения на технических носителях;
- анализ и изучение структуры и изменчивости различных компонентов климатической системы (атмосферы и океана) на основе использования эмпирико-статистических методов анализа данных и высококачественных массивов гидрометеорологической информации;

- разработка методов и программного обеспечения создания и ведения баз и банков данных по гидрометеорологии;
- создание информационных технологий обслуживания научных исследований и отраслей экономики на основе применения современных методов и средств вычислительной техники;
- совершенствование отраслевой автоматизированной системы научно-технической информации, как части государственной системы, совместимой с национальными и международными органами информации;
- проведение исследований и разработок в области экономической метеорологии.

В области научно-технической деятельности:

- ведение Госфонда сбора и хранения гидрометеорологической информации;
- создание информационных баз гидрометеорологических данных в унифицированном формате;
- создание, ведение и эксплуатация информационной базы режимно-справочных и оперативных банков различного назначения;
- подготовка и распространение научно-методических и справочных пособий по гидрометеорологическому режиму различного временного разрешения;
- выполнение функций Мирового центра данных, обмен данными с зарубежными странами и осуществление связей с рабочими органами международных организаций;
- внедрение и испытание новых методов, технических средств и технологий сбора, обработки, передачи и накопления гидрометеорологической информации, поступающей с каналов связи, с целью пополнения Госфонда и обслуживания;
- гидрометеорологическое обслуживание различных отраслей экономики;
- ведение централизованного автоматизированного учета и отчетности по составу оперативно-производственных сетевых организаций и сети наблюдений за состоянием и загрязнением окружающей природной среды Росгидромета;
- выполнение функций центра климатических данных в рамках Национальной климатической программы с целью формирования

фонда данных о состоянии климатической системы и его использования для научных и прикладных целей;

- ведение международного книгообмена;
- формирование и ведение фонда, баз и банков данных правовой информации в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды.

В области оперативно-производственной деятельности:

- обработка режимной информации, поступающей с сети наблюдений по закрепленной территории Российской Федерации и акваторий Мирового океана в целях пополнения Госфонда в рамках выполнения функций регионального вычислительного центра;
- подготовка и выпуск ежемесячников, ежегодников, бюллетеней по гидрометеорологическому режиму;
- сбор и коммутация сообщений в автоматизированной системе передачи данных (АСПД) Росгидромета, оказание услуг связи.

Основные виды гидрометеорологической информации во ВНИИГМИ-МЦД следующие:

- 1) Оперативные данные наблюдений, получаемые и обрабатываемые системой CliWare, включая синоптические, судовые, аэрологические, морские метеорологические, глубоководные, климатические наблюдения. Данные судовых метеорологических наблюдений, данные по Мировому океану полученные по Глобальной сети телесвязи, ежеквартально поставляемые в глобальные центры сбора (ГЦС в Германии и Англии) в рамках схемы морских климатических сборников (СМКС).
- 2) Специализированные массивы данных для климатических исследований суточной и месячной дискретности.
- 3) Каталог Единого государственного фонда данных (ЕГФД) о состоянии окружающей природной среды и ее загрязнении, предназначенный для информирования широкого круга пользователей о составе информационных ресурсов ЕГФД.
- 4) Режимно-справочные банки данных по гидрометеорологии и сведения об исторических гидрометеорологических данных, хранящихся в Российском государственном фонде данных о состоянии природной среды.

Во ВНИИГМИ-МЦД находятся следующие режимно-справочные банки данных:

- «Приземная метеорология и климат»,
- «Аэрология»,
- «Гидрология - реки и каналы»,
- «Океанография»,
- «Международные проекты и программы»,
- «Агрометеорология»,
- «Синоптическая метеорология»,
- «Морская агрометеорология»,
- «Ракетное зондирование атмосферы»,
- «Загрязнение поверхностных вод суши»,
- Сеть МРЛ штормоповещения,
- «Баренцево и Белое море»,
- данные самолетных наблюдений.

В настоящее время в Росгидромете насчитывается 35 банков данных (БД), находящихся в разных учреждениях и городах России, среди которых, например:

- **БД «Агрометеорология»**, содержащий данные агрометеорологических ежегодников, сведения об условиях роста и развития сельскохозяйственных культур и условиях формирования их урожайности. Держатель: ВНИИСХМ (г. Обнинск);
- **БД «Синоптическая метеорология»**, содержащий результаты интерполяции в узлы регулярной географической сетки, данные о термобарических полях на различных уровнях, о полях осадков, общей облачности и снежном покрове, радиационном режиме, информации о характеристиках барических образований и типах циркуляционных механизмов, данные о солнечной и геомагнитной активности, сложных синоптических объектах. Держатель: ВНИИГМИ-МЦД;
- **БД «Морская агрометеорология»**, содержащий данные судовых метеорологических и аэрологических наблюдений. Держатель: ВНИИГМИ-МЦД;
- **БД «Ракетное зондирование атмосферы»**, содержащий данные ракетных наблюдений за температурой, давлением, плотностью воздуха и скоростью ветра (меридиональная и зональная составляющие) в районах Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Держатель: ЦАО (г. Долгопрудный, Московская обл.);

- БД «Гидрология - озера и водохранилища», содержащий паспортные сведения о водоемах и результаты измерений и наблюдений элементов гидрометеорологического режима водоемов. Держатель: ГГИ (Санкт-Петербург);
- БД «Актинометрия. Мировая сеть», содержащая данные о радиационном балансе, продолжительности солнечного сияния и суммарной солнечной радиации на станциях мировой актинометрической сети. Держатель: ГГО (Санкт-Петербург);
- БД «Актинометрия», содержащий данные регистрации часовых, дневных и месячных сумм различных видов радиации, а также сопутствующие метеоданные по станциям бывшего СССР. Держатель: ГГО (Санкт-Петербург);
- БД «Загрязнение поверхностных вод суши», содержащий гидрохимическую информацию сети наблюдений за качеством поверхностных вод. Держатель: ГХИ (г. Ростов на Дону);
- БД «Загрязнение атмосферы» содержит результаты измерений концентраций различных примесей и метеорологических параметров. Держатель: ГГО (Санкт-Петербург);
- БД «Общее химическое загрязнение океанов и морей» содержит данные наблюдений нефтяного и общего химического загрязнения в Мировом океане. Держатель: ГОИН (Санкт-Петербург);
- БД «Сеть МРЛ штормооповещения», содержащий сведения о результатах радиометеорологических наблюдений за облачностью, осадками и опасными явлениями (грозы, град, сильные ливни) в основные синоптические и дополнительные (штормовые) сроки. Держатель: ГГО (Санкт-Петербург);
- БД «Атмосферное электричество», содержащий результаты наземных измерений градиента потенциала электрического поля атмосферы и полярных электрических проводимостей воздуха. Держатель: ГГО (Санкт-Петербург);
- БД «Данные самолетных наблюдений», содержащий данные самолетных наблюдений, а также наземных метеорологических наблюдений в момент подъема самолета. Держатель: ЦАО (г.Долгопрудный, Московская обл.);
- БД «Активные воздействия на градовые процессы». Держатель: ВГИ (г.Нальчик);

- БД «**Источники загрязнения**». Держатель: ГГО (Санкт-Петербург);
- БД «**Фоновое загрязнение природной среды**». Держатель: ИГКЭ (Москва);
- БД «**Гелиофизика**». Держатель: ГГО (Санкт-Петербург);
- БД «**Данные температурного зондирования с ИСЗ**». Держатель: ГМЦ Росгидромета (Москва);
- БД «**Загрязнение почвы**». Держатель: НПО «Тайфун» (г. Обнинск);
- БД «**Океанография - морские льды**». Держатель: ААНИИ (Санкт-Петербург);
- БД «**Тихий и Индийский океаны**» Держатель: ДВНИГМИ, ИАПУ (Г.Владивосток);
- БД «**Арктический бассейн и Арктические моря**». Держатель: ААНИИ (Санкт-Петербург);

Специализированные массивы для климатических исследований находящиеся во ВНИИГМИ-МЦД включают следующие основные архивы данных (рис.2.3, <http://meteo.ru/data>) [2,15]:

- координаты метеорологических станций;
- температура воздуха (месячные данные);
- температура воздуха и количество осадков (ежедневные данные);
- температура почвы на глубинах до 320 см (ежедневные данные);
- суммы осадков (месячные данные);
- месячные суммы осадков с устранением систематических погрешностей осадкомерных приборов;
- атмосферное давление на уровне станции (месячные данные);
- продолжительность солнечного сияния (месячные данные);
- упругость водяного пара (месячные данные);
- основные метеорологические параметры (сроки);
- характеристики снежного покрова (ежедневные данные);
- маршрутные снегомерные съемки;
- атмосферные явления (сроки);
- суточные данные о температуре почвы по коленчатым термометрам Савинова;
- радиозондовые наблюдения (срочные данные);
- аэрологические наблюдения (месячные данные);
- среднемесячные значения в пограничном слое;

- неблагоприятные условия погоды, нанешие экономические потери.



Рис. 2.3. Специализированные климатические архивы на сайте ВНИИГМИ-МЦД

По дискретности наблюдений архивы делятся на три основных вида.

- 1) Ежедневные данные на 223 метеорологических станциях на территории бывшего СССР, включая: каталог станций, ежедневные данные по температуре воздуха и количеству осадков и описание этого массива данных, характеристики снежного покрова и описание этого массива.
- 2) Месячные данные по 476 станциям России, включая каталог станций, многолетние ряды температур воздуха, сумм осадков, атмосферного давления на уровне станции, высот барометра, продолжительность солнечного сияния, высот гелиографа, упругость водяного пара с описанием структуры архива каждой климатической характеристики.

3) Срочные данные радиозондовых наблюдений по 12 станциям ГСНК территории РФ, включая каталог станций, описание массива данных и сами данные.

Основные требования, которые предъявляются к специализированным массивам, предназначенным для климатических исследований, и реализуемые во ВНИИГМИ-МЦД, это:

- *доступность*, т. к. эффективное использование климатических баз данных возможно только при их доступности для широкого круга пользователей;
- *распределенность баз климатических данных*, когда специализированные массивы размещаются на сайтах организаций, ответственных за их создание и регулярное обновление;
- *качество данных* должно гарантироваться отсутствием в них грубых ошибок и пропусков и сами данные должны сопровождаться полным перечнем использованных процедур контроля качества;
- *наличие метаданных*, описывающих саму базу данных с информацией о неоднородности наблюдений для климатических исследований (сведения о переносе станции, информация о смене приборов и методик наблюдения, изменения в окружающем ландшафте и т. д.);
- *регулярное обновление баз данных*, определяемое требованиями реализуемых на этих данных задач;
- *унификация баз данных*, так как, не смотря на специфику массивов, должны соблюдаться и общие требования для их взаимосвязи с другими базами климатических данных.

Задача подготовки высококачественных массивов данных, необходимых для изучения изменений климатических условий на территории России является одной из приоритетных задач в рамках целевой научно-технической программы Росгидромета по направлению 1.3. «Исследования климата, его изменений и их последствий. Оценка гидрометеорологического режима и климатических ресурсов». В ее решении принимают участие 10 научно-исследовательских институтов Росгидромета, головным институтом является ВНИИГМИ-МЦД.

На сайте ВНИИГМИ-МЦД представлены базовые массивы данных по основным метеорологическим элементам в рамках ре-

лизации концепции глобальной рамочной основы для климатического обслуживания, согласно которой должно быть обеспечено функционирование открытого полноценного доступа к специализированным климатическим массивам исторических данных через Интернет.

Рассмотрим более подробно климатические архивы на примере двух из них: среднесуточной и месячной дискретности. Наиболее востребованным для климатических исследований является архив месячной дискретности для температур воздуха и осадков.

Архив **«Средняя месячная температура воздуха на станциях России»** (авторы О.Н. Булыгина, В.Н. Разуваев, Л.Т. Трофименко, Н.В. Швець) содержит данные 518 станций России и ближнего зарубежья от начала наблюдений на станции до 2010 года. Пример таблицы каталога станций этого архива показан на рис. 2.4.

№ п/п	Индикс ВМО	Наименование станции	Координаты станции		Высота метеоп.	Начало наблюдений	Примечание
			широта	долгота			
1.	20046	Иль-О-Т-Кренкилл, ГМО	80° 37g	58° 03g	21	1957	
2.	20069	Висе	79° 30g	76° 59g	10	1945	
3.	20087	Головинский	79° 33g	90° 37g	7	1940	
4.	20107	Баренцбург	78° 04g	14° 15g	22	1940	
5.	20289	Русский	77° 10g	96° 26g	9	1940	Закрита в 1999 г.
6.	20292	Иль-Е-К-Федорова, ГМО	77° 43g	104° 18g	12	1932	
7.	20476	Стерлягова	75° 25g	88° 54g	10	1940	
8.	20667	Иль-М-В-Полана	73° 20g	70° 03g	4	1940	
9.	20674	Диксон	73° 30g	80° 24g	42	1916	
10.	20744	Малая Кармакум	72° 22g	52° 42g	18	1876	
11.	20891	Хатанга	71° 59g	102° 28g	31	1906	12.01.1951 г. перенос на 800м к ЮВЗ.
12.	20946	Иль-Е-К-Федорова	70° 27g	59° 05g	13	1959	
13.	20982	Волочанка	70° 58g	94° 30g	37	1933	
14.	21432	Египетский	76° 00g	137° 52g	10	1933	
15.	21611	Герлей-Тумба	73° 33g	118° 40g	12	1961	
16.	21647	Шалкорова	73° 11g	143° 14g	21	1928	
17.	21802	Сакмыль	71° 58g	114° 05g	16	1935	
18.	21824	Тисси	71° 35g	128° 55g	6	1932	
19.	21908	Дьялинда	70° 08g	113° 58g	61	1942	
20.	21921	Коосор	70° 41g	127° 24g	30	1940	
21.	21931	Юбилейный	70° 46g	136° 13g	23	1961	
22.	21946	Чоккурди	70° 37g	147° 53g	44	1939	20.05.1955 г. перенос на 800м к СВВ.
23.	21982	Остров Врангеля	70° 59g	181° 31g	2	1926	Переносы в 1929г. с берега на косу (1км), в 1932г. на старое место, в 1934г. с берега на косу.
24.	22003	Вайда-Губа	69° 56g	31° 59g	8	1940	
25.	22019	Поларков	69° 12g	33° 29g	32	1936	
26.	22028	Грибберка	69° 12g	35° 07g	33	1914	Перенос в 1936 г. на Земь С.
27.	22095	Колгуев Северный	69° 32g	49° 05g	23	1933	
28.	22101	Лангоски	68° 58g	28° 47g	98	1959	1965 г. - ст. старого, 1969 г. - открыта в Земь и СВ.
29.	22113	Мурманск	68° 58g	33° 03g	57	1918	Перенос в 1934 г. на 2.5 км к Ю.
30.	22140	Светлый Нос	68° 09g	79° 46g	12	2001	
31.	22165	Капитан Нос	68° 39g	43° 18g	48	1915	

Рис. 2.4. Пример таблицы каталога станций климатического архива среднемесячных температур воздуха

Массив имеет записи фиксированной длины 83 байта с символом конца строки. Каждая запись содержит 14 полей с фиксиро-

ванным положением в записи и фиксированной длиной (таблица 2.1). Дополнительно все поля записи отделены друг от друга символом «пробел».

Таблица 2.1

Структура записи массива среднемесячных температур воздуха

Но- мер поля	По- зиция	Дли- на поля	Наименование поля	Примечание
1	1-5	5	Индекс ВМО станции	
	6	1	Пробел	
2	7-10	4	Год	
	11	1	Пробел	
3	12-16	5	температура воздуха в январе	В градусах Цельсия с точностью 0.1 гра- дуса
	17	1	Пробел	
4	18-22	5	температура воздуха в феврале	-"-
	23	1	Пробел	
5	24-28	5	температура воздуха в марте	-"-
	29	1	Пробел	
6	30-34	5	температура воздуха в апреле	-"-
	35	1	Пробел	
7	36-40	5	температура воздуха в мае	-"-
	41	1	Пробел	
8	42-46	5	температура воздуха в июне	-"-
	47	1	Пробел	
9	48-52	5	температура воздуха в июле	-"-
	53	1	Пробел	
10	54-58	5	температура воздуха в августе	-"-
	59	1	Пробел	
11	60-64	5	температура воздуха в сентябре	-"-
	65	1	Пробел	
12	66-70	5	температура воздуха в октябре	-"-
	71	1	Пробел	
13	72-76	5	температура воздуха в ноябре	-"-
	77	1	Пробел	
14	78-82	5	температура воздуха в декабре	-"-
	83	1	Символ конца строки	

Такое «двойное» форматирование записи позволяет использовать любой из наиболее употребительных способов разделения полей («comma separate» или «fixed length fields») при вводе данных в программные средства хранения (СУБД), электронные таб-

личные процессоры, статистические пакеты и средства графического представления информации. Примеры отдельных записей архива следующие:

20046	1958	-21.1	-25.4	-27.4	-19.9	-9.5	-1.8	1.0	-0.5	-0.4	-11.6	-19.3	-27.0
20046	1959	-28.6	-26.3	-23.8	-16.6	-8.6	-0.9	1.1	0.8	-1.4	-5.2	-10.1	-17.9
20046	1960	-20.5	-32.9	-27.2	-19.9	-7.3	-0.6	1.4	-0.1	-2.2	-12.4	-21.9	-22.4

Массив проконтролирован на экстремальные значения статистическими методами. Пространственное распределение метеостанций архива показано на рис. 2.5.



Рис. 2.5. Распределение метеостанций архива среднемесячных температур воздуха и осадков

Архив **«Месячные суммы осадков на станциях России»** (авторы О.Н. Булыгина, В.Н. Разуваев, Н.Н. Коршунова, Н.В. Швець) содержит данные 518 станций от начала наблюдений на станции до 2010 года. В современной версии массива ряды данных содержат информацию с 1966 года. Такой период обусловлен тем, что до 1966 года в наблюдениях за осадками, по крайней мере, трижды была нарушена однородность рядов: а) в 30-е годы прошлого столетия произвели массовый перенос станций на открытое место, репрезентативное для ряда элементов, но не для осад-

ков; б) в начале 50-х годов массовое нарушение однородности вызвано сменой прибора, был установлен осадкомер с защитой Третьякова; в) с января 1966 года поправка на смачивание стала вводиться непосредственно на станции.

После 1966 года никаких изменений в методиках измерений и обработки не происходило, т. е. не было массового нарушения однородности данных. Данный массив имеет структуру и формат записи, аналогичные массиву среднемесячной температуры. Массив проконтролирован на экстремальные значения, а также на совпадение месячных сумм осадков данного массива и расчетных сумм, которые получались из суточных сумм осадков.

Примером климатического архива другой структуры является архив **«Суточная температура воздуха и количество осадков на станциях России и бывшего СССР»** авторы О.Н. Булыгина, В.Н. Разуваев, Т.М. Александрова). Первоначальная версия массива создавалась на базе архива 223 станций на территории бывшего СССР, данные для которых публиковались в «Метеорологическом ежемесячнике СССР, часть 1 “Ежедневные данные”» (рис. 2.6). Эта версия была подготовлена в рамках международного сотрудничества (ВНИИГМИ-МЦД, Россия; CDIAC, США) и была опубликована в CDIAC на CD-ROM (США) как NDP-040.

В настоящее время данный массив содержит данные 600 станций. Перечень станций составлен на основании списка станций Росгидромета, включенных в Глобальную сеть наблюдений за климатом и списка реперных метеорологических станций Росгидромета, подготовленного в Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова.



Рис. 2.6. Распределение метеостанций архива суточных температур воздуха и осадков

Данные по станциям, находящимся на территории независимых государств – бывших республик СССР, публикуются в соответствии с решениями Исполкома межгосударственного совета по метеорологии стран СНГ об утверждении списка станций для международного обмена (Алма-Аты, 1993 год). Для некоторых станций пополнение информации не осуществляется, так как:

- станции закрыты (как на территории России, так на территории независимых государств, бывших республик СССР);
- данные по станциям не представлены для подготовки «Метеорологического ежемесячника станций стран содружества независимых государств, часть 1 “Ежедневные данные”».

Массив состоит из 600 файлов данных в формате ASCII с именами вида IIII.dat, где IIII – синоптический индекс станции (индекс ВМО). Записи в файлах данных упорядочены по возрастанию ключевых элементов: год, месяц, день.

С целью проинформировать пользователей о наличии ошибочных данных в архивных источниках, на основании которых осуществлялось формирование массива, в состав записи введен групповой признак качества для показателей температуры возду-

ха – TFLAG. Значения, которые может принимать этот признак, а также формат записи приведены на сайте. Над устранением этих ошибочных значений продолжается работа, которая, к сожалению, требует значительных временных затрат из-за необходимости обращения к первичным материалам наблюдений (книжкам КМ-1 на метеостанциях). Структура записи архива среднесуточных температур воздуха и осадков представлена в табл. 2.2.

Таблица 2.2

Структура записи массива среднесуточных температур воздуха и осадков

Но мер по- ля	Пози- ция	Дли- на поля	Наименование поля	Примечание
1	1-5	5	Индекс ВМО станции	
	6	1	Пробел	
2	7-10	4	Год	
	11	1	Пробел	
3	12-13	2	Месяц	
	14	1	Пробел	
4	15-16	2	День	
	17	1	Пробел	
5	18	1	TFLAG - групповой признак качества для показателей температуры воздуха	
	19	1	Пробел	
6	20-24	5	TMIN-минимальная температура воздуха за сутки	в градусах Цельсия с точностью 0.1 градуса
	25	1	Пробел	
	26	1	QTMIN- признак качества для TMIN	
	27	1	Пробел	
	28-32	5	TMEAN - среднесуточная температура воздуха	с точностью 0.1 градуса
	33	1	Пробел	
	34	1	QTMEAN - признак качества для TMEAN	
	35	1	Пробел	
	36-40	5	TMAX - максимальная температура воздуха за сутки	с точностью 0.1 градуса
	41	1	Пробел	
1	42	1	QTMAX - признак качества для TMAX	

Но мер по- ля	Пози- ция	Дли- на поля	Наименование поля	Примечание
	43	1	Пробел	
2	44-48	5	R - суточная сумма осадков в милли- метрах	с точностью 0.1 мм
	49	1	Пробел	
	50	1	CR - дополнительный признак к R	
	51	1	Пробел	
	52	1	QR - признак качества для R	
	53	1	Символ конца строки '\n'	

Помимо формирования и хранения архивной информации во ВНИИГМИ-МЦД также проводятся и различные виды исследований климата, на основе которых предоставляется следующие информация о погоде и климате:

- данные с АМС «Обнинск»,
- бюллетени «Изменения климата»,
- научно-прикладной справочник «Климат России»,
- экстремальность климата на территории России;
- мониторинг климата России,
- чрезвычайные ситуации в России, обусловленные погодными условиями;
- гидрометеорология и экономика,
- прогностические оценки изменений климата,
- сведения о влиянии текущих изменений приземного климата на термическое состояние почвогрунтов РФ,
- вероятностный прогноз температурного режима в России на отопительный период.

Бюллетени «Изменения климата» являются регулярным изданием и в настоящее время выпускаются с периодичностью 1 раз в два месяца. Далее дан пример содержания такого бюллетеня за номером 74 за август-сентябрь 2018 г.:

1. Официальные новости.
2. Главные темы выпуска.
3. Обзор климатической политики и мер в различных секторах экономики.

4. Оценка уязвимости, воздействие изменений климата и меры по адаптации.
5. Просвещение, подготовка кадров, информирование общественности, содействие международному развитию.
6. Официальные новости из-за рубежа.
7. Новости из российских неправительственных экологических организаций.
8. Календарь предстоящих событий и дополнительная информация.

Раздел «Мониторинг климата России» включает в себя следующие виды публикаций:

- климатические условия на территории России (по годам);
- сезонные индексы блокирования западного переноса в умеренных широтах Северного полушария (по годам);
- свободная атмосфера;
- температурные рекорды;
- сезонные особенности изменений климата за 1976–2011 гг.

Так, например, для обзора погодных и климатических условий в России и на территории ее регионов в 2017 году, оценки аномальности климата получены на основе данных гидрометеорологических наблюдений на сотнях станций государственной наблюдательной сети Росгидромета. Пространственное осреднение температур воздуха и осадков за период с 1936 по 2017 гг. выполнено по данным 383 станций России. Детализация структуры месячных аномалий выполнена по данным 8-ми срочных наблюдений. Состояние снежного покрова исследовалось по данным регулярных ежедневных наблюдений за снежным покровом на 606 метеорологических станциях России и по данным маршрутных снегомерных съемок на 958 станциях. Для анализа режима ветра и его аномальности использовались срочные данные 1339 метеорологических станций Российской Федерации, а для анализа распределения продолжительности солнечного сияния – данные наблюдений на 319 станциях.

На рис. 2.7 приведены временные графики аномалий средне-годовой и среднесезонной температуры воздуха за 1939–2017 гг. в отклонениях от нормы, осредненной по всей территории Российской Федерации и их аппроксимация линейными трендами с

1980 г. с рассчитанными скоростями роста температуры воздуха за 10 лет. В целом 2017 год был теплым: средняя годовая температура воздуха, осредненная по территории России, превысила норму за 1961–1990 гг. на 2,02°C. Это четвертая величина в ранжированном ряду наблюдений с 1939 года. Во все сезоны среднесезонная температура воздуха превышала климатическую норму, но только весенняя аномалия вошла в первую пятерку самых больших в ранжированном ряду.

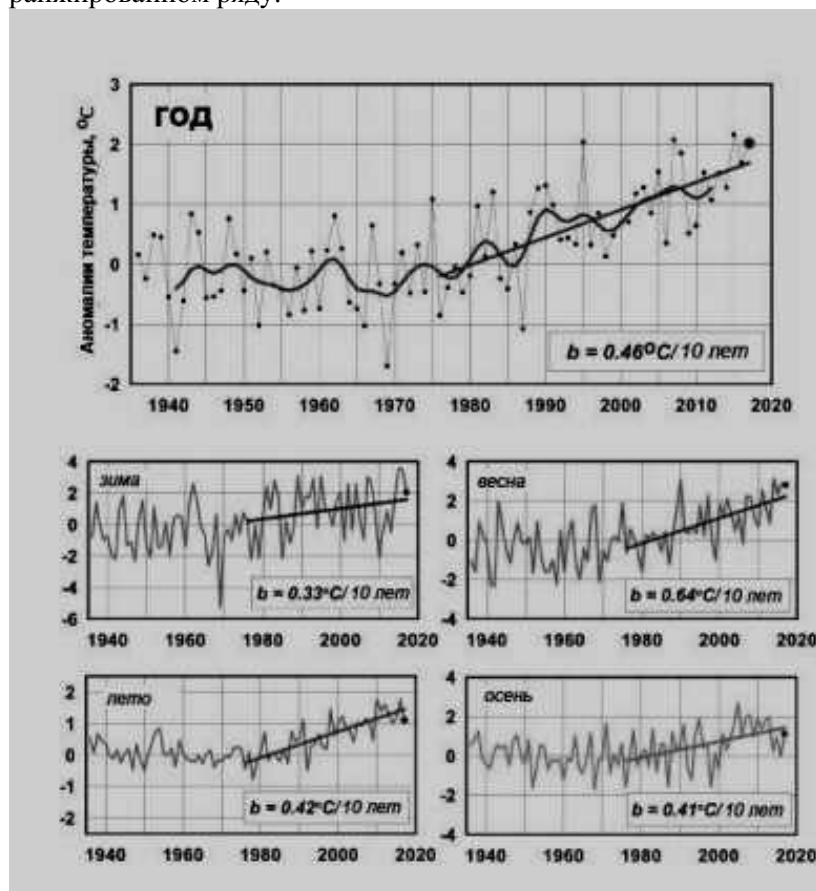


Рис. 2.7. Аномалии среднегодовой и среднесезонной температуры воздуха, осредненной по территории России, за период 1939–2017 гг. (от норм за период 1961–1990 гг.)

Если рассматривать по 9 однородным климатическим районам России и сезонам года, то зимняя температура была выше климатической нормы во всех районах за исключением Северного Кавказа, но наиболее теплой зима выдалась на Чукотке и Камчатке. Величина аномалии среднесезонной температуры в этом районе стала третьей в ранжированном ряду с 1939 года.

Весна для России, как и в прошлом 2016 году, выдалась очень теплой, среднесезонная аномалия для России в целом составила 2,82°C. Это 4-я величина в ранжированном ряду. Во всех квазиоднородных районах среднесезонная температура превысила климатическую норму, но наиболее теплой нынешняя весна выдалась на севере Азиатской территории страны: районы II (Северная часть Восточной Сибири и Якутии) и III (Чукотка и Камчатка). Во II районе весенняя аномалия 2017 года стала рекордной за период наблюдений с 1939 года, а в III районе – второй в ряду самых теплых. Наибольший вклад в сезонную аномалию внес экстремально теплый март.

Лето 2017 года выдалось в целом для России теплым с аномалией среднесезонной температуры 2,03°C, но значительно теплее лето было на Азиатской территории страны. В центральных районах ЕТР очень холодный июнь значительно снизил сезонную температурную аномалию.

Осень для России в целом выдалась умеренно теплой, аномалия среднесезонной температуры составила 1,12°C. На Европейской территории, севере Азиатской территории и в Западной Сибири среднесезонная температура воздуха превысила климатическую норму, на юге Сибири и Дальнего Востока была близка к норме.

Справочник «Чрезвычайные ситуации в России, обусловленные погодными условиями» также является ежегодным изданием. Сами же природные стихийные явления условно можно разбить на две группы: явления, наносящие ущерб экономике, и явления, которые не наносят экономического ущерба, но в значительной степени влияют на погодные и климатические условия различных регионов. В связи с этим, существуют и два подхода к анализу таких явлений – климатический и экономико-метеорологический. Очевидно, что климатический анализ включает гораздо большее

количество опасных гидрометеорологических явлений, т. к. не все они наносят ущерб экономике в силу разных причин (небольшой пространственный масштаб явления, малонаселенность региона, неразвитость инфраструктуры и т. д.). Обзор стихийных гидрометеорологических явлений за конкретный год и за каждый месяц года подготавливается по данным телеграмм «ШТОРМ», поступающим по каналам связи,

Так, например, обзор за январь 2017 г. содержит следующую информацию: «В первых числах января аномально холодная погода наблюдалась на севере ЕТР и Сибири. В Республике Коми и Архангельской области температура воздуха была на 15–30°C ниже климатической нормы. На юге Таймыра температура воздуха опускалась до –50...–52°C. 6–10 января холод достиг центральных областей ЕТР, среднесуточные температуры были на 7–23°C ниже климатической нормы. На севере Московской области температура воздуха опускалась до –34...–36°C. 13–19 января сильное гололедноизморозевое отложение наблюдалось в Волгоградской области (35–114 мм), Калмыкии (35 мм, Саратове (54 мм). В течение месяца во многих районах страны наблюдался сильный ветер и метели: 10 января – север Сахалина (27–32 м/с, видимость 200–500 м); 11–12 января – северные районы Хабаровского края (25–29 м/с, 500 м); 19 января – северные районы Архангельской области (21–26 м/с); 25 января – Мурманск (22–27 м/с, 500–1000 м). 19–21 января в течение 60 часов 45 минут сильнейшая метель бушевала в районе Тикси (Якутия), порывы ветра достигали 29–34 м/с, видимость ухудшалась до 50 м. Сильные метели также наблюдались в районе Норильска (Таймырский м.р.) 19–20 и 26–29 января. Высокий снежный покров и незначительная глубина промерзания почвы создали условия для выпревания сельскохозяйственных культур во многих восточных и центральных областях ЕТР. К концу месяца холод добрался до южных районов ЕТР, в Сочи температура воздуха опускалась до –10°C, а на мс Отрадная зафиксирована температура –28,1°C».

Научно-прикладной справочник «Климат России» является современным продолжением известной серии справочников по климату и климатологических справочников. Последнее справочное издание, содержащие климатические характеристики по ме-

теостанциям бывшего СССР, было издано в 1984–1989 годах. Это «Научно-прикладной справочник по климату СССР» [6]. В расчеты были включены данные по 1980 год. Научно-прикладной справочник «Климат России» – это справочник нового поколения (рис. 2.8). Он подготовлен в электронной форме, причем технология его ведения предусматривает возможность регулярного обновления базы статистических характеристик. В таблицах Справочника содержится обновляемая информация о периоде наблюдений, за который выполнялись расчеты соответствующих характеристик. В Справочнике, кроме традиционных климатических параметров, представлены статистические характеристики, необходимые для проектирования и рационального использования климатических ресурсов в различных отраслях экономики (раздел «Специализированные климатические характеристики»). В электронном Справочнике база статистических характеристик снабжена программами выборки, просмотра таблиц статистических характеристик, представления данных в графическом виде, печати данных.

Кроме рассмотренных изданий во ВНИИГМИ-МЦД подготовлена также справочная монография «Опасные природные гидрометеорологические явления в федеральных округах Европейской части России», монографии «Климат и здоровье», «Климат и экономика», а также региональные справочники по климату ориентированные на особенности социально-экономических факторов регионов и климатические справочные данные по России и зарубежной территории. В последние десятилетия климат стал быстро изменяться, появилась необходимость иметь отдельные климатические характеристики за более короткие периоды – последние 10, 20 лет. Первым опытом подготовки справочного пособия нового поколения стала справочная монография по Калужской области [4]. Кроме этого, подготовлены климатические справочники по Чувашской Республике, Самарской, Саратовской, Ульяновской, Смоленской, Тульской, Ивановской, Владимирской, Волгоградской, Вологодской, Воронежской, Курской, Московской, Пензенской, Брянской и Орловской областям, Ямало-Ненецкому автономному округу. Справочники по Чувашской Республике, Калужской и Самарской областям были изданы администрацией субъектов РФ. Работа по подготовке справочных пособий для отдельных

субъектов РФ, ориентированных на особенности социально-экономических факторов регионов продолжается и в настоящее время.



Рис. 2.8. Научно-прикладной справочник «Климат России» в электронной форме

Еще одной важной сферой деятельности ВНИИГМИ-МЦД в области климатологии является обеспечение заказчиков рассчитываемыми климатическими характеристиками по термическому режиму, режиму увлажнения, ветру, облачности, а также по комплексам климатических характеристик, имеющих прикладное значение в различных отраслях экономики. К рассчитываемым показателям термического режима относятся следующие:

- **по температуре воздуха:** средние, минимальные и максимальные значения; повторяемость градаций температуры по месяцам года; число дней со среднесуточной температурой в заданных пределах; средние даты перехода температуры через 0 градусов весной и осенью; продолжительность морозного и безморозного периодов зимой; повторяемость оттепелей в начале зимы и повторяемость заморозков весной; даты начала и окончания отопительного периода;

- **по температуре почвы:** средние, минимальные и максимальные значения на поверхности и на глубинах; повторяемость градаций температуры по месяцам года; число дней с температурой в заданных пределах; повторяемость заморозков на почве; средние даты перехода температуры через 0°C весной и осенью; глубина промерзания почвы; продолжительность периодов с температурой ниже 0 и выше 0 градусов на поверхности и на глубинах.

К рассчитываемым характеристикам режима увлажнения относятся:

- **по снежному покрову и метелям:** высота снежного покрова по месяцам; даты установления и разрушения устойчивого снежного покрова; число дней с метелью; повторяемость метелей при различных температурах;

- **по атмосферным осадкам:** месячные суммы осадков; число дней с осадками по месяцам; продолжительность осадков по месяцам;

- **по влажности воздуха:** среднее и минимальное значение относительной влажности воздуха; среднее, максимальное и минимальное значение упругости водяного пара; среднее, максимальное и минимальное значение недостатка насыщения число дней с относительной влажностью не более 30% и не менее 80%.

По ветровому режиму рассчитываются: повторяемость направления ветра и штилей по месяцам; средняя, максимальная скорость ветра и порыв по месяцам; среднее и наибольшее число дней с сильным ветром (более 15 м/с); преобладающее направление сильных ветров; вероятность различной скорости ветра по румбам; наибольшие скорости ветра различной вероятности. По облачности: количество общей и нижней облачности по месяцам; повторяемость количества общей и нижней облачности по града-

циям; повторяемость числа дней с ясной, полужасной и облачной погодой. По туманам: повторяемость туманов по месяцам; продолжительность туманов; повторяемость туманов различной продолжительности. По гололедно-изморозевым образованиям повторяемость таких явлений как гололед, мокрый снег, зернистая изморозь, кристаллическая изморозь. По метеорологической дальности видимости: повторяемость значений метеорологической дальности видимости ниже и выше указанного критического значения; повторяемость значений метеорологической дальности видимости в указанных градациях.

Среди комплексов специализированных климатических характеристик для различных отраслей экономики вычисляются следующие показатели:

- **в топливно-энергетическом комплексе:** средние, минимальные и максимальные даты начала отопительного периода; средняя температура отопительного периода; потенциальные теплопотери зданий (расход тепла) за отопительный период и по месяцам;
- **в сельском хозяйстве:** индексы засушливости погоды (ГТК, Педя); число дней с суховеями (по Е.А. Цубербиллер); суммы активных и эффективных температур;
- **в строительстве:** ветровая нагрузка; расчетная температура по формуле Чаплина; повторяемость средней скорости ветра и порывов выше 12 м/с;
- **в добывающих отраслях:** повторяемость резких понижений средней суточной температуры воздуха на 5°C и более; повторяемость (%) сильных морозов (-30°C и ниже)
- **в лесном хозяйстве:** средние месячные значения индекса горимости; повторяемость индекса горимости по классам опасности;
- **в авиации:** число дней с различными сочетаниями высоты нижней границы облаков и дальности видимости; низкая облачность, туманы, сильные снегопады, метели, шквалы, максимальные порывы приземного ветра, обледенение, дальность видимости;
- **в медицине** комплекс климатических характеристик, определяющих комфортность проживания и влияющих на здоровье человека: средние месячные значения индекса суровости погоды по Бодману; число дней с суровой погодой по Бодману; средние месячные значения индекса комфортности погоды (эффективной темпе-

ратуры); число дней с комфортной погодой; средние месячные значения парциальной плотности содержания кислорода в воздухе.

2.4. Международные архивы климатических данных

В настоящее время архивы климатических данных размещены на сайтах различных центров данных, научно-исследовательских институтов, государственных организаций и в большинстве своем имеют свободный доступ. Рассмотрим некоторые из международных архивов и виды информации, которые в них содержатся.

Мировой центр данных в Вашингтоне (Washington World Meteorological Centre)

Вашингтонский центр является одним из трех мировых центров данных в области метеорологии вместе с аналогичными в г. Обнинске (Россия) и г. Мельбурне (Австралия), хотя сейчас их стало больше и статус мировых также получили центры в Токио, Пекине, Экзетере и Монреале. В настоящее время климатическая информация находится в национальных центрах информации по окружающей среде (НЦИО) Администрации по океану и атмосфере США НОАА (NOAA's National Centres for Environmental Information (NCEI)). НЦИО является крупнейшим в мире поставщиком данных о погоде и климате (<https://cdiac.ess-dive.lbl.gov>) [8]. В центрах содержатся следующие основные виды информации:

- наземные наблюдения, включая температуру воздуха, точку росы, относительную влажность, осадки, скорость и направление ветра, видимость, атмосферное давление и типы погодных явлений, таких как град, туман и гром по станциям на каждом континенте;
- спутниковые данные по приходящей солнечной радиации, как с геостационарных, так и с орбитальных спутников для мониторинга и прогнозирования метеорологических и экологических событий;
- радарные данные для определения высоты, направления движения и скорости объектов как необработанные, так и обработанные;
- данные моделей прогнозов, приближенные к реальному времени и глобальных климатических моделей для прошлого, настоящего и будущего;

- данные радиозондов о характеристиках вертикального профиля атмосферы;
- морские метеорологические наблюдения о погоде и состоянии океана с судов в море, причальных и дрейфующих буев, с береговых станций, буровых установок и платформ;
- палеоклиматические данные о прошлом климате и окружающей среде за период до сотен миллионов лет, полученные из природных источников, таких как древесные кольца, ледяные керны, кораллы, океанические и озерные отложения;
- данные об опасных явлениях погоды, включая шторма, грозы, торнадо, тропические циклоны, метели, снежные и песчаные бури.

Практически вся климатическая информация сосредоточена в центре анализа информации об углекислом газе CDIAC. На странице сайта <https://cdiac.ess-dive.lbl.gov/climate/variables.html> доступна информация о следующих климатических переменных: температура, осадки, облачность, продолжительность солнечного сияния, высота снега, атмосферное давление, влажность воздуха, ветер у поверхности, типы погоды, климатические реконструкции (моделирование палеоклимата), климатические индексы. В табл. 2.3 приведены названия имеющихся климатических архивов по температуре воздуха, авторы архивов, пространственно-временное разрешение данных и период наблюдений.

Таблица 2.3

Архивы климатических данных по температуре воздуха в CDIAC

Название архива	Авторы	Тип данных и их разрешение	Период наблюдений
NASA GISS Surface Temperature (GISTEMP) Analysis	R.Ruedy et al.(formerly Hansen et al.)	Поверхностная, среднегодовая средняя глобальная, полушарная и широтная	1880–2014
Глобальные и полушарные температурные аномалии по инструментальным данным на суше и океане	P.D. Jones et al	Поверхностная, многолетние ряды среднегодовых и среднемесячных глобальных и полушарных средних	1850–2014
Временные ряды среднемесячных поверхностных температур воздуха	K.M. Luginna et al.	Поверхностная, временные ряды среднегодовой, сезонной, среднемесячной	1881–2005

Название архива	Авторы	Тип данных и их разрешение	Период наблюдений
осредненные по 30-градусным кругам широты		температуры для всей земли, полушария и кругов широты	
Глобальная сеть многолетних климатических данных (архив GHCN) версия Vs.1			С начала наблюдений по 1990 г.
Глобальная сеть многолетних климатических данных (архив GHCN) версия Vs.2 и Vs 3	R.S. Vose et al	Наземные наблюдения, среднемесячные данные	В зависимости от станции: с начала наблюдений по последний месяц
Компьютерный атлас глобальных данных климатических наблюдений (CDIAC DB-1003)	R.S. Bradley et al.	Карты месячных, сезонных и годовых поверхностных аномалий	Температура 1854–1991 на уровне 500 гПа
Радиозондовые температурные аномалии в тропосфере и нижней атмосфере для земли, полушарий и широтных зон	A.M. Sterin	Высотные данные среднегодовые и сезонные ряды по земле, полушариям и широтным зонам	1958–2005
Глобальные, полушарные и широтные отклонения температур по данным 63 станций сети радиозондов	J.K. Angell	Высотные данные среднегодовые и сезонные ряды по земле, полушариям и широтным зонам	1958–2010
Глобальные, полушарные и широтные отклонения температур по данным 54 станций сети радиозондов (подмножество из 63 при удалении 9 аномальных тропических станций)	J.K. Angell	Высотные данные среднегодовые и сезонные ряды по земле, полушариям и широтным зонам	1958–2010
NadAT: аномалии температуры радиозондов в узлах регулярной сетки по всей планете	P.W. Thorne и другие	Высотные данные среднегодовые, сезонные и месячные ряды глобального разрешения и в узлах гло-	1958 – по настоящий год

Название архива	Авторы	Тип данных и их разрешение	Период наблюдений
		бальной сетки 5° по широте и 10° по долготе	

Для климатических исследований наибольшее применение получил архив GHCN, который представляет собой интегрированную базу климатических наблюдений с многих тысяч наземных станций по всему миру. Пространственное распределение метеостанций этого архива приведено на рис. 2.9.

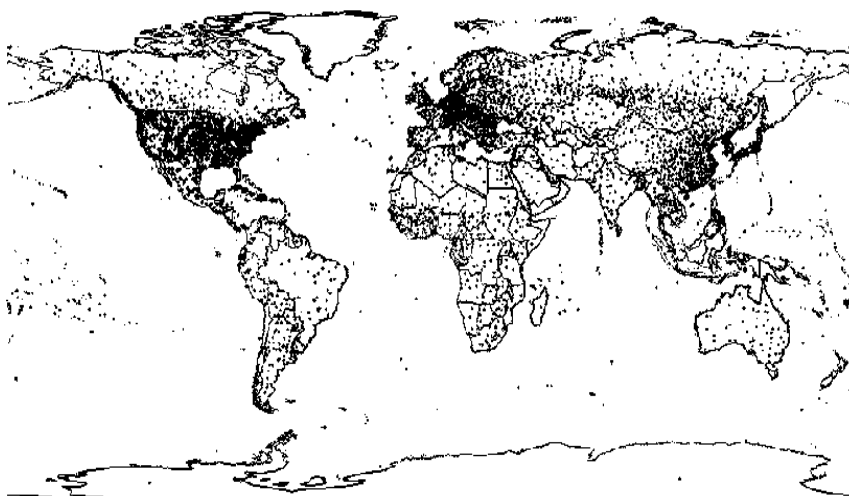


Рис. 2.9. Пространственное распределение метеостанций архива GHCN среднемесячных температур воздуха

В табл. 2.4 приведены имеющиеся CDIAC климатические архивы по всему земному шару.

Таблица 2.4

Архивы климатических данных по осадкам, находящиеся в CDIAC

Название архива	Авторы	Тип данных и их разрешение	Период наблюдений
Глобальная сеть многолетних климатических данных (GHCN) версии Vs.1	R.S. Vose et al.	Данные по станциям, месячного разрешения	Начало зависит от начала наблдений на станции – окончание 1990 г.
Глобальная сеть многолетних климатических данных (GHCN) версии Vs.2	R.S. Vose et al.	Данные по станциям, месячного разрешения	В зависимости от станции, некоторые данные по текущий месяц
Компьютерный атлас глобальных инструментальных климатических данных (CDIAC DB-1003)	R.S. Bradley et al.	Месячные, сезонные и годовые карты аномалий осадков	1851–1989

Пространственное распределение метеорологических станций архива осадков GHCN приведено на рис. 2.10.

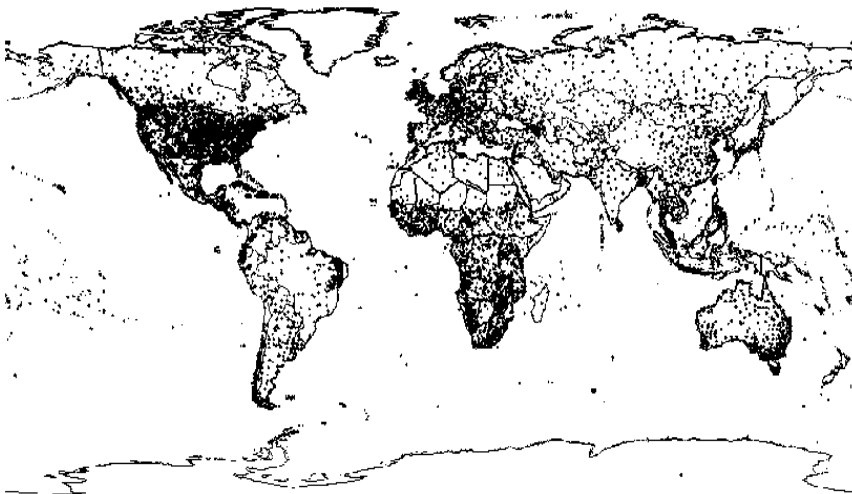


Рис. 2.10. Пространственное распределение метеостанций архива GHCN месячных сумм осадков

***Метеорологический институт Королевства Нидерланды
(The Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI))***

Метеорологический институт Королевства Нидерланды (KNMI) относится к голландской национальной метеорологической службе. Основными задачами KNMI являются прогнозирование и мониторинг погоды, климата, качества воздуха и сейсмической активности. KNMI также является национальным научно-исследовательским и информационным центром по метеорологии, климату, качеству воздуха и сейсмологии. На сайте KNMI (<http://climexp.knmi.nl/selectstation.cgi?someone>) содержатся следующие архивы климатических данных [9]:

- суточные данные средней, максимальной, минимальной температуры воздуха, осадков, атмосферного давления, высоты снега и облачности по станциям;

- суточные данные по климатическим индексам: ENSO (с 1981 г. по настоящее время); NAO, AO, PNA, AAO (с 1950 г.), индекс северо-западного тихоокеанского муссона (с 1974 г.), измеренная солнечная радиация (спутниковые данные с 1978 г.), числа Вольфа (с 1818 г.); скорость вращения Земли (с 1962 г.), индекс Гольфстрима (Флоридское течение с 1982 г.), температура по Центральной Англии (с 1772 г.);

- месячные данные средней, максимальной, минимальной температуры воздуха, осадков, атмосферного давления на уровне моря,

- месячные климатические индексы: ENSO (Эль-Ниньо – южное колебание с 1866 г.), NAO (Северо-Атлантическое колебание с 1821 г.), AO (Арктическое колебание с 1899 г.), AMO (Атлантическое десятилетнее колебание, с 1850 г.), взаимосвязанные индексы, PDO (тихоокеанское десятилетнее колебание, с 1990 г.); AAO (Атлантическое колебание, с 1979 г.), SAM (индекс Южной межгодовой моды, с 1957 г.), глобальная температура (разные ряды, с 1850 г.), температура нижнее тропосферы (с 1979 г.), средняя температура океана (с 1955 г.), уровень моря (реконструкции с 1880 и 1902 гг., наблюденные с 1993 г.), концентрация CO₂ (с 1958 г.), метана (с 1983 г.), глобального вулканического стратосферного аэрозоля (с 1850 г.), измеренная солнечная радиация (с 1978 г.), реконструкция среднегодовой солнечной постоянной (с 1610г.), числа Вольфа (с 1749 г.), поток солнечной радиации (с 1947 г.),

скорость вращения Земли (с 1962 г.), количество тропических циклонов (с 1851 г.), снежный покров (с 1966 г.), морские льды (с 1978 г.), восстановленные многолетние ряды по температуре, осадкам, ливням в разных странах;

- ежегодные климатические реконструкции ENSO (с 900 г.), NAO (с 1049 г.), PDO (с 993г.), АМО (с 500 г.), глобальные температуры (с 500 г.), уровень моря (с 1700 г.), CO₂ (с 1000 г.), солнечная постоянная (с 1610 г.), индекс засухливости (с 800 г.).

Для работы с данными на сайте имеются средства управления архивами (Climate Explorer), которые позволяют выбрать климатическую характеристику, регион и продолжительность рядов наблюдений (рис. 2.11).

Рис. 2.11. Редактор для выбора климатических данных из архивов KNMI

Немецкий центр Wetterzentrale (<http://www.wetterzentrale.de/>)

Данный сайт [10] содержит архив синоптической информации в виде карт погоды на разных барических поверхностях (500 и 850 гПа) за каждый из четырех сроков за день (0, 6, 12 и 18 часов) с 1979 г. над территорией Европы и Северной Атлантики (рис. 2.12)

Кроме того, на сайте имеется архив среднесуточных метеорологических данных по отдельным метеостанциям Германии и стран Бенилюкса, начиная с самых ранних наблюдений конца 18 – начала 19 веков, а также максимальной суточной температуры.

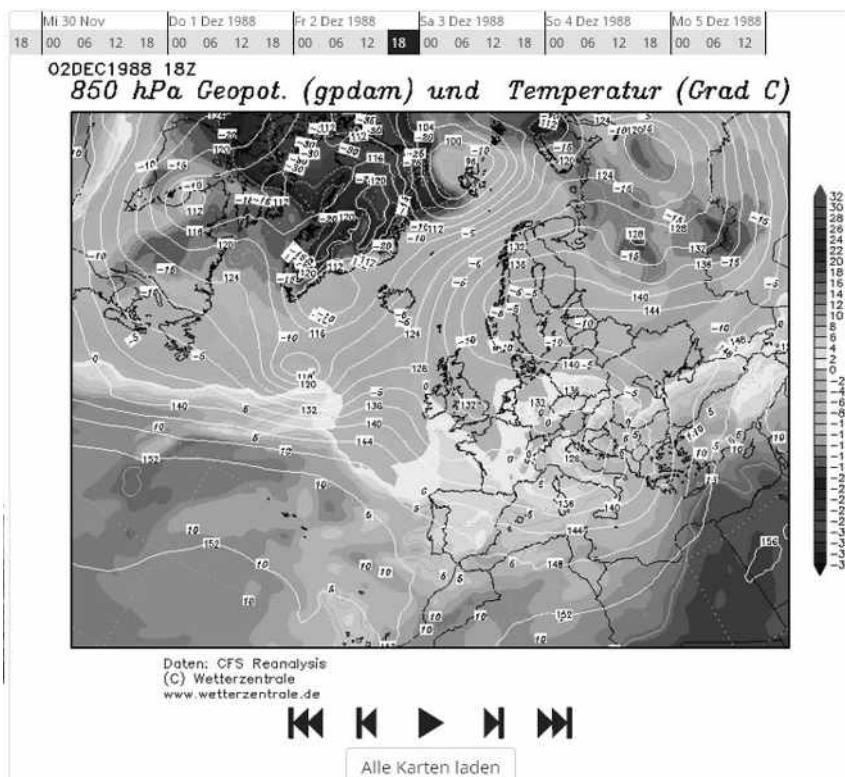


Рис. 2.12. Пример синоптической карты на 18 час. 2 декабря 1988 г. из архива Wetterzentrale

Сайт метеослужбы Великобритании (www.metoffice.gov.uk/climate)

На сайте [11] приведены многолетние ряды среднемесячных, максимальных и минимальных температур воздуха и сумм месячных осадков по отдельным метеостанциям Великобритании (рис. 2.13).

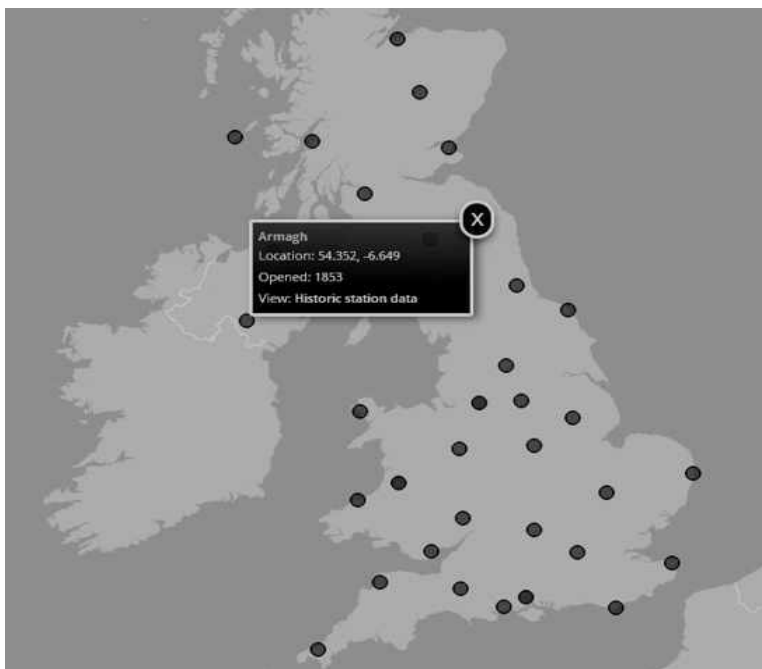


Рис. 2.13. Метеостанции с многолетними рядами климатических данных в архиве МетОфиса

Сайт Всемирной метеорологической организации (ВМО)

На сайте ВМО (<https://worldweather.wmo.int/en/home.html>) приведены многолетние климатические характеристики (минимальные и максимальные среднесуточные температуры воздуха и суммы осадков с количеством дней с осадками за каждый месяц года), осредненные за 30-летний период, рекомендованный ВМО (1961–90 гг.) [12]. Информация имеется по 2003 метеостанциям с разделением по странам и поставлена на сайт ВМО национальными метеорологическими службами 169 стран (рис. 2.14).

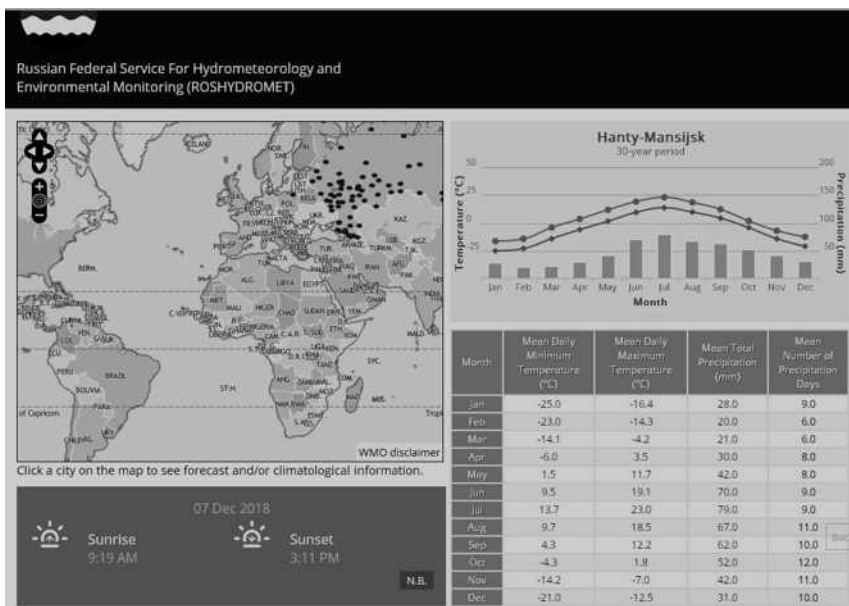


Рис. 2.14. Климатическая информация с сайта ВМО
 (пример для Ханты-Мансийска)

Сайт НОАА Лаборатории исследования Земли, отделение физических наук (NOAA ESRL, PSD)

Лаборатория исследования Земли была сформирована для широкого и всестороннего исследования и понимания всей сложной земной системы (www.esrl.noaa.gov/psd). Эта система включает множество физических, химических и биологических процессов, которые необходимо динамически интегрировать, чтобы лучше понять и предсказать их поведение в масштабах от локального до глобального и по временным циклам от нескольких минут до тысячелетий. На сайте лаборатории (www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/index.html) для климатических исследований доступны следующие архивы данных в узлах регулярной сетки [13]:

- CMAP Precipitation – месячные и пентадные суммы осадков архива реанализа NCEP с 1979 г. по настоящий момент;
- COBE-SST – среднемесячные данные температуры поверхности океана с 1891 г. в узлах регулярной сетки $1^\circ \times 1^\circ$ (www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/timeseries/timeseries.pl);

- COBE-SST2 Sea Surface Temperature - данные температуры поверхности океана с 1850 г. в узлах регулярной сетки $1^{\circ} \times 1^{\circ}$;
- CPC .25 $\times$.25 Daily US Unified Precipitation – суточные данные осадков высокого разрешения ($0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$) для территории США;
- CPC Soil Moisture – данные по влажности почвы месячной дискретности с 1948 г. в узлах регулярной сетки $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$;
- CRU Air Temperature and Combined Air Temperature/Marine Anomalies V4 – среднемесячные аномалии наблюдаемых температур воздуха с середины 1800х годов в узлах глобальной регулярной сетки $5^{\circ} \times 5^{\circ}$;
- Dai Palmer Drought Severity Index – месячные значения индекса засушливости Пальма с 1850 г. в узлах регулярной сетки $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$;
- Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) – суммы месячных осадков с 1901 г. разного разрешения от $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ до $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$;
- Kaplan SST – среднемесячные данные по аномалиям температуры поверхности океана с 1856 г. в узлах регулярной сетки $5^{\circ} \times 5^{\circ}$;
- NOAA Extended Reconstructed SST V5 – данные температуры поверхности океана с 1854 г. в узлах регулярной сетки $2^{\circ} \times 2^{\circ}$, пропуски данных восстановлены;
- U. of Delaware Precipitation and Air Temperature – среднемесячные данные по температуре и осадкам с 1901 г. в узлах регулярной сетки $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$;
- CPC Global Precipitation – суточные данные по осадкам с 1979 г. в узлах регулярной сетки $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$;
- CPC Global Temperature – суточные данные по температуре воздуха с 1979 г. в узлах регулярной сетки $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$.

Также на сайте представлены данные климатических проекций по суше и океану при различных будущих сценариях, которые можно задавать для получения пространственного распределения (рис. 2.15).

На этом же сайте можно получить многолетние ряды по метеорологическим станциям в арктическом регионе для разных климатических характеристик месячной дискретности и на разных изобарических высотах: температура воздуха, высота геопотенциала, зональный ветер, меридиональный ветер, влажность (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/arctic/>).

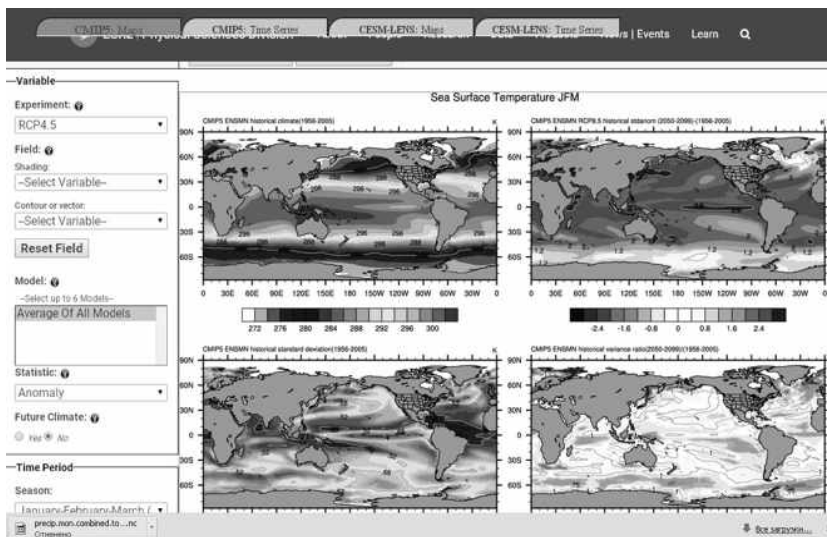


Рис. 2.15. Построение климатических проекций по моделям и сценариям для температуры поверхности океана на сайте лаборатории исследования Земли

Есть еще и ряд других сайтов с полезной информацией о погоде и климате:

- на сайте представлены исторические сведения о погоде и климате по 30743 метеостанциям России, стран СНГ, США и мира, начиная с января 1701 г. и заканчивая текущей датой (<http://www.pogodaiklimat.ru/history.php?id=ru&region=23>);
- космический снимок облачности над Европой в инфракрасном диапазоне, обновляемый каждые 15 минут <http://www.sat24.com/images.php?country=eu&sat=ir&type=large>;
- обновляемые космические снимки мониторинга грозовой активности по земному шару <http://webflash.ess.washington.edu>;
- текущая грозовая активность над Европой <http://cirrus.meteo.noa.gr/forecast/lightning.gif>;
- мониторинг тропических циклонов по земному шару и архив ураганов за каждый год с 1851 г. по океанам, включая число штормов и ураганов, название наиболее разрушительных из них, число жертв и нанесенный материальный ущерб <http://maps.wunderground.com/hurricane/hurrarchive.asp>;

- сайт лаборатории рентгеновской астрономии Солнца физическо-го института РАН (ФИАН), содержащий информацию о прошлой и текущей космической погоде (магнитные бури, вспышки, пятна) http://tesis.lebedev.ru/active_areas.html;
- архив фотографий и наблюдений за гало со всего мира <http://ice-halo.net/>;
- сайт британских антарктических исследований с различными наборами данных по Антарктике <https://www.bas.ac.uk/data/>;
- система обслуживания гидрометеорологической информацией CliWare оперативными и климатическими данными ВНИИГМИ-МЦД <http://cliware.meteo.ru/meteo/>.

Литература

1. Авиационно-климатический атлас-справочник СССР. Вып. 5 / под ред. З.М. Маховева. М.: Гидрометеиздат, 1969. 270 с.
2. Булыгина О.Н., Веселов В.М., Коришнова Н.Н., Разуваев В.Н. Научно-прикладной электронный справочник «Климат России» // Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 302–312.
3. Груза Г.В., Аристова Л.Н. Справочная информационно-поисковая система «Климат СССР» // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1976. Вып. 13. С. 177–187.
4. *Климат* Калуги / под ред. Ц.А. Швер, А.И. Неушкина. М.: Гидрометеиздат, 1989. 128 с.
5. Кобышева Н.В., Новлянская Г.Я. Климатическая обработка метеорологической информации. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 296 с.
6. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 1–4. Вып. 1–35. Часть 1–7. Л.: Гидрометеиздат, 1988.
7. Сайт ВНИИГМИ-МЦД <http://meteo.ru/institute/>
8. Сайт национальных центров информации по окружающей среде (НЦИО) Администрации по океану и атмосфере США НОАА <https://cdiac.ess-dive.lbl.gov>.
9. Сайт Королевский Нидерландский метеорологический институт (KNMI) <http://climexp.knmi.nl/selectstation.cgi?someone.a>.
10. Сайт немецкого центра Wetterzentrale <http://www.wetterzentrale.de/>.
11. Сайт метеослужбы Великобритании www.metoffice.gov.uk/climate.
12. Сайт ВМО <https://worldweather.wmo.int/en/home.html>.
13. Сайт НОАА Лаборатории исследования Земли, отделение физических наук (NOAA ESRL, PSD) www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/index.html
14. Справочник по климату СССР. Вып. 1–33. Ч. 1–5. Л.: Гидрометеиздат, 1967.
15. Шаймарданов М.З., Разуваев В.Н., Булыгина О.Н., Коришнова Н.Н., Мартуганов Р. А. Национальный банк данных России по атмосферным осадкам // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2000. Вып 167. С. 33–40.

Лекция 3. Общие сведения из математической статистики и регрессионного анализа

Климатологическая обработка рядов наблюдений осуществляется статистическими методами в следующей последовательности:

- применение статистических критериев для оценки однородности эмпирических функций распределений и стационарности основных параметров временных рядов климатических характеристик;
- применение регрессионного анализа для восстановления пропусков наблюдений и приведения непродолжительных рядов к многолетнему периоду;
- применение аналитических распределений вероятностей для аппроксимации эмпирических распределений и расчета параметров и квантилей этих распределений.

Поэтому, для того чтобы понимать, зачем и как пользоваться этими статистическими «инструментами», необходимо знать или вспомнить необходимые базовые сведения из статистического оценивания и регрессионного анализа.

3.1. Основные сведения из теории вероятностей и математической статистики

Математическая статистика – это раздел математики, разрабатывающий методы регистрации, описания и анализа данных наблюдений и экспериментов с целью построения вероятностных моделей массовых случайных явлений. Другими словами, математическая статистика – это область науки, имеющая дело со сбором, анализом и интерпретацией данных. По определению известного математика, основателя статистического последовательного анализа, Абрахама Вальда (Wald 1902–1950): “Статистика – это совокупность методов, которые дают нам возможность принимать оптимальные решения в условиях неопределенности”. Фактически условия неопределенности имеют место всегда, и поэтому математическая статистика является наиболее «жизненной» и востребованной наукой.

В зависимости от математической природы конкретных результатов наблюдений математическая статистика делится на статистику чисел, многомерный статистический анализ, анализ функций (процессов) и временных рядов, статистику объектов нечисловой природы.

Выделяют описательную статистику, теорию оценивания и теорию проверки гипотез. Описательная статистика включает в себя совокупность эмпирических методов, используемых для визуализации и интерпретации данных (расчет выборочных характеристик, таблицы, диаграммы, графики и т. д.), как правило, не требующих предположений о вероятностной природе данных. Методы оценивания и проверки гипотез опираются на вероятностные модели происхождения данных. Эти модели делятся на параметрические и непараметрические. В параметрических моделях предполагается, что характеристики изучаемых объектов описываются посредством распределений, зависящих от (одного или нескольких) числовых параметров. Непараметрические модели не связаны со спецификацией параметрического семейства для распределения изучаемых характеристик.

Теоретической базой математической статистики является теория вероятностей, которая изучает математические законы распределения случайных событий. Но, если в теории вероятностей обычно распределение задано тем или иным образом, и требуется найти вероятности, числовые характеристики (например, математическое ожидание, дисперсию и т. п.), построить графики функции и плотности распределения, то в задачах математической статистики, напротив, известны выборочные данные, собранные по результатам какого-то эксперимента или наблюдения, по которым следует определить закон распределения, наиболее подходящий в данном случае, достоверную с некоторой долей вероятности информацию о том, какими могут быть математическое ожидание или среднеквадратическое отклонение (СКО) или другие характеристики. Основная особенность математической статистики состоит в том, что все ее выводы основываются на данных наблюдений, которые не являются точными и содержат случайные ошибки за счет погрешностей измерительных приборов, человеческого фактора, неоднородности данных, их недостаточности и т. п. По-

этому по имеющимся выборочным данным следует принимать оптимальное решение.

В настоящей лекции будут рассмотрены следующие основополагающие понятия теории вероятностей и математической статистики:

- статистическая вероятность;
- основные теоремы вероятности;
- генеральная совокупность и выборка;
- нормальное распределение и другие распределения вероятностей;
- параметры распределений и их оценка;
- нуль-гипотеза и альтернативная гипотеза;
- риски 1-го и 2-го рода, уровень значимости;
- мощность критериев;
- три основных распределения выборочных статистик (распределение Стьюдента, хи-квадрат распределение, F -распределение).

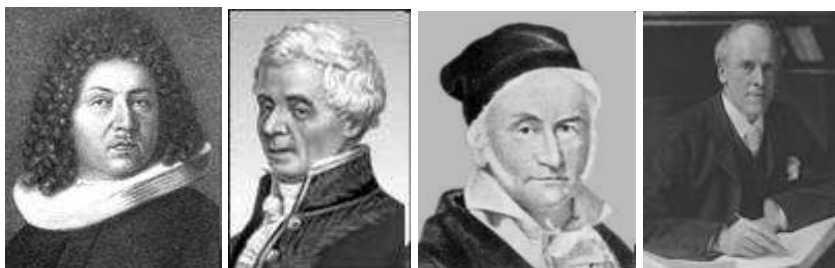
Знание и понимание этих основных положений математической статистики позволит понять и применяемые методы обработки климатической информации и получить правильные результаты. В противном случае может быть справедливо юмористическое выражение Б. Дизраэли (1804–1881): “Имеется три рода лжи: ложь, наглая ложь и математическая статистика”

История создания теории вероятностей

В настоящее время теория вероятностей является теоретической основой математической статистики. Но так было не всегда. Долгое время теория вероятностей считалась чисто опытной наукой и «не совсем математикой», а её строгое обоснование было разработано только в 1929 году. В наши дни теория вероятностей занимает одно из первых мест в прикладных науках по широте своей области применения, и «нет почти ни одной естественной науки, в которой так или иначе не применялись бы вероятностные методы» [1].

Начало создания теории вероятностей относится ко второй половине XVII века, когда были сформулированы основные понятия и разработаны методы для случайных величин с конечным числом значений. Стимулом для развития вначале служили пре-

имущественно проблемы, возникающие в азартных играх, однако область применения теории вероятностей почти сразу начинает расширяться, включая в себя прикладные задачи демографической статистики, страхового дела и теории приближённых вычислений. На этом этапе важный вклад в идеи новой науки внесли Паскаль (рис. 3.1) и Ферма. Гюйгенс ввёл два фундаментальных понятия: числовая мера вероятности события, а также понятие математического ожидания случайной величины. В XVIII веке появились монографии с систематическим изложением теории вероятностей. Первой из них стала книга Якоба Бернулли «Искусство предположений» (1713 год). Идеи Бернулли были развиты в начале XIX века Лапласом, Гауссом, Пуассоном. Применение вероятностных методов в прикладной статистике значительно расширилось. Понятие вероятности стало определено и для непрерывных случайных величин, благодаря чему появилась возможность применения методов математического анализа. Появляются первые попытки применения теории вероятностей в физике. К концу XIX века появляются статистическая физика, строгая теория ошибок измерения, вероятностные методы проникают в самые различные прикладные науки. В XX веке в физике была создана теория микромира, а в биологии — теория наследственности, обе они существенно основаны на вероятностных методах. Карл Пирсон разработал алгоритмы математической статистики, широко и повсеместно применяемые для анализа прикладных измерений, проверки гипотез и принятия решений. А.Н. Колмогоров дал классическую аксиоматику теории вероятностей. Из других новых областей применений теории вероятностей необходимо упомянуть теорию информации и теорию случайных процессов.



Я.Бернулли
(1654–1705)

П.С.Лаплас
(1749–1828)

К.Ф.Гаусс
(1777–1855)

Карл Пирсон
(1857–1936)

Рис. 3.1. Основоположники теории вероятностей

Статистическая вероятность и случайность

Первое классическое определение вероятности случайного события как отношения числа равновероятных исходов, связанных с этим событием, к общему числу исходов предложено Якобом Бернулли в 1703 году. Он также изложил правила подсчёта вероятности для сложных событий и дал первый вариант ключевого «закона больших чисел», разъясняющего, почему частота события в серии испытаний не меняется хаотично, а в некотором смысле стремится к своему предельному теоретическому значению, то есть вероятности.

Исторически основой понятия вероятности служило известное соотношение [1]:

$$P(\text{вероятность}) = \text{число благоприятных случаев} / \text{число возможных случаев} \quad (3.1)$$

Вероятность P (probability) изменяется в пределах $0 \leq P \leq 1$ или $0\% \leq P \leq 100\%$. При этом невозможный результат имеет вероятность 0, а достоверный – 1 или 100%.

Вероятность выпадения любой грани геометрически идеальной однородной игральной кости равна $1/6$, потому что любая из шести граней имеет равные шансы. Все шесть граней симметричной игральной кости считаются равновероятными, хотя они, естественно, никогда не бывают одинаковыми, хотя бы потому, что на гранях стоят различные числа.

Определение вероятности по Бернулли и Лапласу имеет смысл только тогда, когда все возможные случаи равновероятны,

статистически симметричны. При этом физическая симметрия имеет своим следствием и статистическую симметрию. В данном случае речь идет об априорной (до опытной) вероятности, которая называется математической вероятностью.

Если же симметрия полностью не соблюдается, например, для игральной кости, то здесь для определения вероятности может помочь только эксперимент с большим числом бросаний кости. В этом случае говорят об апостериорной (после опытной) вероятности, или о статистической вероятности. Различие между математической и статистической вероятностью заключается лишь в способе определения самого значения вероятности: или задается или определяется из опыта.

Аксиоматическое определение вероятности было дано А.Н. Колмогоровым в 1933 г., который понятие вероятности построил на теории множеств, теории меры и на функциональном анализе и тем самым создал теоретический аналог эмпирической относительной частоты. А.Н. Колмогоров также подчеркивал, что *вероятность* – математическое понятие, мера случайного, о которой можно говорить только в отношении одного класса случайных явлений – того, в котором наблюдаются *устойчивые частоты*, что "такого рода явления естественно назвать вероятностно-случайными. Иногда их называют *стохастическими*". Связующим звеном между абстрактной мерой и вероятностью, выражающей степень возможности наступления события, является частота его наблюдения. Поэтому в эмпирической или статистической интерпретации вероятностью является асимптотическое приближение для частоты. Частота же определяется как число событий, попавших в рассматриваемый интервал по отношению к общему числу событий. При бесконечно большом наборе данных и бесконечно малом интервале частота будет стремиться к вероятности. Вместе с тем, философские споры о том, что такое вероятность и в чём причина её устойчивости, продолжают.

Еще одно важное свойство в теории вероятности – это случайность. Понятие случайности относится к событиям или величинам, которые рассматриваются в теории вероятностей. *Случайной* называют величину, которая в результате испытания примет одно и только одно возможное значение, наперед не известное и

зависящее от случайных причин, которые заранее не могут быть учтены. Первыми материальными системами, к которым применялась теория вероятностей, были газы. В них движения молекул были относительно независимы и равноправны, и потому хаотические состояния таких систем являлись идеальным воплощением случайности.

Понятие случайности в естествознании, истории, философии и других сферах деятельности человека различаются. Так, первоначально в естествознании господствовал детерминизм, а неоднозначность и неопределенность рассматривались как неполное выражение знаний об исследуемых объектах. П. Гольбах писал: “Ничего в природе не может произойти случайно; все следует определенным законам; эти законы являются лишь необходимой связью определенных следствий с их причинами... Говорить о случайном сцеплении атомов либо приписывать некоторые следствия случайности — значит говорить о неведении законов, по которым тела действуют, встречаются, соединяются либо разъединяются”. Приоритету детерминизма над случайностью посвящена и известная цитата Альберта Эйнштейна “Бог не играет в кости” (1926 г.), хотя весь последующий прогресс квантовой механики доказал, что методы теории вероятности крайне продуктивны в условиях множественности причин. По определению Анри Пуанкаре (1854–1912) известного физика и философа естествознания, случайность – это когда причин много, каждая из них незначительна, и они действуют независимо друг от друга, иными словами случайность – множественность причин примерно с равными влияниями. О случайности можно также привести и юмористическое высказывание известного американского политического деятеля Бенджамина Франклина (1706–1790): “В этой жизни нет ничего определенного, за исключением смерти и налогов”.

Основные теоремы теории вероятностей

К основным теоремам теории вероятностей относятся: теорема сложения вероятностей, теорема умножения вероятностей и теорема Байеса.

Теорема сложения вероятностей состоит в следующем: “Вероятность того, что из нескольких попарно взаимоисключающих

событий наступит хотя бы одно, равна сумме вероятности событий”. В связи с тем, что вероятность выпадения любой из граней игральной кости равна $1/6$, то вероятность выпадения таких двух взаимоисключающих граней как 3 или 4 равна $1/6 + 1/6 = 1/3$.

Другой пример можно рассмотреть из области метеорологии и определить совместную вероятность того, что воздушная масса, принесшая зимой тепло, пришла с юга или запада. Для этой цели следует эмпирически рассчитать повторяемость направлений ветра зимой по четырем основным румбам (север, юг, восток, запад) за многолетний период. Очевидно, что повторяемость разных направлений ветра зимой не обязательно будет одинаковой как в случае с игральной костью, т. к. симметрия и случайность движения воздушных масс для рассматриваемой точки поверхности могут и не выполняться. Пусть, например, за 100 лет наблюдений получено, что повторяемость ветра северного направления зимой равна 40%, восточного – 20%, южного – 15% и западного – 25%. Принимая, что повторяемость за такой достаточно большой интервал времени равна вероятности, получим, что вероятность появления теплой воздушной массы (она бывает зимой или с юга или с запада) равна $P = P_1 (\text{юг}) + P_2 (\text{запад}) = 15\% + 25\% = 40\%$.

Вторая основная теорема теории вероятностей – это теорема умножения вероятностей: “Вероятность взаимонезависимых событий равна произведению их вероятностей”. В соответствии с теоремой вероятность выпадения подряд трех шестерок на игральной кости равна $1/6 * 1/6 * 1/6 = 1/216 = 0,005$ или 0,5%, что является очень малой величиной. В примере о теплых воздушных массах зимой можно оценить вероятность того, что две зимы подряд будут приходить теплые воздушные массы с юга. Вероятность прихода южной воздушной массы зимой равна 0,15, а в течение двух зим подряд $0,15 \times 0,15 = 0,0225$ или всего 2% случаев или так может быть всего 2 года подряд из 100 лет наблюдений.

Еще одной известной теоремой теории вероятностей является теорема Байеса, которая позволяет определить вероятность того, что событие A наступит при условии, что событие E уже наступило. Эта теорема связывает априорную (доопытную) и апостериорную (послеопытную) вероятности. Пусть две машины производят детали, и первая из них производит всего 10% всех деталей, а вто-

рая – 90%. Но первая машина является более качественной и дает всего 1% брака, а вторая – 5% брака. Требуется определить какова вероятность того, что полученное на выходе бракованное изделие изготовлено первой машиной. Общая формула теоремы Байеса имеет следующий вид:

$$P(A_i | E) = \frac{P(A_i) \cdot P(E | A_i)}{P(A_1) \cdot P(E | A_1) + \dots + P(A_n) \cdot P(E | A_n)}, \quad (3.2)$$

где: E – бракованное изделие; A_1 – изделие, изготовленное 1-ой машиной; A_2 – изделие, изготовленное второй машиной и т.д.; $P(A_1)$ – вероятность изготовления изделия первой машиной (10%), $P(E|A_1)$ – вероятность брака для первой машины, $P(A_1|E)$ – вероятность того, что полученное бракованное изделие изготовлено первой машиной.

При условии всего двух машин и при подстановке в (3.2) исходных данных, получим, что вероятность того, что бракованное изделие изготовлено первой машиной будет: $P(A_1|E) = 0,10 \cdot 0,01 / (0,10 \cdot 0,01 + 0,90 \cdot 0,05) = 0,022$ или 2,2%, т. е. очень маленькая. Соответственно, вероятность того, что бракованное изделие изготовлено второй машиной будет $P(A_2|E) = 100\% - 2,2\% = 97,8\%$.

Применительно к задаче с воздушными массами теорему Байеса можно интерпретировать следующим образом. Например, необходимо определить с наибольшей вероятностью, откуда пришла теплая воздушная $P(A_i|E)$, если из анализа синоптических ситуаций за 100 лет в этот день известно, что:

- 60% воздушных масс в этот день приходит с севера ($P(A_1) = 0,6$), а вероятность того, что теплая воздушная масса пришла с севера составляет 0% ($P(E|A_1) = 0$);
- 25% воздушных масс в этот день приходит с запада ($P(A_2) = 0,25$), а вероятность того, что теплая воздушная масса пришла с запада составляет 25% ($P(E|A_2) = 0,25$);
- 15% воздушных масс в этот день приходит с юга ($P(A_3) = 0,15$), а вероятность того, что теплая воздушная масса пришла с юга составляет 75% ($P(E|A_3) = 0,75$).

Тогда по формуле (3.2) можно определить вероятность теплой воздушной масс от каждого из трех направлений. Вероятность прихода теплой воздушной массы с севера равна $P(A1|E) = 0,60 \cdot 0,0 / (0,6 \cdot 0,0 + 0,25 \cdot 0,25 + 0,15 \cdot 0,75) = 0\%$. Вероятность прихода теплой воздушной массы с запада равна $P(A2|E) = 0,25 \cdot 0,25 / (0,6 \cdot 0,0 + 0,25 \cdot 0,25 + 0,15 \cdot 0,75) = 35,7\%$. Вероятность прихода теплой воздушной массы с юга равна $P(A3|E) = 0,15 \cdot 0,75 / (0,6 \cdot 0,0 + 0,25 \cdot 0,25 + 0,15 \cdot 0,75) = 64,3\%$. Поэтому наиболее вероятно, что теплая воздушная масса в этот день пришла с юга, в 2 раза менее вероятно, что с запада и совсем невероятно, что с севера.

Генеральная совокупность и выборка

Каждый случайный эксперимент или случайное массовое явление может быть представлено урновой моделью, т. е. вместо бросания монеты или кости можно вынимать шар из урны, в которой содержатся два (для монеты), шесть (для кости), 52 (для колоды карт) или большее число шаров с номерами. При этом подписанные номера на шарах – это признаки или значения, а появление какого-либо значения из урны – это событие. Задача математической статистики состоит в том, чтобы на основании одной или нескольких выборок сделать вывод обо всем содержимом урны, т. е. о генеральной совокупности. В случае колоды карт число шаров в урне будет равно 52, и генеральная совокупность состоит из 52-х значений. Если содержимое урны хорошо перемешать, то каждый шар получит равный шанс быть вынутым. Несколько вынутых шаров формируют выборку, которая может иметь объем или размер от 1 до 51, ее события носят случайный характер, и сама выборка является случайной (random sample). Совокупность возможных выборок образует пространство выборок.

Таким образом, генеральная (исходная) совокупность – это все элементы теоретического или реально существующего набора предметов, или других единиц, из которого осуществляются статистические выборки. Например, генеральная совокупность людей – это все население Земли. Выборка – это некоторая подгруппа наблюдений, состоящая из элементов исходной совокупности,

например, 1000 человек случайным образом отобранных в разных точках планеты.

Выборка называется случайной, если в ней каждый отдельный элемент и каждая комбинация элементов имеет одинаковый шанс быть отобранными. При конечной генеральной совокупности независимость достигается тогда, когда после каждого испытания вынутый элемент возвращается в генеральную совокупность, которая затем перемешивается. Такая схема называется урновой моделью с возвратом. Число выборок в модели можно рассматривать как бесконечное, что является одним из важнейших условий математической статистики. Если при конечной генеральной совокупности элемент не возвращается после испытания, то соотношение в оставшейся части непрерывно изменяется, и такая модель называется урновой моделью без возврата. Каждое наблюдение в этом случае зависит от результатов предыдущих испытаний. Такая вероятностная модель описывается цепями Маркова (А.А. Марков, 1856–1922), и каждое наблюдение в ней зависит от одного или ограниченного числа непосредственно предшествующих наблюдений. Эти случайные последовательности, в которых случайные переменные не являются независимые во времени, образуют важный класс стохастических процессов, которые широко применяются в естествознании, демографии, медицине, электронных системах, в теории массового обслуживания (теории очередей). Многолетние временные ряды климатических характеристик также принадлежат к классу стохастических процессов.

Еще одна особенность математической статистики: все величины, полученные на основе генеральной совокупности (относительная частота, среднее значение, среднее квадратическое отклонении СКО и другие) называются параметрами и обозначаются греческими буквами, а все аналогичные величины, рассчитанные по выборке, называются оценками и обозначаются латинскими буквами. Так, среднее значение и СКО генеральной совокупности обозначаются соответственно μ и σ , а определенные по выборке: $x_{\text{ср}}$ и s .

Для того чтобы по выборке можно было судить о генеральной совокупности, выборка должна быть максимально близкой к генеральной совокупности или репрезентативной, представительной.

При такой выборке каждый элемент генеральной совокупности должен иметь равную вероятность быть представленным в выборке. Согласно закону больших чисел, различие между выборкой и генеральной совокупностью уменьшается с увеличением объема выборки. При определенном объеме выборки это различие становится столь малым, что дальнейшее увеличение объема выборки становится неоправданным.

Чтобы выборка была репрезентативной, она должна быть получена случайным образом из генеральной совокупности. Простым вариантом получения действительно случайной выборки является лотерея. Другой наиболее распространенный в математике способ – с помощью таблиц случайных чисел, в которой представлен такой набор цифр, что вероятность любой цифра от 0 до 9 одна и та же. В настоящее время широкое применение имеют компьютерные датчики случайных чисел.

Дифференциальная и накопленная частота (вероятность)

Построение диаграмм дифференциальных и накопленных частот рассмотрим на примере многолетнего ряда средней температуры воздуха в июле месяце в 21 час в г. Санкт-Петербурге. За каждый год средняя температура июля в 21 час была получена путем осреднения срочных значений температур в 21 час в течение 31 дня: с 1 по 31 июля. За многолетний период сформирован временной ряд продолжительностью N лет, в котором температуры изменяются в пределах от 5°C до 27°C . Весь диапазон изменения температуры можно разбить на одинаковые интервалы, длина каждого из которых составляет 2°C . Поэтому границы интервалов будут следующими: $5-7^{\circ}\text{C}$, $7-9^{\circ}\text{C}$, ..., $25-27^{\circ}\text{C}$, и всего будет получено 11 интервалов ($s = 11$). Затем определяют число значений температур из ряда наблюдений, попадающих в каждый k -ый интервал (n_k) и вычисляют относительные частоты или относительное число значений в каждом k -ом интервале по формуле:

$$v_k = n_k / N, \quad (3.3)$$

где: v_k – частота попадания температуры в k -ый интервал (в долях от 1), $k = 1, s$.

Рассчитанные таким образом значения частот для всех градаций можно представить в виде ступенчатой кривой графически, откладывая по оси абсцисс интервалы, а по оси ординат – частоты. Такой график называется гистограммой (рис. 3.2). Значения частот можно выразить как в долях единицы, так и процентах. Если середины интервалов частот соединить ломаной линией, то мы получим дифференциальное распределение вероятностей, которое тем ближе к истинному распределению, чем больше число интервалов и чем меньше диапазон каждого интервала. Если интервалы достаточно узкие, то относительную частоту можно характеризовать площадью под кривой распределения. Можно утверждать и обратное: кривая, целиком находящаяся в положительной области, площадь которой равна единице, представляет собой кривую распределения или кривую плотности вероятности.

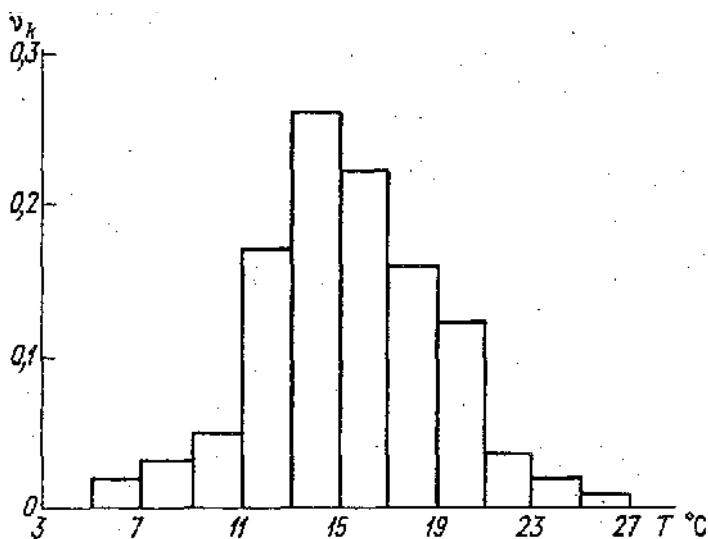


Рис. 3.2. Гистограмма распределения температур воздуха июля в 21 час в г. Санкт-Петербурге

Зная значения частот для различных интервалов, можно определить эмпирическую функцию распределения или накопленную

частоту. Получить такую накопленную частоту или кривую кумулятивной частоты (кумуляту) можно последовательным суммированием частот, начиная с частоты наименьшего интервала (в данном случае 5–7°C).

Накопленная частота F рассчитывается по следующей формуле:

$$F(x_i < x < x_{i+1}) = \sum_{k=1}^s v_k, \quad (3.4)$$

где: x – случайная переменная (в данном случае температура воздуха), ранжированная по возрастанию.

График $F(x)$ представляет собой возрастающую ступенчатую кривую, как показано на рис. 3.3.

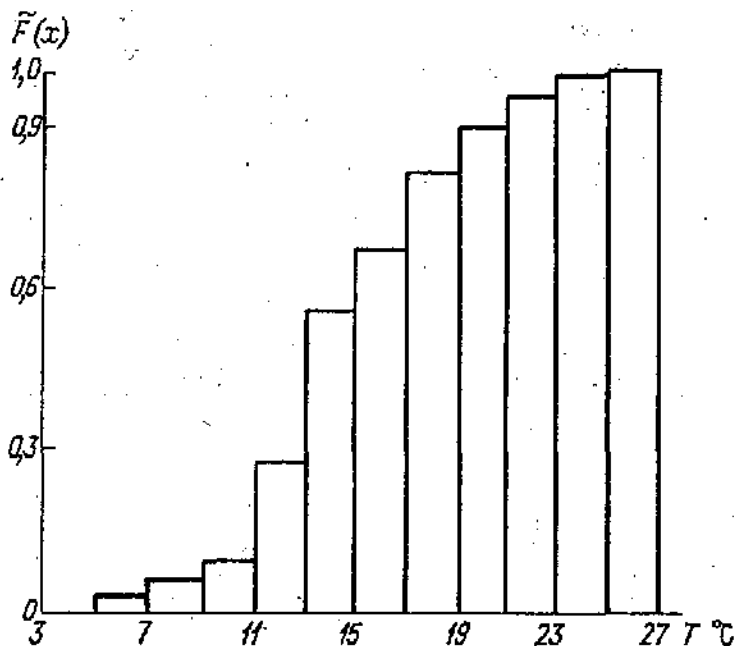


Рис. 3.3. Распределение накопленных частот температур воздуха июля в 21 час в г. Санкт-Петербурге

Распределение накопленных частот может быть построено как по возрастанию, так и по убыванию случайной величины. Кроме того, эмпирическое распределение можно построить не по частотным интервалам, а прямо по ранжированным значениям в соответствии с рассчитанной эмпирической вероятностью или обеспеченностью, если рассматривается ранжирование по убыванию. В этом случае эмпирические вероятности ранжированных величин рассчитываются по следующей формуле:

$$P_m = \frac{m}{n+1}, \quad (3.5)$$

где: P_m – вероятность m -ой случайной величины (x), ранжированной по убыванию ($x_{i+1} < x < x_i$), $m = 1, n$ – порядковый номер случайной величины в последовательности, ранжированной по убыванию.

Пример такого эмпирического распределения, построенного на основании формулы (3.5) приведен на рис. 3.4 для относительной (деленной на среднее многолетнее значение) температуры июля в г. Тихвине. Эмпирические обеспеченности P в данном случае представлены в процентах (%).

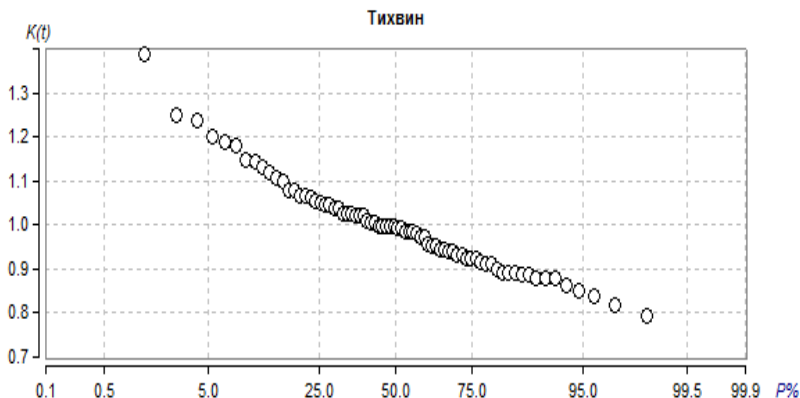


Рис. 3.4. Эмпирическое распределение относительных среднемесячных температур воздуха июля ($K(t)$) в г. Тихвине

В литературе по математической статистике можно встретить и другие формулы расчета эмпирической обеспеченности, например:

$$P_m = 1 - \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \quad (3.6)$$

Однако эти формулы относятся не математическому ожиданию распределения порядковых статистик, как формула (3.5), а к другим показателям центра распределения (медиана, мода) и поэтому оценки эмпирической обеспеченности, рассчитанные по этим формулам, могут быть смещенными.

Нормальное распределение и другие аналитические распределения

Во многих случаях, если на основании наблюдений некоторого непрерывного признака строится распределение частот, то оно представляет собой симметричную колоколообразную (нормальную) кривую [1]. Особенно часто подобную форму имеют результаты повторных одинаковых измерений, например, длины спички или объема головы ребенка. Так Кетле (1796–1974) обнаружил, что рост солдат-ровесников подчиняется нормальному распределению. По его мнению, причиной такого распределения являются ошибки, которые делает природа при воспроизведении среднего человека. Подобные результаты формируют так называемый закон ошибок или нормальное распределение. Типичную нормальную кривую дает выражение:

$$Y = ae^{-bx^2}, \quad (3.7)$$

где: $a, b > 0$ – параметры уравнения (3.7), x – случайная величина, Y – плотность распределения или дифференциальная вероятность.

Нормальное распределение или распределение Гаусса является наиболее распространенным во многих областях науки, т. к. оно вытекает из центральной предельной теоремы теории вероятно-

стей: “Если результат наблюдения является суммой многих случайных слабо взаимозависимых величин, каждая из которых вносит малый вклад относительно общей суммы, то при увеличении числа слагаемых распределение централизованного и нормированного результата стремится к нормальному”.

Нормальное распределение предложено Муавром (1667–1754), но было подробно исследовано Гауссом и поэтому носит его имя. Это распределение обладает рядом благоприятных математико-статистических свойств, что позволяет его рассматривать как краеугольный камень математической статистики. Поэтому нормальное распределение следует рассмотреть более подробно. Математическое выражение дифференциальной вероятностной кривой нормального распределения ($f(x)$) имеет следующий вид:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp - \frac{1}{2} \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right)^2, \quad (3.8)$$

где: x – случайная величина, изменяющаяся от $-\infty$ до $+\infty$; μ – математическое ожидание, изменяющееся от $-\infty$ до $+\infty$; σ – среднее квадратическое отклонение (СКО), $\sigma > 0$.

В соответствии с (3.8), нормальное распределение имеет всего два параметра: параметр, характеризующий центр распределения – μ и разброс относительно центра, характеризуемый параметром σ . Обычно греческими буквами обозначаются параметры генеральной совокупности (в данном случае μ и σ), а латинскими обозначаются параметры, рассчитываемые по выборке, которыми в данном случае будут x_{cp} и s .

На рис. 3.5 приведены плотности вероятности или дифференциальные нормальные распределения при разных значениях параметров μ и σ . При математическом ожидании $\mu = 0$ представлены три варианта распределений при разных $\sigma = 0,2, 1,0$ и $5,0$, из рассмотрения которых следует, что, чем больше среднее квадратическое отклонение, тем больше разброс случайной величины и тем меньше вероятность центра распределения, т. е. увеличивается размах и уменьшается амплитуда. Если же изменяется математическое ожидание, в данном случае с 0 до -2 , то все распределение

смещается влево. Таким образом, нормальное распределение полностью определяется всего двумя параметрами, причем среднее или математическое ожидание определяет положение распределения относительно оси x , а стандартное отклонение определяет форму кривой: чем оно больше, тем кривая более пологая.

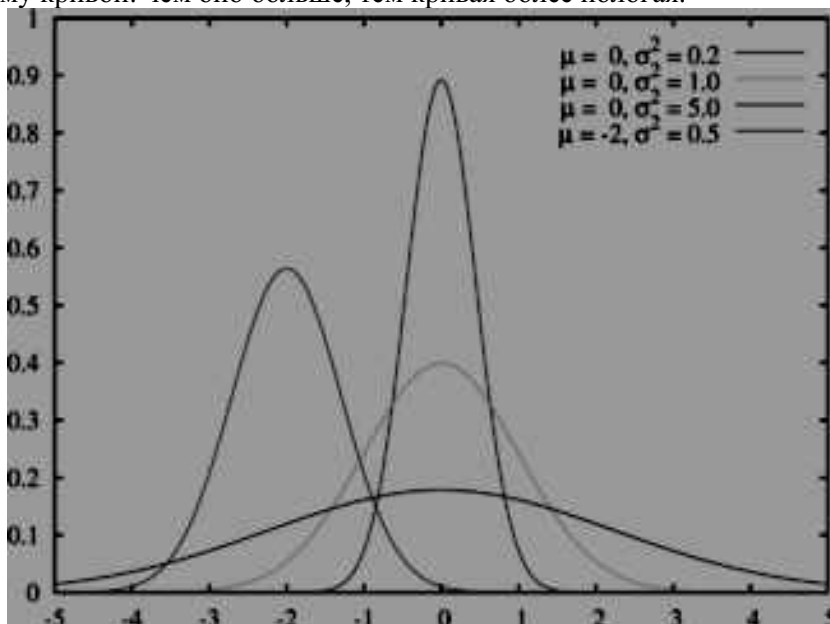


Рис. 3.5. Плотности вероятности нормального распределения при различных значениях параметров μ и σ

Есть и другие важные свойства нормального распределения:

- кривая симметрична относительно среднего значения $x = \mu$ и ординаты равноудаленные от центра распределения имеют одинаковую плотность вероятности;
- для случая стандартизированного нормального распределения ($\mu = 0$ и $\sigma = 1$) максимум ординаты кривой равен примерно 0,4, а при x стремящихся к пределам ($-\infty$ или $+\infty$), плотность вероятности стремится к нулю, т. е. события становятся практически невозможными;

- для нормального распределения справедливо правило трех сигм (рис. 3.6), в соответствии с которым для больших объемов выборок 68,27% всех наблюдений лежит на расстоянии 1σ по обе стороны от центра распределения, 95,45% – на расстоянии 2σ , и 99,73% – на расстоянии 3σ , а 50% всех наблюдений находится на расстоянии 0,67% от центра.

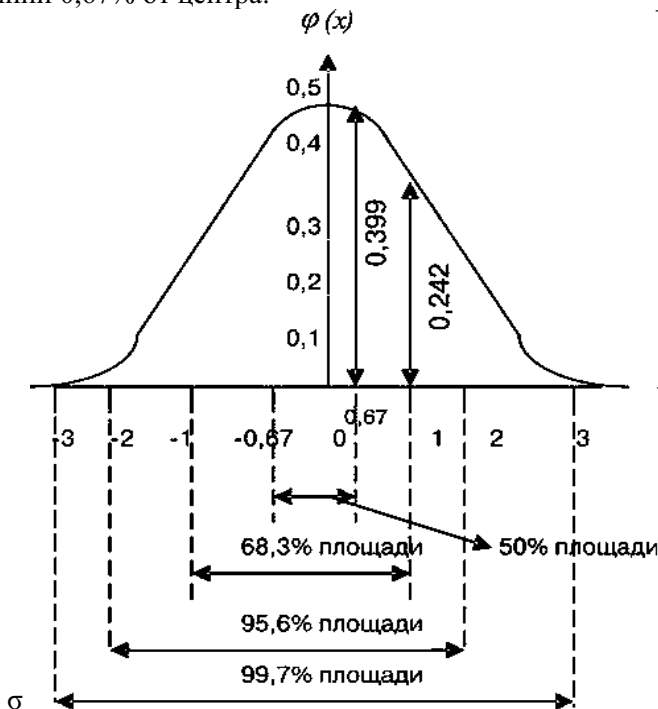


Рис. 3.6. Графическая интерпретация правила трех сигм для нормального распределения

Интегральная форма нормального распределения или распределение накопленной вероятности имеет следующую запись:

$$F(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-(x-\mu)^2 / 2\sigma^2} dt \quad (3.9)$$

Интегральные нормальные функции или функции нормального распределения вероятности при тех же разных параметрах μ и σ (рис. 3.5), приведены на рис. 3.7.

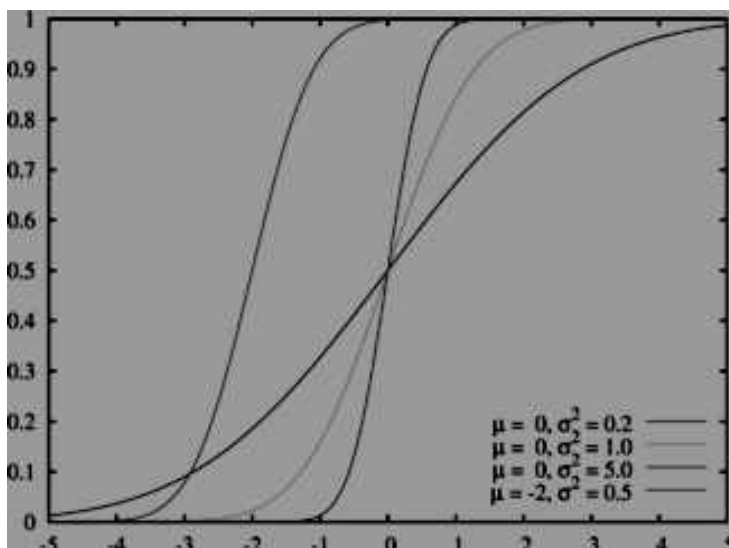


Рис. 3.7. Функции распределения вероятности нормального распределения при различных значениях параметров μ и σ

Сокращенно нормальное распределение записывают как $N(\mu, \sigma)$, а стандартизированное или стандартное распределение – $N(0, 1)$. Ординаты стандартизированного нормального распределения $z = (x - \mu) / \sigma$ (при $\mu = 0$ и $\sigma = 1$) приведены, например, в «Практикуме по климатологии. Часть 1». Для каждого значения z по таблице можно найти вероятность того, что случайная переменная Z примет значение, большее, чем z . Вероятность под всей кривой стандартного распределения равна 1 и отсюда в формуле (3.7) получают значения параметров $a = 1 / \sqrt{2\pi}$, $b = 1/2$.

Нормальное распределение подходит для объектов, находящихся в одинаковых условиях, что может выполняться часто, но далеко не всегда. Например, в гидрометеорологии эмпирические распределения практически никогда не являются нормальными,

т. к. несимметричны и часто содержат аномальные экстремумы. Поэтому помимо нормального распределения были разработаны и другие аналитические виды. Среди наиболее распространенных из них следующие.

Простейшим из непрерывных распределений является равномерное распределение случайной величины, принимающей значения, принадлежащие интервалу $[a, b]$, и характеризующееся тем, что плотность вероятности на этом интервале постоянна (рис. 3.8).

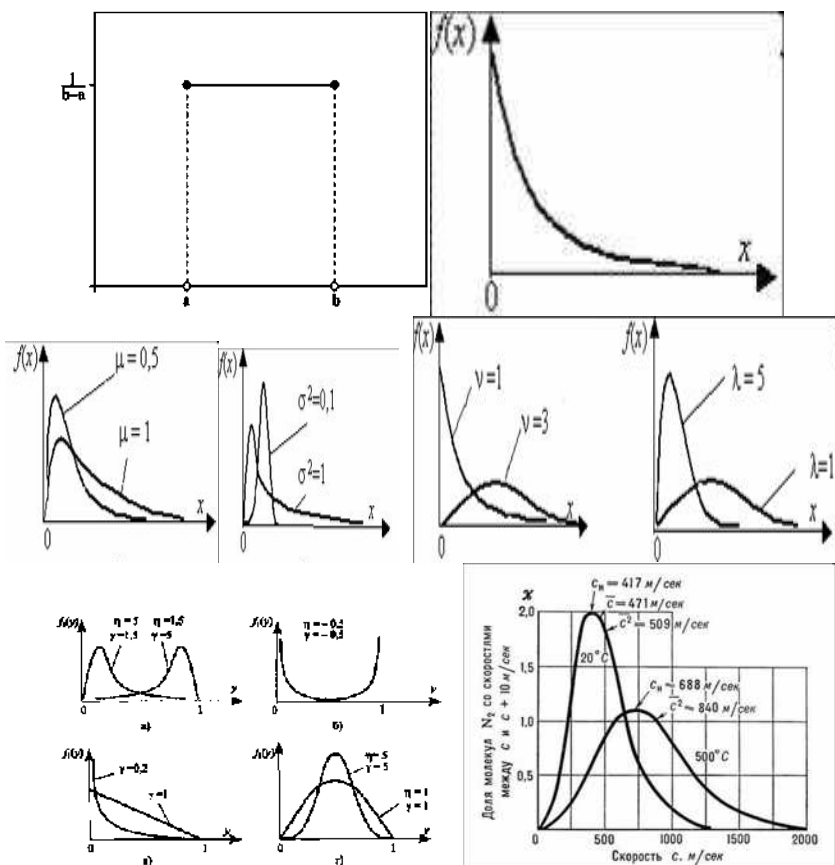


Рис. 3.8. Примеры функций распределения вероятностей (слева направо и сверху вниз): равномерное, экспоненциальное, логнормальное, гамма-распределение, бета-распределение (а) – г)) и распределение Максвелла

С помощью равномерного распределения моделируются многие реальные процессы. Самый распространенный пример равномерного распределения – это график движения общественного транспорта. Например, если автобус ходит с интервалом в 10 минут, и вы в случайный момент времени подошли к остановке, то какова вероятность того, что автобус подойдет в течение 1 минуты? Очевидно, что $1/10$ и вероятность того, что придется ждать 5 мин – тоже $1/10$ и то, что более 9 минут – такая же. Поэтому повторяемость событий в таком распределении одна и та же и равна $1/(a-b)$. Среди климатических характеристик равномерное распределение может в некоторых случаях соответствовать распределению направления ветра по румбам или распределению скорости ветра по градациям. Оно будет справедливо при одинаковой частоте событий в каждой градации.

Еще одним из простых и распространенных распределений является экспоненциальное распределение (рис. 3.8). Оно может быть получено из непрерывного равномерного распределения методом обратного преобразования. Плотность экспоненциального распределения имеет вид:

$$f(x) = 0 \quad \text{при } x \leq 0 \quad \text{и} \quad f(x) = \lambda e^{-\lambda x} \quad \text{при } x > 0, \quad (3.10)$$

где $\lambda > 0$ – положительная постоянная, называемая параметром экспоненциального распределения.

В соответствии с (3.10), распределение сосредоточено на положительной полуоси, и его случайная величина принимает только положительные значения. Среднее значение распределения равно $\mu = 1/\lambda$ и дисперсия $\sigma^2 = 1/\lambda^2$. Экспоненциальное распределение играет важную роль в задачах телекоммуникации, так как позволяет моделировать интервалы времени между наступлением событий. Наиболее наглядным является пример с магазином, в который время от времени заходят покупатели. При определённых допущениях время между появлениями двух последовательных покупателей будет случайной величиной с экспоненциальным распределением. Среднее время ожидания нового покупателя равно $1/\lambda$, а сам

параметр λ тогда может быть интерпретирован как среднее число новых покупателей за единицу времени.

Широкое распространение получило и логарифмически нормальное распределение, которое формируется из нормального распределения путем функционального преобразования случайной величины: $x = e^y$, где x – случайная величина логнормального распределения, y – случайная величина нормального распределения. Поэтому, если случайная величина имеет логнормальное распределение, то ее логарифм имеет нормальное распределение. Случайная величина x при этом является непрерывной и принимает только положительные значения. Иначе логнормальное распределение называют усеченным нормальным распределением по нулевому значению. Графики плотности вероятности логнормального распределения при различных значениях μ и дисперсия σ^2 приведены на рис. 3.8.

В отличие от симметричного нормального распределения, логнормальное распределение не является симметричным и имеет скошенность или асимметрию, что связано с наличием нулевого предельного значения. Логнормальное распределение удовлетворительно описывает распределение частот частиц по их размерам при случайном дроблении, например, размеров градин в граде. В климатологии скошенность распределений среднемесячных температур воздуха может иметь место из-за предела тепла или холода. Так, например, распределение температур января в г. Якутске несимметрично в связи с наличием предела самых низких температур (ниже практически некуда), тогда как относительно теплые температуры могут быть различными отдельными затоками тепла, что создает длинный правый «хвост» частотного распределения.

Наибольшее распространение в гидрометеорологии получило гамма-распределение или распределение Пирсона III типа. По определению гамма распределение – это двухпараметрическое семейство абсолютно непрерывных распределений, приведенное на рис. 3.8, где v – параметр формы, λ – параметр масштаба. Коэффициент скошенности (асимметрии или сдвига) в нем жестко связан со стандартным отклонением (коэффициент асимметрии равен удвоенному коэффициенту вариации $C_s = 2C_v$), но часто использу-

ют и трехпараметрическое представление этого распределения. Плотность трехпараметрического гамма-распределения имеет вид:

$$f(x, a, b, c) = \frac{1}{\Gamma(a)} (x - c)^{a-1} b^{-a} \exp\left[-\frac{x - c}{b}\right], \quad x \geq c,$$

$$f(x, a, b, c) = 0, \quad x < c, \quad (3.11)$$

где: a – параметр формы, b – параметр масштаба, и c – параметр сдвига, $a > 0$, $b > 0$.

Множитель $1/\Gamma(a)$ является нормировочным, он введен, чтобы:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f(x, a, b, c) dx = 1, \quad (3.12)$$

здесь $\Gamma(a)$ – гамма-функция:

$$\Gamma(a) = \int_0^{+\infty} x^{a-1} e^{-x} dx \quad (3.13)$$

Частным случаем гамма-распределений при $a = 1$ являются экспоненциальные распределения (с $\lambda = 1/b$). При натуральном a и $c = 0$ гамма-распределения называются распределениями Эрланга. Если случайная величина X имеет гамма-распределение с параметром формы a таким, что $d = 2a$ – целое число, $b = 1$ и $c = 0$, то $2X$ имеет распределение хи-квадрат с d степенями свободы. Случайная величина X с гамма-распределением имеет следующие характеристики: математическое ожидание $M(X) = ab + c$, дисперсию $D(X) = \sigma^2 = ab^2$, асимметрию равную $2/\sqrt{a}$. Нормальное распределение также предельный случай гамма-распределения.

Из наиболее сложных видов аналитических распределений, учитывающих не только центр распределения, разброс относи-

тельно центра, асимметрию, но также и пределы изменения случайной величины в каком-либо интервале является бета-распределение (рис. 3.8). Бета-распределение на самом деле больше соответствует природе климатических характеристик, которые должны иметь пределы в существующих на планете квазиоднородных условиях. Так, минимальная зарегистрированная температура на Земле — $-89,2^{\circ}\text{C}$ на антарктической станции “Восток”, и это является практическим нижним пределом, притом для зимних специфических условий изолированного холодного континента. Максимальная же температура на Земле, зарегистрированная в тени, составляет $+58^{\circ}\text{C}$.

Плотность бета-распределения выражается формулой:

$$f(x, \alpha, \beta, A, B) = \frac{1}{B - A} \frac{\Gamma(\alpha + \beta)}{\Gamma(\alpha)\Gamma(\beta)} \left(\frac{x - A}{B - A}\right)^{\alpha-1} \left(\frac{B - x}{B - A}\right)^{\beta-1}, \quad (3.14)$$

где: $\alpha > 0$ – коэффициент формы, $\beta > 0$ – коэффициент масштаба, A, B – пределы изменения случайной величины x .

Бета-распределение не нашло широкого применения в гидрометеорологии и климатологии из-за того, что для надежного вычисления всех четырех параметров требуются ряды продолжительностью многие сотни лет, которые отсутствуют.

Все рассмотренные распределения являются аналитическими, т. к. получены теоретически с помощью математических выкладок вне привязанности к конкретному объекту исследований. Известным примером физического распределения является распределение молекул по скоростям Джеймса Максвелла, полученное в 1860 г. при помощи статистической механики. Оно лежит в основании кинетической теории газов, которая объясняет многие фундаментальные свойства газов, включая давление и диффузию. Распределение Максвелла также применимо для электронных процессов переноса и других явлений и к множеству свойств индивидуальных молекул в газе.

В распределении рассматривается общее число n молекул, находящихся в состоянии беспорядочного теплового движения при определенной температуре. После каждого акта столкновения

между молекулами, их скорости меняются случайным образом. В результате невообразимо большого числа столкновений устанавливается стационарное равновесное состояние, когда число молекул в заданном интервале скоростей сохраняется постоянным. Найдем в этих условиях, каково число частиц dn из общего числа n имеет скорость в интервале от v до $v + \Delta v$. Плотность распределения Максвелла имеет вид:

$$f(v) = \frac{dn}{ndv} = \frac{4}{\sqrt{\pi}} \left(\frac{m}{2kT} \right)^{3/2} v^2 e^{-\frac{mv^2}{2kT}}, \quad (3.15)$$

где: m – масса, характеризующая вид газа; T – температура как параметр состояния.

Как следует из (3.15), в этом распределении статистические показатели связаны с физическими характеристиками. В показателе степени e стоит отношение кинетической энергии, соответствующей данной скорости v (mv^2), к средней энергии теплового движения молекул ($2kT$). При этом давление P и объем газа V на распределение молекул не влияют. Поэтому распределение Максвелла характеризует распределение молекул по значениям кинетической энергии, то есть показывает, какова вероятность при данной температуре иметь именно такое значение кинетической энергии.

Известный математик Карл Пирсон (1857–1936) объединил большинство известных аналитических распределений, представленных первыми четырьмя моментами, в виде семейства распределений общего вида (табл. 3.1):

$$\frac{dp(x)}{dx} = \frac{x - a}{b_0 + b_1x + b_2x^2} (p(x)) \quad , \quad (3.16)$$

где: a, b_0, b_1, b_2 – параметры.

Таблица 3.1

Основные виды семейства распределений Пирсона

Тип	Плотность распределения	Название
1	$p(x) = k(1 + \frac{x}{a_1})^{m_1}(1 - \frac{x}{a_2})^{m_2}, -a_1 \leq x \leq a_2, m_1 > -1, m_2 > -1$	бета-распределение 1-ого рода
2	$p(x) = k(1 - \frac{x^2}{a^2})^m, -a \leq x \leq a, m \geq -1$	равномерное распределение
3	$p(x) = k(1 + \frac{x}{a})^{\mu a} e^{-\mu x}, -a \leq x \leq \infty, \mu > 0, a > 0$	гамма-распределение и хи-квадрат распределение
4	$p(x) = k(1 + \frac{x^2}{a^2})^{-m} e^{-\mu \arctg(\frac{x}{a})}, -\infty \leq x \leq \infty, a > 0, \mu > 0$	
5	$p(x) = kx^{-q} e^{-\frac{a}{x}}, 0 \leq x < \infty, a > 0, q > 1$	сводится преобразованиями к типу III
6	$I_{v_1 v_2}(x) = \frac{1}{B(\frac{v_1}{2}, \frac{v_2}{2})} (\frac{v_1}{v_2})^{\frac{v_1}{2} - 1} x(1 + \frac{v_1}{v_2} x)^{-\frac{v_1 + v_2}{2}}, x > 0$	бета-распределение 2-го рода и Фишера-Снедекора распределение (F-распределение)
7	$p(x) = k(1 + \frac{x^2}{a^2})^{-m}, -\infty < x < \infty, m > \frac{1}{2}$	t-распределение Стьюдента
8	$p(x) = k(1 + \frac{x}{a})^{-m}, -a \leq x \leq 0, 0 \leq m \leq 1$	
9	$p(x) = k(1 + \frac{x}{a})^m, -a \leq x \leq 0, m > -1$	
10	$p(x) = k e^{-\frac{x-m}{\sigma}}, m \leq x < \infty, \sigma > 0$	показательное (экспоненциальное) распределение
11	$p(x) = kx^{-m}, b \leq x < \infty, m > 0$	распределение Парето
12	$p(x) = (\frac{1 + \frac{x}{a_1}}{1 - \frac{x}{a_2}})^m, -a_1 \leq x \leq a_2, m > 1$	

Семейство распределений Пирсона и близкое к нему семейство Джонсона уже многие десятилетия используются в задачах аппроксимации эмпирических распределений, расчета и оценки вероятностных характеристик. Спектр его применений достаточно широк: в задачах анализа изображений, в моделировании радиоло-

кационных сигналов, в оценке рисков, в страховом деле, в регрессионном анализе, в оценке надежности, а также во многих других прикладных задачах теории вероятностей и математической статистики. Существуют также работы и по модификации семейств распределений. Семейства распределений Пирсона и Джонсона сравнимы по своим аппроксимирующим возможностям.

Параметры распределений и их оценка

Параметры распределения – это величины, полностью описывающие какое-либо распределение и входящие в функцию распределения в явном виде. Так, например, нормальное распределение полностью описывают два параметра: среднее значение и дисперсия, распределение Пирсона III типа – три параметра: среднее значение, дисперсия, асимметрия. Значения параметров могут быть определены из теоретических соображений или оценены по выборке, что и осуществляется на практике. По данным наблюдений рассчитываются не точные значения параметров, а приближенные, выборочные. Поэтому говорят, что осуществляется оценка параметров.

Параметры распределения по степени сложности вида распределения делятся на параметры центра распределения, параметр разброса данных относительно центра распределения, параметр скошенности (несимметричности распределения) и параметр плосковершинности распределения.

К параметрам центра распределения относятся: среднее значение, мода и медиана (рис. 3.9 слева). Среднее значение вычисляется как среднее арифметическое по ряду наблюдений. Модой распределения называется наиболее вероятное значение случайной величины: точка максимума плотности распределения. Медиана (по латыни «середина») – это такое число выборки, что ровно половина из элементов выборки больше него, а другая половина меньше него. В общем случае медиану можно найти, упорядочив элементы выборки по возрастанию или убыванию и взяв средний элемент.

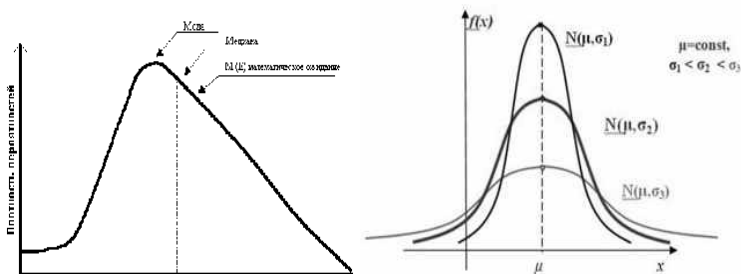


Рис. 3.9. Параметры центра распределения (слева) и отклонения от центра (справа)

В симметричном, например, нормальном распределении, все три параметра центра распределения совпадают. Если же распределение несимметрично, как показано на рис. 3.9, то длинный правый «хвост» распределения определяет, что по горизонтальной оси вначале имеет место мода, затем медиана и уже после них – среднее значение. В таких случаях явно асимметричных распределений медиана является более обоснованным показателем центра распределения, чем среднее значение. Наглядным примером может служить распределение доходов населения, когда незначительная часть работающих имеет очень высокие доходы, что искусственно завышает и средний доход для всех остальных. Медиана же дает более правдоподобную картину и не зависит от экстремальных значений в выборке как среднее арифметическое. Часто при статистических обобщениях используется и модальное значение, которое соответствует наиболее часто встречающейся величине в выборке.

Параметр, который характеризует теоретически ожидаемое отклонение случайной величины от ее математического ожидания, называется дисперсией, а квадратный корень из дисперсии – средним квадратическим отклонением (СКО). Как уже отмечалось для нормального распределения, чем больше СКО, тем больше разброс случайной величины и тем меньше вероятность центра распределения (рис. 3.9 справа). Часто требуется сравнивать дисперсии выборок с разными средними, для чего вводится понятие нормированного СКО – коэффициента вариации (C_v), который равен СКО, деленное на среднее значение.

Два других параметра асимметрия и эксцесс характеризуют возможные отклонения от симметричного (нормального) распределения двух видов. В первом случае одна из спадающих ветвей распределения удлинена и распределение скошено или асимметрично. Если удлинена левая ветвь, то говорят об отрицательной или левосторонней асимметрии. Если же удлинена правая ветвь, то асимметрия является положительной и правосторонней (рис. 3.10 слева). Или, иначе: если основная часть распределения в левой стороне, то асимметрию называют положительной и наоборот. По-другому, асимметрия характеризует различие «хвостов» распределения и положительна при более тяжелом правом хвосте и отрицательна при более тяжелом левом хвосте. Для симметричных распределений асимметрия равна нулю.

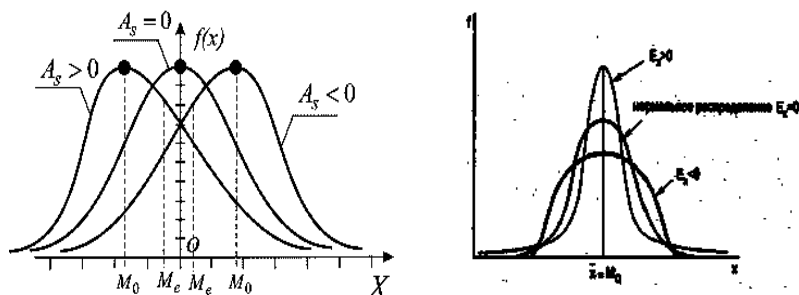


Рис. 3.10. Параметры асимметрии (слева) и эксцесса (справа)

Второй вид отклонения от симметрии связан с тем, что максимум плотности вероятности расположен выше или ниже, чем у нормального распределения. Если максимум выше и кривая острее, то, эксцесс положительный, при отрицательном эксцессе максимум ниже и распределение более плоское, чем нормальное (рис. 3.10 справа). При эксцессе, равном -2 , распределение распадается на два. Можно считать также, что эксцесс характеризует тяжесть хвостов распределения: положительные значения эксцесса соответствуют распределениям с более тяжелыми хвостами, чем у нормального распределения.

Оценки параметров распределения, как и любые получаемые по выборке статистики, должны удовлетворять следующим четырем условиям.

- 1) Оценки параметров должны быть несмещенными (unbiased), т. е. при очень большом числе испытаний среднее значение оценок должно стремиться к истинному значению генеральной совокупности. Если этого нет, то оценка смещена и смещение (bias) может быть обусловлено ошибками измерений и другими причинами. Такие ошибки называются систематическими и приводят к завышению или занижению оценки.
- 2) Оценки должны быть состоятельными или согласованными, т. е. с ростом объема выборки они должны стремиться к соответствующему параметру генеральной совокупности.
- 3) Оценки должны быть эффективными (efficient), т. е. для выборок равного объема они должны иметь минимальное рассеяние и дисперсию.
- 4) Оценки должны быть достаточными (sufficient), т. е. не должна возникать необходимость в дополнительной информации об оцениваемом параметре и статистика должна содержать всю основную возможную информацию.

Три из этих условий (состоятельность, эффективность, достаточность) были введены Р.А. Фишером в 1925 г.

Для оценки параметров по выборочным данным разработаны многочисленные методы и среди них особое значение имеет метод максимального правдоподобия, предложенный Р. Фишером в 1912 г. Это универсальный метод оптимального оценивания неизвестных параметров, применяемый в случаях, когда вид функции распределения известен. В этом методе оценки неизвестных параметров равны значениям, при которых полученная выборка имеет максимальную вероятность появления, т. е. в качестве оценок отыскиваются значения, максимизирующие функцию максимального правдоподобия для параметров, в предположении, что эти параметры существуют. Этот метод построения точечных оценок параметров находится в тесной связи с методом наименьших квадратов. Оценки, полученные методом максимального правдоподобия, являются состоятельными, асимптотически эффективными, но их несмещенность требует проверки.

Так, например, для нормального закона распределения функция максимального (наибольшего) правдоподобия для выборки объемом n имеет следующий вид:

$$L(\mu, \sigma) = \frac{1}{(\sigma\sqrt{2\pi})^n} \exp\left[-\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \mu)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (3.17)$$

Логарифм функции правдоподобия будет равен:

$$\ln L(\mu, \sigma) = -n \ln(\sqrt{2\pi}) - n \ln \sigma - \left[\sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2 / 2\sigma^2 \right] \quad (3.18)$$

и тогда система уравнений для нахождения оценок параметров будет следующая:

$$\begin{aligned} \partial \ln L(\mu, \sigma) / \partial \mu &= \left[\sum_{i=1}^n (x_i - \mu) / \sigma^2 \right] = 0; \\ \partial \ln L(\mu, \sigma) / \partial \sigma &= -n / \sigma + \left[\sum_{i=1}^n (x_i - \mu) / \sigma^3 \right] = 0; \end{aligned} \quad (3.19)$$

а сами оценки будут равны:

$$\mu = \sum_{i=1}^n x_i / n, \quad (3.20)$$

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2 / n \quad (3.21)$$

Вместе с тем, проверка смещенности параметров показывает, что дисперсия, вычисленная по (3.21), является смещенной и следует учитывать соответствующую поправку, в результате чего формула для расчета несмещенной оценки дисперсии будет иметь вид:

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2 / n - 1 \quad (3.22)$$

Вторым по точности и наиболее распространенным в практике методом оценки выборочных параметров распределения вероятностей является метод моментов, предложенный К. Пирсоном в 1894 г. Идея метода заключается в замене параметров генеральной совокупности их выборочными аналогами. При этом составляется столько уравнений, сколько неизвестных параметров требуется оценить и выбираются те моменты, которые выражаются через неизвестные параметры.

Моментом распределения (M) называется средняя арифметическая из отклонений значений признака x от величины a в степени k . Порядок момента определяется величиной степени k . Моменты бывают условные (эмпирические), начальные и центральные, а также смешанные.

Эмпирический момент k -го порядка определяется по формуле:

$$M_k = \frac{\sum (x-a)^k f}{\sum f}, \quad (3.23)$$

где f – весовой коэффициент и при равных весовых коэффициентах $f=1$ сумма $\sum f=n$ – объему выборки.

Если $a = 0$, то момент называется начальным и определяется по формуле:

$$M_k = \frac{\sum x^k f}{\sum f}, \quad (3.24)$$

а при $a = x_{cp}$ (среднее значение) момент называется центральным и вычисляется как:

$$M_k = \frac{\sum (x - x_{cp})^k f}{\sum f} \quad (3.25)$$

Методом моментов оценки четырех основных параметров распределения: среднее значение (x_{cp}), дисперсия (s^2), коэффициент асимметрии (C_s) и коэффициент эксцесса (B), соответствующую

щие первым четырем моментам распределения, определяются по формулам для выборки объема n :

$$x_{cp} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} , \quad (3.26)$$

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_{cp})^2}{n - 1} , \quad (3.27)$$

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_{cp})^3}{ns^3} , \quad (3.28)$$

$$B = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_{cp})^4}{ns^4} \quad (3.29)$$

Помимо этих основных параметров распределения на их основе вычисляется и ряд других, например, коэффициент вариации C_v :

$$C_v = s / x_{cp} , \quad (3.30)$$

среднее квадратическое отклонение (СКО):

$$s = \sqrt{s^2} , \quad (3.31)$$

Формулы (3.27)–(3.29) можно выразить также и через модульные коэффициенты $K_i = x_i/x_{cp}$ и, например, для коэффициента асимметрии C_s формула будет иметь вид:

$$C_s = \left[n \sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3 \right] / \left[C_v^3 (n - 1)(n - 2) \right] \quad (3.31^*)$$

Примером смешенного момента является коэффициент корреляции между двумя переменными или автокорреляции между смежными членами ряда ($r(1)$) при сдвиге ряда на 1, который определяется по формуле:

$$r(1) = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (x_i - x_{cp1})(x_{i+1} - x_{cp2})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-1} (x_i - x_{cp1})^2 \sum_{i=1}^{n-1} (x_{i+1} - x_{cp2})^2}} \quad , \quad (3.32)$$

где: x_{cp1} – среднее, рассчитанное по ряду x_1 до x_{n-1} , а x_{cp2} – среднее по ряду, сдвинутому на 1 от x_2 до x_n .

Еще одним методом расчета параметров распределения является метод квантилей. Сущность метода схожа с методом моментов: выбирается столько квантилей распределения, сколько требуется оценить параметров. При этом неизвестные теоретические квантили, выраженные через параметры распределения, приравниваются к эмпирическим квантилям. Решение полученной системы уравнений дает искомые оценки параметров. Метод квантилей позволяет получить асимптотически нормальные оценки, однако они несут в себе некоторый субъективизм, связанный с относительно произвольным выбором квантилей. Эффективность оценок не выше метода моментов. Определение оценок может приводить к необходимости численного решения достаточно сложных систем уравнений.

Оценки, вычисленные на основе различных методов, различаются. Универсального ответа на вопрос, какой из рассмотренных методов лучше или следует ли положиться на данный метод при решении любой задачи, нет. Значение оценки в каждом конкретном случае (для разных выборок) отличается от истинного значения параметра на неизвестную величину, иначе говоря, существует некоторая доля неопределенности в знании действительного значения параметра. Качество оценок можно определить косвенно путем проверки согласованности эмпирических данных и теоретического закона распределения.

Основная особенность оценки параметров любым методом состоит в том, что они вычисляются с погрешностями и находятся внутри интервала, в котором с заданной степенью достоверности будет заключено истинное или генеральное значение оцениваемого параметра. Такая *интервальная оценка* характеризуется двумя числами – концами интервала, внутри которого предположительно находится истинное значение параметра. Иначе говоря, вместо отдельной точки для оцениваемого параметра можно установить интервал значений, одна из точек которого является своего рода "лучшей" оценкой. Интервальные оценки являются более полными и надежными по сравнению с точечными, они применяются как для больших, так и для малых выборок. Совокупность методов определения промежутка, в котором лежит значение параметра Par , получила название методов интервального оценивания.

Наиболее известным является метод Неймана по определению доверительных интервалов, основанных на случайной погрешности конкретного параметра (рис. 3.11).

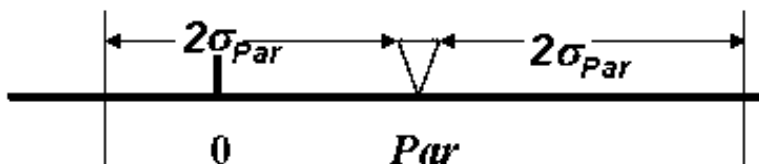


Рис. 3.11. Интервальная оценка параметров

Случайная стандартная или выборочная (за счет ограниченного объема выборки) погрешность для каждого параметра определяется по своей формуле. Для среднего значения, СКО, коэффициента асимметрии и автокорреляции имеют место следующие приближенные формулы определения стандартной случайной погрешности:

$$\sigma_{X_{CP}} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad , \quad (3.33)$$

$$\sigma_{\sigma} = \frac{\sigma}{\sqrt{2n-1}} \quad , \quad (3.34)$$

$$\sigma_{C_s} \approx \sqrt{6/n} \quad , \quad (3.35)$$

$$\sigma_{r(1)} \approx \frac{1-r(1)^2}{\sqrt{n}} \quad , \quad (3.36)$$

Как правило, доверительный интервал относительно вычисленного выборочного параметра включает удвоенную стандартную погрешность или иначе его называют 2х-сигмовым (2σ-вым) доверительным интервалом или 95%-ным доверительным интервалом, т. к. по правилу трех сигм для нормального распределения 2х-сигмовый интервал включает примерно 95% площади всего распределения. Тогда с вероятностью 95% следует, что истинное значение рассматриваемого параметра (*Par*) лежит внутри следующего доверительного интервала:

$$Par - 2\sigma_{Par} \leq Par \leq Par + 2\sigma_{Par} \quad (3.37)$$

Если же говорят о 99%-ном доверительном интервале, то имеют в виду интервал тройной стандартной погрешности (3σ-вый).

Еще одна особенность доверительного интервала состоит в том, что с его помощью оценивается статистическая значимость параметров и любой статистики, вычисленной по выборочным данным. Если доверительный интервал, определенный, например, по (3.37), включает нулевое значение, то параметр является статистически незначимым.

Более точно доверительные интервалы погрешностей вычисляются, например, с помощью *t*-распределения и в этом случае выборочная погрешность среднего значения (Δx_{cp}) имеет вид:

$$\Delta x_{cp} = \pm t \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad , \quad (3.38)$$

где *t* – ордината *t*-распределения зависящая от принятой доверительной вероятности *P* и числа измерений *n*.

Аналогичным образом t -распределение применяется для оценки статистической значимости коэффициента автокорреляции при наличии зависимости между $r(1)$ и t :

$$t = r(1) * \sqrt{(n-2)} / \sqrt{(1-r(1)^2)} \quad (3.39)$$

Критические значения статистики $t_{кр}$ приведены в табл. 1 «Практикума по климатологии. Часть 1» для доверительной вероятности 95% и 99% с $n-2$ степенями свободы.

Таким образом, параметры генеральной совокупности могут быть известны только на основании теоретических соображений. Однако можно определить область в которой будет находиться статистика, полученная по выборке. Для этого около теоретического значения параметра определяется доверительный интервал, внутри которого должна с заданной вероятностью находиться выборочная статистика. Границы интервала называются допустимыми границами и предложены А. Вальдом и Дж. Вольфовицем.

Нуль-гипотеза и альтернативная гипотеза

Гипотезой в математической статистике называется научное предположение, которое необходимо проверить, а далее принять или отвергнуть. Нулевой гипотезой является теоретическое утверждение, постулирующее отсутствие различий между сравниваемыми величинами (выборками) или отсутствие связи между изучаемыми переменными. При этом предполагается, что действительное различие равно нулю, а установленное из эксперимента отличие от нуля носит случайный характер. Нулевая гипотеза считается верной до того момента, пока она не будет опровергнута, т. е. пока не будет доказано обратное. Нулевая гипотеза обычно обозначается как H_0 .

При статистическом выводе исследователь пытается показать несостоятельность нулевой гипотезы, несогласованность её с имеющимися опытными данными, то есть отвергнуть гипотезу. При этом подразумевается, что должна быть принята другая, альтернативная (конкурирующая), исключаяющая нулевую гипотезу,

которая обозначается как H_1 . Если же данные наоборот подтверждают нулевую гипотезу, то она не отвергается. Это похоже на принцип презумпции невиновности, когда подозреваемого считают невиновным (подразумевается нулевая гипотеза), пока не будет доказано обратное (нулевая гипотеза отвергнута).

Утверждение, сформулированные в нулевой и альтернативной гипотезах, относятся к параметрам генеральной совокупности, а решение принять или отклонить нулевую гипотезу принимается на основе численного критерия, рассчитанного по выборке, т. е. с ошибками. Поэтому отвергнуть нулевую гипотезу и принять альтернативную можно только тогда, когда отличие не носит случайного характера. Для решения, является ли это различие случайным или значимым, требуется установить границы, где проявление случайности, как правило, заканчивается. Такими границами может быть достаточно высокая вероятность принятия нулевой гипотезы, например, 95% или 99%, что по правилу трех сигм соответствует 2σ и 3σ сигмовому интервалу.

Общий алгоритм проверки любой нулевой гипотезы включает в себя следующие шаги:

- 1) Требуется сформировать нулевую гипотезу. Например, нулевой гипотезой является равенство дисперсий двух последовательных и равных частей временного ряда наблюдений за температурой воздуха.
- 2) Получение фактических данных о событиях, относительно которых была сформирована нулевая гипотеза. В данном случае — это расчет дисперсий для каждой из двух частей временного ряда и определение статистики некоторого критерия, например, известного критерия Фишера являющегося отношением двух дисперсий.
- 3) Определение вероятности того, что полученный результат мог быть получен в случае, когда нулевая гипотеза верна. Здесь необходимо задать высокую вероятность принятия нулевой гипотезы, например, в 95% или 99%.
- 4) Если вероятность получения данного результата мала, отвергаем нулевую гипотезу при уровне значимости, равном этой вероятности. Для этой цели выборочное значение статистики критерия сравнивается с тем, которое получено по генеральной совокупности при аналогичных объемах выборок. И если расчетное значение

больше критического, то в этом случае нулевая гипотеза отклоняется, а если меньше критического, то нулевая гипотеза принимается также с заданной вероятностью.

5) Признаем, что принимая или отвергая нулевую гипотезу, мы подвергаем себя определенному риску.

Таким образом, проверка любой гипотезы связана с применением статистического критерия, т. е. такого метода, который для каждой выборки определяет, удовлетворяет она нулевой гипотезе или нет. Многие критерии предполагают, что наблюдения независимы, как это имеет место в случайной выборке. Большинство статистических критериев используют статистику, которая является строгим математическим правилом для нахождения какого-либо числа по выборке. Тогда критерий состоит в том, что решение принимается согласно этой статистике. По своей структуре или формуле критерии делятся на параметрические, которые содержат в формуле параметры распределения, и непараметрические, которые включают другие характеристики выборки, например, частоты, экстремумы, размах, но не статистические параметры.

Риски 1-го и 2-го рода, уровень значимости

При проверке гипотез по критериям возможны два ошибочных решения:

- неправильное отклонение нулевой гипотезы (ошибка 1-го рода или ложноположительное решение);
- неправильное принятие нулевой гипотезы (ошибка 2-го рода или ложноотрицательное решение).

В тоже время сама нулевая гипотеза может быть верна или неверна. В результате возможны четыре варианта решения, как показано в табл. 3.2.

Таблица 3.2

Варианты решения и фактическая оценка нуль-гипотезы

Статистическое решение	Фактическая оценка нулевой гипотезы	
	Верно	Неверно
Принять нулевую гипотезу	Правильное решение	Ошибка 2-го рода (ложноотрицательное решение)
Отклонить нулевую гипотезу	Ошибка 1-го рода (ложноположительное решение)	Правильное решение

В случае проверки однородности или статистического равенства дисперсий двух частей временного ряда возможны следующие ситуации:

- если нулевая гипотеза о статистическом равенстве дисперсий верна, и она принимается, то получаем правильное решение;
- если нулевая гипотеза о статистическом равенстве дисперсий верна, но она отклоняется, то получаем ошибку 1-го рода;
- если нулевая гипотеза о статистическом равенстве дисперсий неверна, и она принимается, то получаем ошибку 2-го рода;
- если нулевая гипотеза о статистическом равенстве дисперсий неверна, и она отклоняется, то получаем правильное решение.

Вероятности, соответствующие обоим неверным решениям, называются риском I и риском II. Вероятность риска I (ошибка 1-го рода) называется уровнем значимости α и она должна быть очень маленькой, например, 0,05 (5%) или 0,01 (1%). Тогда область принятия нулевой гипотезы будет иметь вероятность $P=1-\alpha$ (рис. 3.12).

Вероятность принять неверную нулевую гипотезу называется риском II (ошибка 2-го рода) и обозначается буквой β . При заданных α и объеме выборки n значение β будет тем больше, чем меньше принятое α . При очень больших объемах выборок α и β будут очень малыми. При очень же малом объеме выборок и малом α возможность установить фактически существующее различие мала.



Рис. 3.12. Уровень значимости и область принятия нулевой гипотезы

Ошибка 2-го рода непосредственно связана с существованием распределения альтернативной гипотезы (H_1). При $\alpha = \beta$ между нулевой и альтернативной гипотезой появляется симметрия. Нередко тщательно выбирают только значение α , не обращая внимания на симметрию и ставя нуль-гипотезу в особое положение.

Уровень значимости требуется установить перед проверкой нулевой гипотезы. И если, например, задан уровень значимости $\alpha = 0,05$ (или 5%), то это означает, что в пяти случаях из ста мы рискуем допустить ошибку 1-го рода (отвергнуть правильную гипотезу). Часто задание уровня значимости является достаточно сложной задачей выбора и поэтому принято задавать $\alpha = 0,05$ в большинстве случаев. Макнимар, например, предлагал, отклонять нулевую гипотезу при $\alpha < 0,01$ (или $< 1\%$) и принимать ее, если $\alpha > 0,10$ (или $> 10\%$), а в интервале при $0,01 < \alpha < 0,10$ воздержаться от заключения и повторить эксперименты для получения большего числа данных. В общем можно выделить две различные стратегии принятия или отклонения нулевой гипотезы: стратегию «первооткрывателя» и «критика». «Первооткрыватель» хочет отвергнуть нулевую гипотезу, поэтому он предлагает большой риск I и большой уровень значимости $\alpha = 0,10$. Для «критика» справедливо обратное, и он до последних сил держится за нулевую гипотезу и соглашается ее отклонить только при очень маленьком

уровне значимости (не более 0,01). Но для науки, как правило, требуются люди с относительно большим риском I, т. е. «первооткрыватели».

Статистические критерии бывают односторонними и двухсторонними. Односторонний критерий применяется тогда, когда из каких-либо дополнительных соображений известен знак различия, например, среднее значение второй части временного ряда больше, чем первой части. Или одна генеральная совокупность имеет среднее значение больше, чем другая. В этом случае с помощью одностороннего критерия оценивают имеет ли место статистически значимое различие между средними значениями. Обычно же надо проверять и само различие, и его знак, поэтому чаще всего применяются двухсторонние критерии, как на рис. 3.12, когда заданный уровень значимости α делится пополам и ошибка 1 рода имеет место, как на правом, так и на левом краю распределения статистики критерия.

Мощность критериев

При принятии решения на основе статистического критерия надо помнить о существовании двух типов ошибок: 1-го и 2-го рода. Соотношение между этими ошибками, также, как и наличие распределений нулевой (H_0) и альтернативной (H_A) гипотез, показано на рис. 3.13.

На рис. 3.13 слева показано распределение нулевой гипотезы, а справа – альтернативной. Если на основе статистического критерия получено его численное значение (T_S), то возможны два решения. В том случае, если значение статистики достигает или превосходит критическое значение (T_S^*) при заданном уровне значимости (α), т. е. $T_S \geq T_S^*$, то нуль-гипотеза отклоняется и принимается альтернативная. Если же $T_S < T_S^*$, то нет основания для отклонения нулевой гипотезы, т. е. она подтверждается. Как следует из соотношения двух распределений, чем меньше α , тем больше будет ошибка 2-го рода β . При этом риск II или вероятность принять неверную нуль-гипотезу, зависит:

- от объема выборки n и чем больше выборка, тем надежнее при данном уровне значимости α будет установлено различие между двумя генеральными совокупностями;

- от степени различия, например, расстояния между центрами генеральных совокупностей;
- от свойства критерия, которое называют мощностью критерия (power of a test) и которая равна $1 - \beta$, т. е. вероятности отклонения нулевой гипотезы, когда она фактически неверна и должна быть отвергнута.

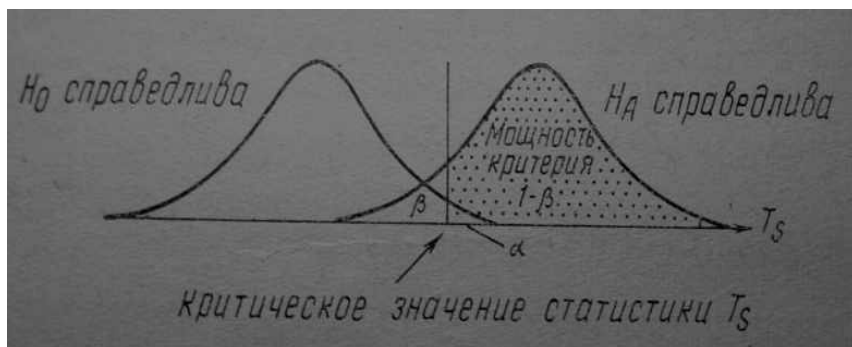


Рис. 3.13. Мощность критерия

Мощность критерия – это вероятность попадания рассматриваемой статистики в критическую область, когда верна альтернативная гипотеза. Увеличение мощности статистического критерия зависит от двух обстоятельств.

1) Мощность критерия тем больше, чем больше информации в данных, которые используются при расчете статистики критерия. Например, при переходе от двухстороннего критерия к одностороннему мощность его увеличивается.

2) Мощность критерия тем больше, чем больше предположений сделано о распределении значений. Так, критерий, требующий нормальности распределения и однородности дисперсии, как правило, существенно мощнее критерия, не требующего этих предположений. Параметрический критерий обычно более мощный, чем непараметрический.

Кроме того, мощность критерия зависит от заданной меры различия между нулевой и альтернативной гипотезами, например, от заданного расстояния между вершинами распределений двух гипотез на рис. 3.13 (dH). Поэтому, чем меньше dH , тем больше

область перекрытия двух гипотез (β), тем меньше мощность критерия ($1-\beta$) и тем сложнее разделить две гипотезы. Если же расстояние между вершинами распределений большое, то и мощность критерия увеличивается. Во всех случаях мощность критерия увеличивается только при увеличении объема выборки, т. к. при этом уменьшается разброс относительно центров распределений за счет выборочности.

Три основных распределения выборочных статистик

К наиболее важным распределениям в области математической статистики относятся распределения Стьюдента, χ^2 и Фишера. Они определяют соотношения между выборочными и генеральными значениями главных параметров распределения, к которым относятся средние значения и дисперсии.

В 1908 г. В.С. Госсет (1876–1937) доказал (под псевдонимом «Стьюдент», т. е. «студент»), что распределение отношения разности между выборочным средним (x_{cp}) и средним значением генеральной совокупности (μ) к стандартной ошибке среднего генеральной совокупности:

$$\frac{x_{cp} - \mu}{\sigma / \sqrt{n}}, \quad (3.40)$$

где: σ – стандартное отклонение генеральной совокупности, n – объем выборки, только тогда подчиняется нормальному закону, когда σ является стандартным отклонением единичного значения от среднего генеральной совокупности.

На рис. 3.14 показана плотность вероятности распределения Стьюдента (T_k) и для сравнения с ним – плотность вероятности стандартизированного нормального распределения (N , $\mu = 0$ и $\sigma = 1$).

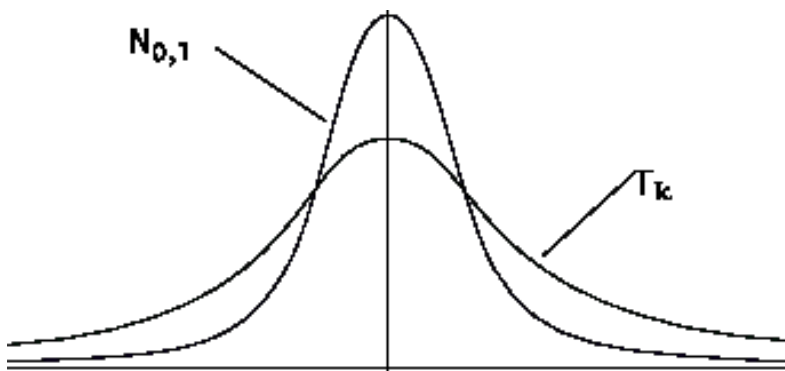


Рис. 3.14. Плотность нормального распределения и распределения Стюдента

Как следует из рис. 3.14, максимум распределения Стюдента меньше максимума нормального распределения (и уменьшается с уменьшением числа степеней свободы), а края распределения Стюдента больше, чем нормального, т. е. вероятности на хвостах распределения выше.

Если параметр генеральной совокупности σ неизвестен, то в формуле (3.40) вместо него подставляется выборочное s и тогда такое распределение называется распределением Стюдента или t -распределением. Распределение Стюдента также, как и нормальное распределение, непрерывно, симметрично, колоколообразно, но в отличие от нормального, его форма зависит не от параметров, а от числа степеней свободы. Число степеней свободы для распределения Стюдента равно $\nu = n - 1$, где n – объем выборки. Поэтому, чем меньше число степеней свободы, тем больше отклонения t -распределения от нормального, и тем оно более пологое. При этом t -распределение быстро сходится к нормальному. Так при 5 степенях свободы 5% и 1% площади t -распределения лежат за пределами границ $\pm 2,57$ и $\pm 4,03$, а при 10 степенях свободы уже за пределами границ $\pm 1,98$ и $\pm 2,62$, т. е. близки к нормальному, для которого 5% и 1% площади распределения лежат за пределами границ $\pm 1,96$ и $\pm 2,58$. Ординаты t -распределения представлены в таблице для разного числа степеней свободы и уровней значимости, например, в «Практикуме по климатологии. Часть 1».

Еще одним важным распределением статистического оценивания является распределение χ^2 , открытое Хельмертом (1876) и Пирсоном (1900), которое рассматривает отношение выборочной и генеральной дисперсии. Если s^2 – дисперсия случайной выборки объема n из генеральной совокупности с дисперсией σ^2 , тогда случайная переменная

$$\chi^2 = \frac{(n-1)s^2}{\sigma^2} \quad (3.41)$$

подчинена χ^2 –распределению с числом степеней свободы $\nu = n - 1$. Область изменения случайной величины χ^2 от 0 до $+\infty$ и с ростом n χ^2 –распределение приближается к нормальному, и его форма также зависит только от числа степеней свободы. Дифференциальные кривые χ^2 –распределения при разных степенях свободы (k) приведены на рис. 3.15.

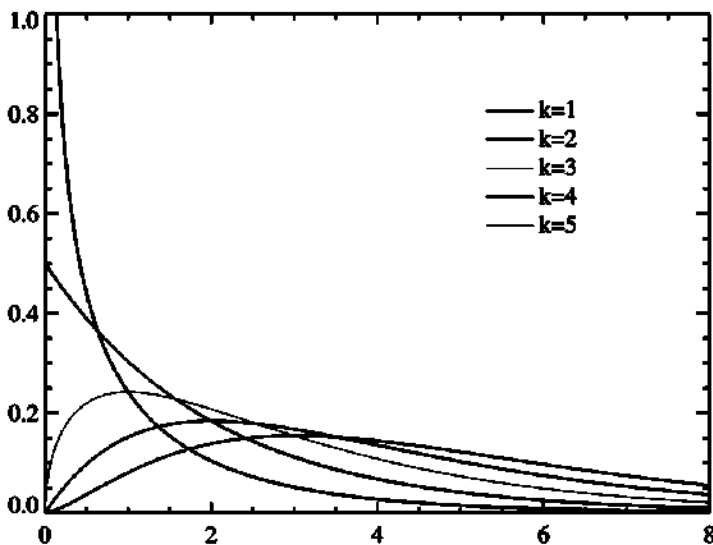


Рис. 3.15. Плотность χ^2 –распределения при разных степенях свободы (k)

Как следует из рис. 3.15, чем больше число степеней свободы, тем более пологой и симметричной становится асимметричная кривая распределения. Важным свойством χ^2 –распределения яв-

ляется его аддитивность. Так, если две независимые величины распределены по закону χ^2 , со степенями свободы ν_1 и ν_2 , то их сумма имеет χ^2 –распределение со степенями свободы $\nu_1 + \nu_2$. Это свойство широко используется при проверке гипотез о сопряженности, например, известный критерий χ^2 , согласия предназначен для проверки соответствия эмпирического выборочного распределения аналитическому распределению генеральной совокупности.

Однако же самым популярным распределением, которое широко используется и в статистическом оценивании и в регрессионном анализе, является распределение Фишера или F -распределение, основанное на отношении выборочных дисперсий:

$$F = \frac{s_1^2}{s_2^2}, \quad s_1^2 > s_2^2, \quad (3.42)$$

где F – случайная величина F -распределения со степенями свободы $\nu_1 = n_1 - 1$, $\nu_2 = n_2 - 1$, s_1^2 и s_2^2 – дисперсии независимых случайных выборок объема n_1 и n_2 .

Плотность F -распределения при разных степенях свободы и с пределами изменения случайной величины от 0 до $+\infty$ показана на рис. 3.16, где d_1 и d_2 – степени свободы. Таблицы с доверительными границами F -распределения для уровня значимости $\alpha = 5\%$ и разного числа степеней свободы приведены в «Практикуме по климатологии. Часть 1» [2]. Распределение Фишера также лежит в основе дисперсионного анализа и обладает свойством «обратной симметрии» для статистики $1/F$.

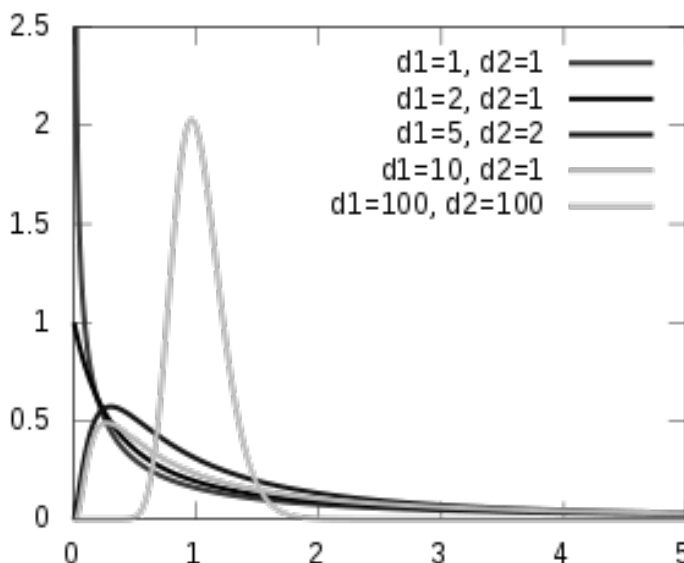


Рис.3.16. Плотность F -распределения при разных степенях свободы (d_1 и d_2)

3.2. Основные сведения из регрессионного анализа

Регрессионный анализ является одним из основных математических инструментов, применяемых в климатологии для получения эмпирических статистических зависимостей и взаимосвязей между разными климатическими характеристиками. Так, например, в практической климатологии и в методах прогнозов широко применяются региональные зависимости сумм осадков от высоты местности. При климатической обработке рядов наблюдений регрессионный анализ применяется при построении уравнений связи между многолетними рядами наблюдений за климатической характеристикой на рассматриваемой метеостанции и метеостанциях – аналогах для целей восстановления пропусков и увеличения продолжительности рядов наблюдений.

Линейная зависимость между переменными

Во многих экспериментальных исследованиях требуется определить, как изменения одной переменной влияют на другую. Например, даже не зная закона Ома, но изменяя и измеряя напряжение V в электрической цепи, и в соответствии с ним измеряя изменяющуюся силу тока I при неизменном сопротивлении R , можно установить, что между I и V существует прямо пропорциональная зависимость, график которой представляет собой прямую линию, проходящую через начало координат. В связи с тем, что измерения имеют погрешности, точки на графике будут иметь случайный разброс относительно этой прямой. Этот разброс называется облаком или эллипсом рассеяния. Поэтому зависимость будет не функциональной, а статистической, как показано на рис. 3.17. Обычно по вертикальной оси Y откладывают ту переменную, которую надо определить, и она имеет название «зависимая переменная», «функция», «отклик». По горизонтальной оси откладывается переменная, которая обозначается X , на ее основе определяют Y и она соответственно называется «независимая переменная», «аргумент», «фактор». Если зависимость $Y = f(X)$ имеет прогнозное значение, то X – это предиктор, а Y – предиктант.

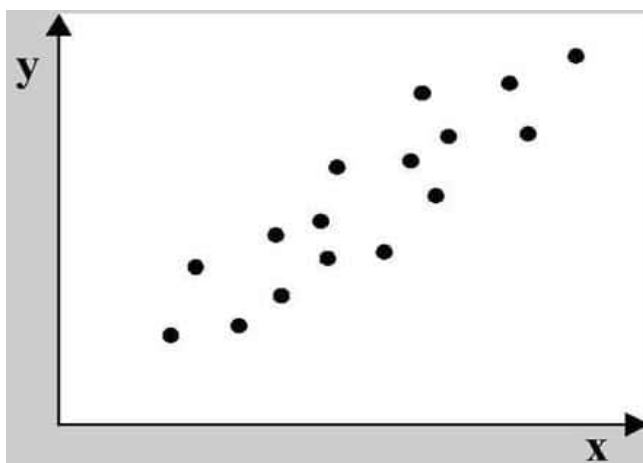


Рис. 3.17. Статистическая зависимость между переменными

Мерой тесноты связи зависимости $Y = f(X)$ является коэффициент корреляции R , который вычисляется по формуле:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_{cp})(X_i - X_{cp})}{\sqrt{(Y_i - Y_{cp})^2 (X_i - X_{cp})^2}} \quad , \quad (3.43)$$

где: Y_{cp} , X_{cp} – средние значения Y и X , n – объем выборки.

Коэффициент корреляции R при прямо пропорциональной зависимости между Y и X изменяется от 0 до 1, при обратно пропорциональной зависимости изменяется от 0 до -1 . Коэффициент корреляции, определяемый по (3.43) называется коэффициентом корреляции Пирсона (корреляция моментов произведений) и справедлив для нормально распределенных переменных X и Y при условии прямолинейной связи между ними. Если связь не является прямолинейной, то требуется применить или функциональные преобразования X и Y , чтобы свести ее к линейной или использовать методы нелинейного регрессионного анализа [4]. В случае, если рассматривается зависимость между рангами или, по крайней мере, одна из переменных имеет порядковую шкалу или распределения X и Y не являются нормальными, то для оценки меры тесноты связи используется коэффициент ранговой корреляции Спирмена или Кендалла [3]. Примеры разных коэффициентов корреляции Пирсона при разной тесноте связи приведены на рис. 3.18. Для оценки статистической значимости коэффициента корреляции Пирсона применима практически та же таблица критических значений, что и для коэффициента автокорреляции, которая приведена, например, в «Практикуме по климатологии. Часть 1» [2].

На рис. 3.18 приведены четыре разные ситуации (группы данных) тесноты связи:

- отсутствие взаимосвязи между переменными ($R = 0$), когда зависимость $Y = f(X)$ параллельна оси X и $Y = Y_{cp}$;
- слабая зависимость между переменными при $R = 0,3$, которая может и не быть статистически значимой;

- средняя зависимость между переменными при $R = 0,6$;
- очень тесная зависимость между переменными при $R = 0,9$.

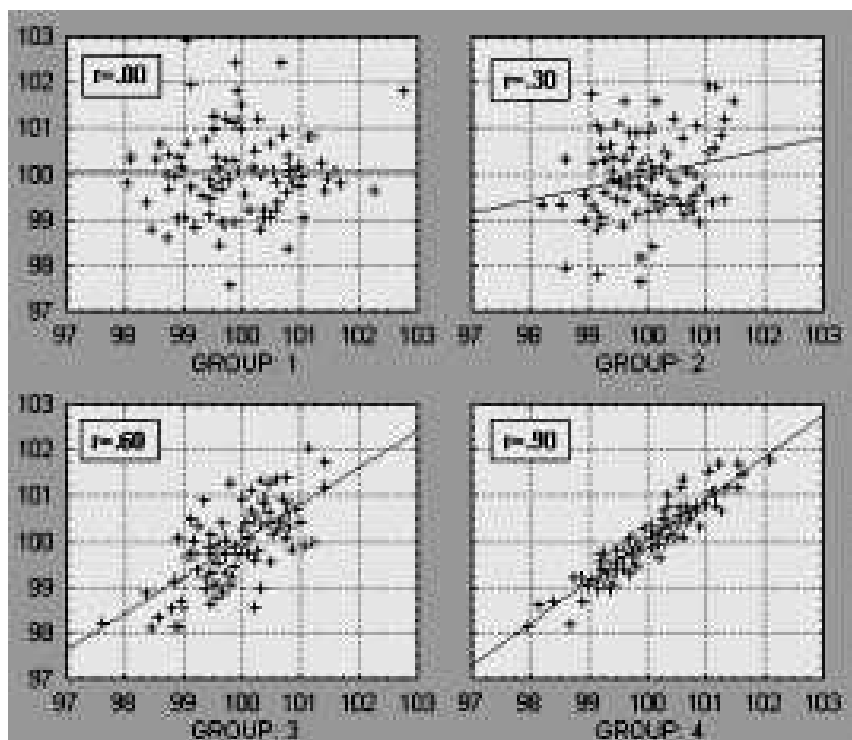


Рис. 3.18. Коэффициент корреляции при разной тесноте связи между переменными

Коэффициент корреляции R не всегда однозначно и правильно характеризует тесноту взаимосвязи между переменными. На рис.3.19 показаны ситуации, в которых R не дает правильного представления о тесноте связи между Y и X .

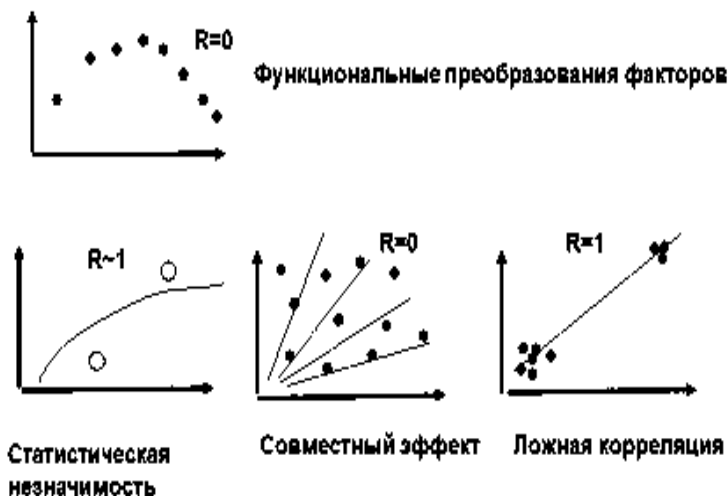


Рис. 3.19. Коэффициент корреляции при разной тесноте связи между переменными

На верхнем графике рис. 3.19 формально вычисленный $R = 0$, но зависимость является криволинейной и при функциональном преобразовании X , например, в X^2 , становится линейной и будет иметь значение R близкое к 1. На следующем графике коэффициент R очень высокий ($R = 1$), но рассчитан при малом объеме данных ($n = 2$) и его статистическая значимость очень низкая, т. к. в предельном случае через две точки всегда можно провести прямую. На графике посередине в нижнем ряду $R = 0$, но в данном случае имеет место влияние второго фактора в виде произведения с первым (совместный эффект), который формирует семейство прямых, и фактически коэффициент корреляции при двухфакторной зависимости будет высокий. На правом крайнем графике показан пример ложной корреляции при $R = 1$, но фактически имеют место две группы данных при больших значениях и малых значениях, которые искусственно объединены в одну зависимость. Если же рассматривать эти две группы данных по-отдельности, то связанность внутри них практически отсутствует. Поэтому, помимо формального расчета коэффициента корреляции, следует анализировать графические зависимости между переменными.

Аналитическая форма линейной взаимосвязи выражается уравнением, которое называется уравнением регрессии:

$$Y=b_1X+b_0, \quad (3.44)$$

где: b_1, b_0 , - коэффициенты уравнения регрессии.

Для вычисления коэффициентов уравнения регрессии применяют разные методы, но наиболее известным и популярным из них является метод наименьших квадратов (МНК), который минимизирует сумму квадратов отклонений от «истинной» линии. При применении МНК предполагается, что весь разброс точек относительно прямой линии обусловлен погрешностями в Y , а погрешности в X отсутствуют. Если учитывать погрешности ε , то уравнение (3.44) запишется следующим образом:

$$Y_i=b_1X_i+b_0\pm \varepsilon_i , \quad (3.45)$$

а сумма квадратов отклонений (SS) вычисляется как:

$$SS = \sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^n (Y_i - b_0 - b_1X_i)^2 \quad , \quad (3.46)$$

т. к. отклонения или остатки ε_i являются разностью между наблюдаемыми и рассчитанными по (3.45) значениями зависимой переменной.

Получить минимальное значение SS можно путем дифференцирования уравнения (3.46) по b_1 и b_0 и приравнивания результатов дифференцирования к нулю. Тогда:

$$\begin{aligned} \frac{\partial SS}{\partial b_0} &= -2 \sum_{i=1}^n (Y_i - b_0 - b_1X_i) = 0 \\ \frac{\partial SS}{\partial b_1} &= -2 \sum_{i=1}^n X_i(Y_i - b_0 - b_1X_i) = 0 \end{aligned} \quad (3.47)$$

В итоге для вычисления коэффициентов b_1 и b_0 будут иметь место следующие формулы:

$$b_1 = \frac{\sum (X_i - X_{cp})(Y_i - Y_{cp})}{\sum (X_i - X_{cp})^2} , \quad (3.48)$$

$$b_0 = Y_{cp} - b_1 X_{cp} \quad (3.49)$$

Если подставить в (3.48) формулу для расчета коэффициента корреляции (3.43), то получим более простое выражение для b_1 :

$$b_1 = (S_y/S_x)R , \quad (3.50)$$

где: S_y и S_x – средние квадратические отклонения рядов Y и X .

Геометрическая интерпретация коэффициентов, исходя из формул (3.48) и (3.49), состоит в том, что коэффициент b_1 представляет собой отношение градиента ΔY (или S_y) к градиенту ΔX (или S_x), что является тангенсом угла наклона прямой линии, представленной (3.44), а коэффициент b_0 равен значению Y при $X = 0$, что соответствует пересечению прямой (3.44) вертикальной оси.

Определение коэффициентов b_1 и b_0 по МНК не всегда корректно, особенно в климатологии, где погрешности содержатся не только в отклике, но и в факторах. Поэтому расчетные значения Y , полученные по (3.44), следует корректировать или применять другие методы расчета коэффициентов, например:

- метод единого решения или однозначной аппроксимации, когда минимизируются остатки как по Y , так и по X , что соответствует минимизации прямоугольника отклонений от линии регрессии;
- метод ортогональной регрессии, когда минимизируются перпендикуляры отклонений от линии регрессии.

Графическая интерпретация разных методов минимизации остатков для вычисления коэффициентов уравнения регрессии приведена на рис. 3.19, включая МНК, единое решение, ортогональную регрессию, метод абсолютных отклонений.

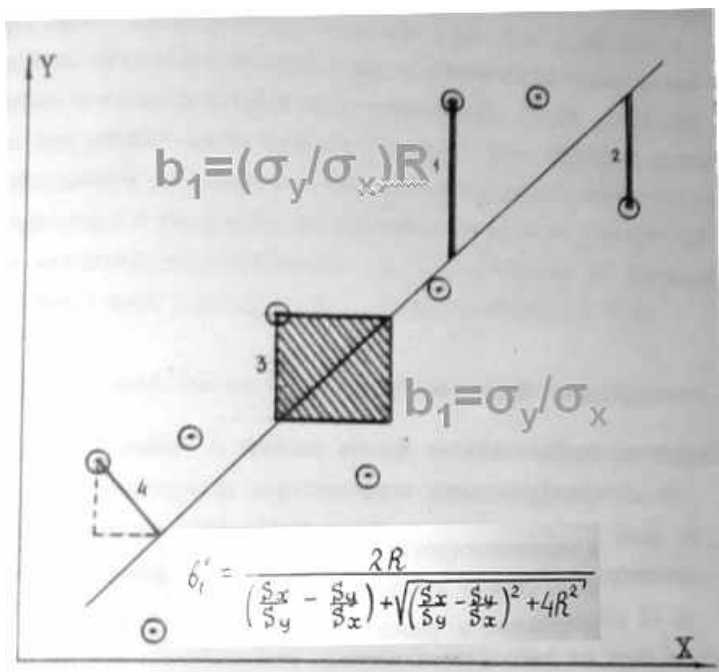


Рис. 3.20. Графическая интерпретация методов расчета коэффициентов уравнения регрессии, где номера для остатков: 1 – МНК, 2 – метод абсолютных отклонений, 3 – однозначная аппроксимация, 4 – ортогональная регрессия

Фактически минимизация отклонений или по оси Y или по оси X приводит к тому, что имеют место две зависимости: $Y = f(X)$ и $X = f(Y)$, приведенные на рис. 3.21 в виде $Y_1 = g(Y_2)$ и $Y_2 = g(Y_1)$, где Y_1 – рост людей, Y_2 – их вес. Если МНК используется для минимизации остатков Y_2 , то имеет место прямая линия $Y_2 = g(Y_1)$, если же считается, что погрешности имеют место только в Y_1 , то получаем прямую $Y_1 = g(Y_2)$. Фактически же зависимость должна быть одна и учитывать погрешности, как в факторе, так и в отклике. Разброс точек на рис. 3.21 можно представить в виде эллипса рассеяния. Тогда зависимости $Y_1 = g(Y_2)$ и $Y_2 = g(Y_1)$ являются диагоналями этого эллипса или «ножницами» регрессии. Если провести прямую линию между этими диагоналями, то получим главную диагональ эллипса рассеяния, соответствующую методу однозначной аппроксимации.

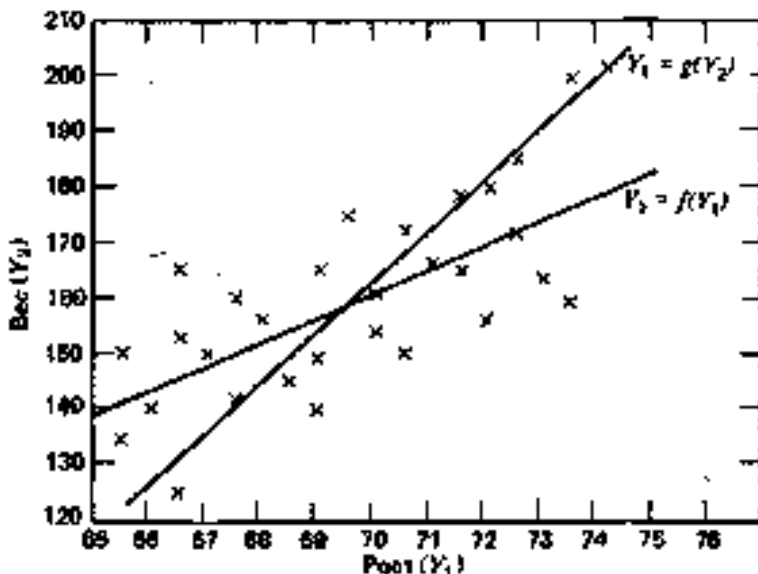


Рис. 3.21. Зависимости $Y_2 = g(Y_1)$ и $Y_1 = g(Y_2)$ при разных условиях МНК

Оценка эффективности уравнения и множественная регрессия

Как и все статистические параметры, коэффициенты уравнения регрессии и расчетные значения также определяются по выборке и имеют случайные погрешности. Также, если доверительный интервал коэффициентов уравнения включает нулевое значение, то они являются статистически незначимыми.

Случайная средняя квадратическая погрешность коэффициента b_1 вычисляется по формуле:

$$S_{b_1} = \frac{S_\varepsilon}{\sqrt{\sum (X_i - X_{cp})^2}}, \quad (3.51)$$

где: S_{b_1} – средняя квадратическая погрешность коэффициента b_1 , S_ε – средняя квадратическая погрешность остатков.

Тогда «истинное» значение коэффициента b_1 , которое обозначим β_1 , будет находиться в доверительном интервале:

$$\beta_1 = b_1 \pm t(n-2, 1-1/2\alpha) S_{b_1}, \quad (3.52)$$

где: t – ордината t -распределения, при $n-2$ степенях свободы и заданном уровне значимости α в долях 1.

Формула (3.52) применяется и для оценки статистической значимости коэффициента b_1 , который будет незначимым, если интервал (3.52) включает нулевое значение.

Случайная средняя квадратическая погрешность коэффициента b_0 вычисляется по формуле:

$$S_{b_0} = \sqrt{\frac{\sum X_i^2}{n \sum (X_i - X_{cp})^2}} S_{\varepsilon}, \quad (3.53)$$

а «истинное» значение коэффициента β_0 будет внутри доверительного интервала:

$$\beta_0 = b_0 \pm t(n-2, 1-1/2\alpha) S_{b_0} \quad (3.54)$$

Случайные погрешности имеют место также и в расчетных значениях Y , определенных по уравнению (3.44). Стандартная погрешность расчетного по уравнению k -го значения (Y_{pk}) вычисляется по формуле:

$$S_{Y_{pk}} = S_{\varepsilon} \sqrt{\frac{1}{n} + \frac{(X_k - X_{cp})^2}{\sum (X_i - X_{cp})^2}}, \quad (3.55)$$

где: X_k – k -ое значение фактора.

Доверительный интервал расчетного значения Y_{pk} также вычисляется через ординаты t -распределения, но эти доверительные интервалы являются не прямыми линиями параллельными аналитической прямой, а гиперболами, т. е. доверительные интервалы

расширяются в областях малых и больших значений, т. к. точность на краях облака рассеяния меньше.

Точность оценки полученного уравнения линейной регрессии можно определить, если рассмотреть следующее тождество:

$$Y_i - Y_{ip} = Y_i - Y_{cp} - (Y_{ip} - Y_{cp}), \quad (3.56)$$

где $Y_i - Y_{ip}$ – остатки ε_i , $Y_i - Y_{cp}$ – отклонение фактического значения от среднего, $Y_{ip} - Y_{cp}$ – отклонение расчетного значения от среднего.

Если возвести обе части (3.56) в квадрат, то после несложных преобразований и перестановки слагаемых получим основное уравнение дисперсионного анализа при разложении суммы квадратов (SS) отклонений относительно среднего на сумму квадратов, обусловленную регрессией и сумму квадратов остатков:

$$\Sigma(Y_i - Y_{cp})^2 = \Sigma(Y_i - Y_{ip})^2 + \Sigma(Y_{ip} - Y_{cp})^2, \quad (3.56)$$

где: $\Sigma(Y_i - Y_{cp})^2$ – сумма квадратов относительно среднего, $\Sigma(Y_i - Y_{ip})^2$ – сумма квадратов относительно регрессии, $\Sigma(Y_{ip} - Y_{cp})^2$ – сумма квадратов, обусловленная регрессией.

Из (3.56) следует, что эффективность уравнения регрессии зависит от того, какая часть исходной суммы квадратов (относительно среднего) приходится на сумму квадратов, объясненную уравнением регрессии. Уравнение регрессии можно признать эффективным, если SS , обусловленная регрессией, будет много больше, чем SS , относительно регрессии (остатки) или, что тоже самое, если отношение $R^2 = \Sigma(Y_{ip} - Y_{cp})^2 / \Sigma(Y_i - Y_{cp})^2$, будет не слишком сильно отличаться от единицы, где R^2 – коэффициент детерминации или коэффициент корреляции в квадрате. Поэтому, чем больше исходного разброса объясняет уравнение регрессии, тем оно эффективнее и тем выше коэффициент детерминации и если его выразить в %, то он характеризует долю исходного рассеяния, объясненную уравнением. Так, если, например, коэффициент корреляции $R = 0,8$, то коэффициент детерминации $R^2 = 0,64$ и это зна-

чит, что уравнение объяснило 64% исходного разброса относительно среднего значения.

Вместе с тем, всякая сумма квадратов связана с числом степеней свободы, которое показывает, как много независимых элементов информации, получающихся из n независимых Y_i требуется для образования данной суммы квадратов. Например, для SS относительно среднего требуется $n-1$ независимый элемент. Для SS , обусловленного регрессией используется только один коэффициент b_1 и число степеней свободы также будет равно 1. Тогда по разности SS относительно регрессии (SS остатков) имеет $n-2$ степени свободы. В результате можно построить таблицу дисперсионного анализа (табл. 3.3).

Таблица 3.3

Основная таблица дисперсионного анализа

Источник	Сумма квадратов	Степень свободы	Средний квадрат
Относительно среднего	$\sum Y_i^2 - \frac{(\sum Y_i)^2}{n}$	$n-1$	
Регрессия	$b_1 \left[\sum X_i Y_i - \frac{(\sum X_i)(\sum Y_i)}{n} \right]$	1	MS_R
Остаток (относительно регрессии)	По разности	$n-2$	$s^2 = \frac{SS}{(n-2)}$

Средний квадрат в табл. 3.3 получается при делении каждой суммы квадратов на соответствующее ей число степеней свободы.

Простая или однофакторная регрессия является частным случаем множественной линейной регрессии, которая широко применяется как в гидрометеорологии, так и в других науках. Уравнение множественной регрессии с несколькими факторами имеет следующий стандартный вид:

$$Y = b_1 X_1 + b_2 X_2 + \dots + b_0 \pm \varepsilon \quad (3.57)$$

По своей структуре это уравнение является аддитивным, т. е. факторы влияют на отклик независимо и не связаны между собой. Вместе с тем могут иметь место и другие структуры уравнений. В случае, если один фактор влияет на другой, то это влияние выражается в виде произведения факторов, и структура уравнения будет мультипликативной:

$$Y = b_1 X_1 X_2 + \dots + b_0 \pm \varepsilon \quad (3.58)$$

В действительности же одновременно могут иметь место как совместные эффекты в виде произведений факторов, так и аддитивное воздействие отдельных независимых факторов, и тогда структура уравнения будет смешанная с совместными эффектами:

$$Y = b_1 X_1 + b_2 X_1 X_2 + \dots + b_0 \pm \varepsilon \quad (3.59)$$

Помимо совместных эффектов часто необходимы и функциональные преобразования факторов, например, логарифмические или степенные, чтобы преобразовать криволинейную зависимость в прямолинейную, т. е. произвести ее линеаризацию. Поэтому наиболее общей является структура регрессионного уравнения с совместными эффектами и функциональными преобразованиями факторов:

$$Y = b_1 X_2 + b_2 X_1 X_2 + b_3 \log X_3 + \dots + b_0 \pm \varepsilon \quad (3.60)$$

Литература

1. *Вентцель Е.С.* Теория вероятностей. — Изд. 4-е, стереотипное. — М.: Наука, 1969. — С. 17.
2. *Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шадурский А.Е.* Практикум по климатологии. Часть 1. (учебное пособие). СПб., 2011. — 144 с.
3. *Малинин В.Н.* Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. — СПб.: РГГМУ, 2008. — 408 с.
4. *Химмельблау Д.* Прикладное нелинейное программирование. Изд. Мир, 1975. — 536 с.

Лекция 4. Оценка однородности и стационарности

4.1. Причины неоднородности

Прежде, чем приступать к климатической обработке рядов наблюдений, которая состоит в расчете параметров распределения и определении климатических характеристик редкой повторяемости, необходимо убедиться, что информация является надежной и качественной или однородной по статистической трактовке. В зависимости от того, что будет заложено в эту своеобразную «мясорубку» математических вычислений по обработке информации, такой по качеству и надежности получится и результат, т. е. работает принцип: «Что заложим, то и получим». Поэтому оценка однородности климатических многолетних рядов наблюдений является первой необходимой процедурой, которая выполняется перед обработкой. Причины нарушения однородности могут быть как естественными, так и связанными с приборами и человеческим фактором.

Естественные причины нарушения однородности климатических характеристик связаны с естественной климатической изменчивостью и изменением климата. Обычно считается, что климатическая изменчивость носит случайный характер, хотя имеет место цикличность, выраженная в группировании периодов, связанных с преобладанием определенных типов атмосферной циркуляции. Так, теплые зимы на Европейской территории России связаны с преобладанием западного переноса воздуха из Средней и Северной Атлантики, а холодные зимы – с приходом воздушных масс из Арктики и Сибири (северный и северо-восточный перенос воздуха). Вместе с тем, за многолетний период в 100–150 лет циклы повышенной и пониженной зимней температуры компенсируют друг друга, поэтому можно считать, что колебания хотя и представлены цикличностью, но параметры этих циклов, вызванных климатической изменчивостью, случайны. Аналогичные циклические колебания имеют место и в таком известном отклике климатической системы, как Эль-Ниньо, представляющем собой положительные аномалии температуры воды в экваториальной части Тихого океана.

Однако, существуют климатические индикаторы, которые имеют циклы колебаний в многие десятки и сотни лет, что необходимо учитывать. К таким индикаторам относятся ледники, уровень моря, уровень бессточных озер. Так, известное падение уровня Каспийского моря в 20 веке привело к неоднородности метеорологических наблюдений на метеостанциях, которые прежде были на берегу моря, а потом стали находиться на расстоянии десятков километров от него и фиксировали уже метеорологические условия пустыни.

Более существенные нарушения однородности связаны с долгопериодными колебаниями климата. Так, например, 18 тысяч лет назад закончился последний ледниковый период, и климат в течение 5–6 тысячелетий перешел в новое стабильное состояние, которое соответствует современной эпохе голоцена, начавшейся 12 тыс. лет назад. Очевидно, что такое существенное нарушение однородности необходимо учитывать, т. к. мы имеем дело уже с другим климатом и другой «генеральной совокупностью».

К наиболее известному антропогенному воздействию, вызывающему неоднородность, относится современное изменение климата, которое началось, примерно, с середины 19 века, т. е. с начала инструментальных наблюдений. Эта неоднородность особенно наглядно проявляется в глобальной температуре, т. е. средней по Земному шару, но на отдельных метеостанциях проявление антропогенных изменений может быть разным, существенным или несущественным, что как раз и является предметом исследования. Другие виды нарушения неоднородности связаны с локальными причинами и сменой приборов, к ним относятся:

- перенос метеостанции в другие местные условия (например, из центра города на окраину);
- изменения однородных условий наблюдения на метеостанции (за счет построенных рядом многоэтажных зданий, выросших деревьев, роста города и т.п.);
- смена типов приборов (например, смена дождемера на осадкомер, флюгера на анеометр и т.д.);
- индивидуальные ошибки наблюдателя (особенно за облачностью, направлением ветра и т. д.);

- изменение числа и времени сроков наблюдений и способов расчета средней величины.

Наиболее существенные нарушения однородности наблюдений связаны с переходом в 1950-х гг. от наблюдений по дождемеру к наблюдениям по осадкомеру Третьякова, от флюгера Вильда – к анеморумбографу. Также существенное влияние на нарушение однородности даже на уровне среднемесячных величин, имело изменение числа сроков и времени измерений. Так, при изменении времени трехсрочных наблюдений с 7–13–21 часа на 7–13–19 часов разница в средних суточных температурах составила 1–2°C [3]. Аналогичным образом на однородность расчета среднесуточных температур воздуха оказал влияние переход в 1966 г. на восьми-срочные наблюдения.

4.2. Предварительные (простые) методы выявления неоднородности

Исторически вначале для оценки однородности данных наблюдений применялись простые или, как их стали потом называть, предварительные методы, включающие:

- визуальный анализ,
- метод соответствующих разностей,
- метод соответствующих отношений.

Визуальный анализ является наиболее субъективным методом и применим только тогда, когда естественная изменчивость данной климатической характеристики невелика по отношению к резкому изменению за счет нарушения однородности. На рис.4.1 приведены графики изменения среднегодовых и среднемесячных (январь и июль) скоростей ветра на метеостанции Чимкент.

На рис. 4.1 нижняя линия соответствует скорости ветра в январе, верхняя линия – средней скорости ветра июля и средняя – среднегодовой скорости ветра. Как видно по рис. 4.1, существенный рост скорости ветра произошел после 1939 г., что особенно проявилось в резком росте средних скоростей ветра в июле. Выяснение причин такого резкого роста скорости ветра показало, что

скачок 1939 года был обусловлен переносом метеостанции на открытое место за город.

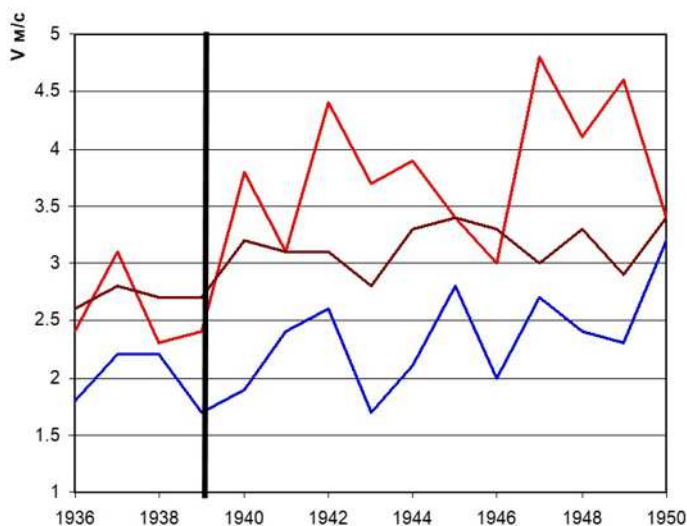


Рис. 4.1. Временные ряды средних скоростей ветра за год, январь, июль

Следующий пример визуальной оценки неоднородности также связан с анализом данных о скоростях ветра, но полученных на двух близко расположенных станциях в Крыму: мыс Ай-Тодор (маяк) и г. Ялта. В табл. 4.1 приведены повторяемости скоростей ветра по 5 градациям, крайними из которых являются: градация отсутствия ветра (штиль) и градация больших скоростей ветра или штормов (> 14 м/с).

Таблица 4.1
Распределение скоростей ветра по градациям в Ялте и Ай-Тодоре

Скорость ветра, м/с	Штиль	1–3	4–8	9–13	>14
Ай-Тодор, мыс, %	18	39	26	9	8
Ялта, %	0.6	59	33	7	0.4

Именно в этих крайних грациях повторяемость ветра отличается в 20–30 раз, т. е. по наблюдениям на маяке и штилевых и штормовых ситуациях в десятки раз больше, чем на рядом расположенной метеостанции, которая находится в г. Ялте. Вместе с тем, скорости в средних грациях в этих двух пунктах наблюдений примерно одинаковы.

Если не знать причины таких больших различий в крайних грациях, то можно сделать вывод, что метеостанции находятся в совершенно разных климатических условиях. Вместе с тем известно, что на этих метеостанциях скорость ветра регистрируют разные приборы: на маяке скорость ветра измерялась по флюгеру, интервал осреднения наблюдений по которому 1–2 мин, а в Ялте - анеморумбографом, для которого в зависимости от типа прибора интервал осреднения колеблется от 10 мин до 1 ч. Поэтому флюгер, как менее точный прибор, чаще регистрировал и штилевые условия и штормовые порывы ветра. В данном случае неоднородность наблюдений за счет разных приборов также можно установить визуально.

Следующий пример (рис. 4.2) также связан с неоднородностью за счет неточности наблюдений при регистрации направления ветра по 8 и 16 румбам.

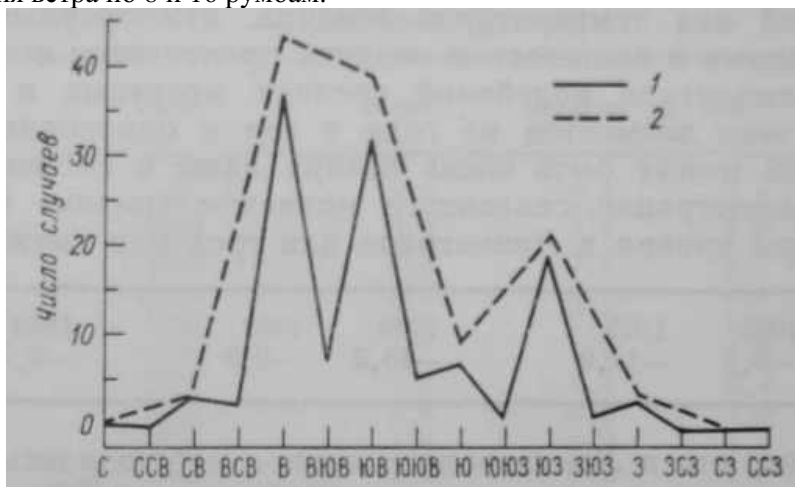


Рис. 4.2. Повторяемость направлений ветра по 16 (1) и 8 (2) румбам. Шугозеро, ноябрь 1949 г.

Из частотных распределений повторяемости ветров по румбам (рис. 4.2) следует, что гистограмма, полученная по 16 румбам более точная, чем по 8 румбам, и гистограммы существенно различаются, особенно при оценке повторяемости ветров восточных и юго-восточных направлений. Так, если проводятся менее точные наблюдения по 8 румбам, то наибольшая повторяемость ветров фиксируется во всем диапазоне от восточных до юго-восточных направлений. Если же проводятся более детальные измерения направления ветра по 16 румбам, то появляется «провал» в зоне восточных – юго-восточных ветров, где повторяемость в 3,5 раза ниже, чем в соседних румбах. Такую неоднородность, связанную с качеством наблюдений также можно определить визуально.

Еще один пример с выявляемой визуально неоднородностью приведен на рис. 4.3, где представлена гистограмма повторяемости ветра по 16 румбам на метеостанции Верхний Баскунчак.

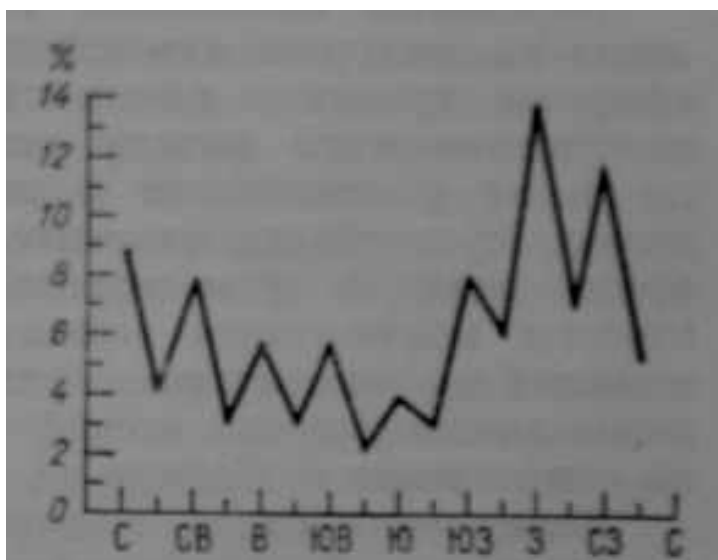


Рис. 4.3. Повторяемость направлений ветра по 16 румбам на метеостанции Верхний Баскунчак

В данном случае имеет место преобладание направлений четных румбов (юго-западных, западных, северо-западных), которое, как было установлено, отражает не фактические условия, а связано с систематической погрешностью наблюдателя, отдававшего предпочтение этим направлениям ветра.

Применение метода соответствующих разностей можно продемонстрировать на следующем примере [4]. Рассматривается среднемесячная (за март и октябрь) и среднегодовая температура воздуха на двух рядом расположенных метеостанциях Чита и Бургань, данные по которым приведены в табл. 4.2.

Таблица 4.2

Разности температур воздуха на метеостанциях Чита и Бургань в °С

Годы	март	октябрь	год
1951	3.7	2.2	2.3
1952	3.7	2.1	2.3
1953	3.4	2.4	2.2
1954	3.2	2.4	2.1
1955	3.1	2.7	1.9
1956	1.5	1.2	1.0
1957	1.0	2.3	0.9
1958	1.8	0.6	1.3
1959	1.8	0.9	1.3
1960	1.7	1.2	1.2
1951–55	3.4	2.4	2.2
1956–60	1.6	1.2	1.1
Разность	–1.8	–1.2	–1.1

Из таблицы следует, что с 1951 г. по 1955 г. разности между среднемесячными температурами были достаточно большими и составляли в среднем от 2,2°С для среднегодовой температуры до 3,4°С для среднемесячной температуры марта. Если учесть, что расстояние между метеостанциями составляет примерно 50 км, то такая разность температур весьма существенна и не может быть объяснена естественными причинами. В результате выяснилось, что на наблюдения на метеостанции в Чите влияют микроклиматические условия, связанные с городской застройкой и другими

факторами и местоположение метеостанции необходимо изменить. В результате метеостанция в марте 1956 г. была перенесена в другое место и наблюдения с 1956 г. стали однородными, что показывает уменьшение соответствующих разностей, которые стали равны в среднем для года $1,1^{\circ}\text{C}$, а для марта месяца $1,6^{\circ}\text{C}$. Таким образом, выявленная систематическая погрешность на метеостанции Чита, которая должна добавляться в данные наблюдений до 1956 г. составила $-1,8^{\circ}\text{C}$ и $-1,2^{\circ}\text{C}$ соответственно для среднемесячных температур воздуха марта и октября и $-1,1^{\circ}\text{C}$ для среднегодовых температур.

Второй метод – метод соответствующих отношений, применяется тогда, когда сами рассматриваемые климатические величины большие, и разность между ними может варьировать существенно, а отношение остается приблизительно постоянным. Такая ситуация может иметь место для накопленных метеовеличин, например, сумм твердых осадков за холодный период года. В качестве примера в табл. 4.3 приведены отношения сумм твердых осадков на метеостанции Оренбург к суммам твердых осадков на метеостанции Боровое за каждый год с 1910 по 1921 гг.

Таблица 4.3

Отношения сумм твердых осадков на метеостанциях Оренбург и Боровое

Год	1910	1911	1912	1913	1914	1915
Отношение	1,0	0,95	0,88	1,00	0,97	0,80
Год	1916	1917	1918	1919	1920	1921
Отноше- ние	0,70	0,60	0,59	0,62	0,51	0,45

По данным табл. 4.3 можно сделать вывод, что за период 1910–1915 гг. отношение сумм осадков было примерно одинаковым и близким к 1 при вариации от 0,8 до 1,0. Однако в следующий период с 1916 г. по 1921 г. отношение резко уменьшилось и стало варьировать от 0,45 до 0,70. Анализ причин такой неоднородности позволил установить, что в 1916 г. метеостанция в

г. Оренбурге была перенесена на открытое место, что дало возможность правильного измерять скорость ветра, которая ранее была занижена. Однако, большая скорость ветра привела и к большему выдуванию осадков из дождемера, что уменьшило сумму твердых осадков и соответственно их отношение к осадкам на метеостанции Боровое. Причем, величина уменьшения зимних осадков за счет выдувания достаточно существенна и составляет до 50%.

4.3. Статистические методы оценки однородности и стационарности

Рассмотренные предварительные или простые методы выявления неоднородности являются субъективными и применимы, когда естественная изменчивость климатической характеристики в многолетних временных рядах меньше, чем проявление неоднородности, что характерно, например, для скорости ветра, атмосферного давления. Однако, для многих климатических характеристик, особенно таких, как температура воздуха и осадки, естественная изменчивость является очень большой. На рис. 4.4 приведен фрагмент ряда наблюдений за среднемесячной температурой января в Санкт-Петербурге за период 1964–2019 гг. Даже из этой части ряда наблюдений следует, во-первых, что естественная изменчивость достаточно высокая: при вариации температур от $-17,9^{\circ}\text{C}$ (1987 г.) до $-0,7^{\circ}\text{C}$ (1989 г.), а, во-вторых, разность температур соседних лет может достигать 13°C , как между 1987 г. и 1988 г. При таком естественном размахе колебаний в 17°C и межгодовой разности, достигающей 13°C , применять субъективные методы бессмысленно. Поэтому применяются статистические методы и статистические критерии, которые являются объективными и позволяют принимать оптимальное решение в условиях неопределенности.

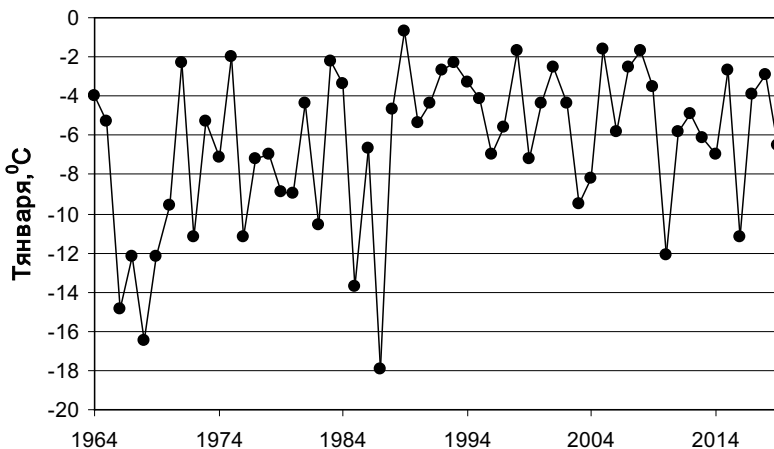


Рис. 4.4. Многолетний ряд среднemesячной температуры января, метеостанция Санкт-Петербург

Как было сказано ранее, проверка на однородность является первым и необходимым шагом климатической обработки. При этом в гидрометеорологии различают два вида однородности:

- однородность эмпирического распределения, которая может нарушаться наличием резко отклоняющихся от общей совокупности неоднородных экстремумов;
- однородность средних значений и дисперсий двух последовательных частей временного ряда, т. е. однородность во времени, которая называется стационарностью.

В связи с тем, что один вид неоднородности может влиять на другой, то существует следующая последовательность оценки однородности и стационарности, включающая три этапа. Прежде всего, осуществляется проверка однородности эмпирического распределения на экстремумы, так как их наличие влияет на стационарность средних значений и особенно дисперсий, при расчете которых значение разности между неоднородным экстремумом и средним возводится в квадрат. Далее осуществляется проверка стационарности дисперсий, т. к. нестационарные дисперсии влияют на результаты оценки стационарности средних значений и при нестационарных дисперсиях оценка стационарности средних осуществляется по другой формуле, чем в случае стационарных дис-

персий. На третьем заключительном этапе оценивается стационарность средних значений уже с учетом нестационарности экстремумов и дисперсий, если токовое имело место.

В основе существующей методологии расчетов климатических характеристик лежит гипотеза стационарности параметров распределения, т. к. полученные на основе стационарной выборки параметры и расчетные климатические характеристики редкой повторяемости переносятся из настоящего на будущее на период последующей эксплуатации проектируемых сооружений, объектов, природных комплексов и других прикладных характеристик. При этом период эксплуатации в будущем может составлять многие десятки лет и надо быть уверенным, что рассчитанные показатели не изменятся, и это особенно важно в современных условиях изменяющегося климата.

Еще одна гипотеза, которая часто используется при выполнении климатических расчетов – это гипотеза эргодичности, состоящая в том, что одну очень продолжительную выборку по времени можно заменить несколькими выборками по пространству значительно меньшей продолжительности [1]. Иначе говоря, постулируется инвариант пространства и времени для некоторых климатических характеристик. Эта гипотеза нашла широкое применение, например, при обработке данных по осадкам, особенно по ливневым осадкам. При этом рассматриваются ряды осадков на многих метеостанциях в одном регионе. Каждый ряд наблюдений недостаточно продолжителен, но если постулировать гипотезу эргодичности, то данные по всем рядам наблюдений можно объединить в одну общую совокупность, которая уже будет достаточно большой и на ее основе можно более надежно определить параметры распределений и квантили. Такой подход генетически обоснован случайностью как пространственного выпадения осадков, так и практическим отсутствием закономерностей для осадков во времени.

Методы оценки однородности эмпирических распределений

Наблюденные и приведенные к многолетнему периоду ряды метеорологических характеристик являются основой для определения расчетных климатических характеристик в пунктах

наблюдений на основе построения эмпирических распределений и их аппроксимации аналитическими кривыми. Прежде чем применять аппарат математической статистики и теории функций распределения, необходимо оценить адекватность временных рядов требуемым предпосылкам этого аппарата. Основные требования состоят:

- в однородности выборки, т. е. требуется, чтобы все случайные величины выборки были из одного и того же распределения «генеральной совокупности»;
- в стационарности во времени основных выборочных параметров: среднего значения и дисперсии.

Только при выполнении этих условий можно применять аппарат математической статистики и эффективно определять расчетные климатические характеристики.

Первым шагом исследования является оценка однородности эмпирических распределений метеорологических характеристик, которая может нарушаться из-за резко отклоняющихся от общей совокупности максимальных и минимальных значений. Оценка однородности рядов наблюдений за метеорологическими характеристиками осуществляется на основе генетического и статистического анализа исходных данных наблюдений. Генетический анализ заключается в выявлении физических причин, обуславливающих неоднородность исходных данных наблюдений. Для оценки статистической значимости однородности применяются критерии резко отклоняющихся экстремальных значений в эмпирическом распределении: критерии Смирнова–Граббса и Диксона [2, 5]. Существуют три основные причины такой неоднородности:

- резко отклоняющиеся метеорологические величины имеют особые условия формирования, например, сформированы тайфунами, ураганами и т. д.;
- экстремальное событие имеет более редкую вероятность появления, чем та, которая определяется по эмпирической формуле для короткого ряда наблюдений при включении экстремума в общую последовательность наблюдений;
- резко отклоняющаяся величина обусловлена значительной погрешностью измерений.

Последовательность оценки однородности состоит в том, что вначале сомнительные, резко отклоняющиеся от эмпирического распределения экстремумы проверяются по статистическим критериям, и в случае отклонения гипотезы однородности устанавливается ее причина на основе генетического анализа.

Особенность критериев оценки однородности Смирнова–Граббса и Диксона состоит в том, что они разработаны для условий нормального симметричного закона распределения генеральной совокупности и отсутствия автокорреляции. В то же время эмпирические распределения гидрометеорологических характеристик могут иметь асимметрию, и в ряде случаев во временных рядах может иметь место статистически значимая автокорреляция между смежными членами ряда ($r(1)$). Для учета таких особенностей гидрометеорологической информации были проведены работы по расширению таблиц статистических критериев, наиболее часто применяемых в гидрометеорологии (критерии Диксона, Смирнова–Граббса, Стьюдента, Фишера).

Статистики критериев Диксона рассчитываются на основании эмпирических данных по следующим формулам:

а) для максимального члена ранжированной в возрастающем порядке выборки (Y_n):

$$D1_n = (Y_n - Y_{n-1}) / (Y_n - Y_1), \quad (4.1)$$

$$D2_n = (Y_n - Y_{n-1}) / (Y_n - Y_2), \quad (4.2)$$

$$D3_n = (Y_n - Y_{n-2}) / (Y_n - Y_2), \quad (4.3)$$

$$D4_n = (Y_n - Y_{n-2}) / (Y_n - Y_3), \quad (4.4)$$

$$D5_n = (Y_n - Y_{n-2}) / (Y_n - Y_1); \quad (4.5)$$

б) для минимального члена ранжированной в возрастающем порядке выборки (Y_1):

$$D1_1 = (Y_1 - Y_2) / (Y_1 - Y_n), \quad (4.6)$$

$$D2_1 = (Y_1 - Y_2) / (Y_1 - Y_{n-1}), \quad (4.7)$$

$$D3_1 = (Y_1 - Y_3) / (Y_1 - Y_{n-1}), \quad (4.8)$$

$$D4_1 = (Y_1 - Y_3) / (Y_1 - Y_{n-2}), \quad (4.9)$$

$$D5_1 = (Y_1 - Y_3) / (Y_1 - Y_n), \quad (4.10)$$

где $Y_1 < Y_2 < \dots < Y_n$; n – объем выборки.

Статистика критерия Смирнова–Граббса для максимального члена ранжированной последовательности (Y_n) рассчитывается по формуле:

$$G_n = (Y_n - Y_{\text{ср}}) / \sigma_Y, \quad (4.11)$$

и для минимального (Y_1):

$$G_1 = (Y_{\text{ср}} - Y_1) / \sigma_Y, \quad (4.12)$$

где $Y_{\text{ср}}$, σ_Y – среднее значение и среднее квадратическое отклонение анализируемой выборки, определяемые по формулам:

$$Y_{\text{ср}} = \sum Y_i / n, \quad (4.13)$$

$$\sigma_Y^2 = \sum (Y_i - Y_{\text{ср}})^2 / (n - 1), \quad (4.14)$$

где σ_Y^2 – дисперсия.

Оценка однородности по критериям состоит в сравнении расчетного значения статистики критерия, полученной по эмпирическим данным, с ее критическим значением из таблиц при заданном уровне значимости (α), объеме выборки (n), коэффициентах автокорреляции ($r(1)$) и асимметрии (C_s). Уровень значимости обычно задается равным $\alpha = 5\%$, что соответствует принятию нулевой гипотезы об однородности с вероятностью 95%. В результате гипотеза однородности может быть принята в том случае, если расчетное значение статистики меньше соответствующего критического.

Критические значения статистик критерия Диксона и Смирнова–Граббса приведены в таблицах «Практикума по климатологии. Часть 1».

Коэффициенты асимметрии (C_s) и автокорреляции ($r(1)$) определяются по следующим формулам:

$$C_s = \sum (Y_i - Y_{cp})^3 / n \sigma^3 \quad \text{или} \quad (4.15)$$

$$\tilde{C}_s = \left[n \sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3 \right] / [\tilde{C}_v^3 (n-1)(n-2)] \quad (4.15')$$

$$r(1) = \sum (Y_i - Y_{cp1})(Y_{i+1} - Y_{cp2}) / n \sigma_1 \sigma_2 \quad \text{или} \quad (4.16)$$

$$r(1) = \sum (Y_i - Y_{cp1})(Y_{i+1} - Y_{cp2}) / \sqrt{\sum (Y_i - Y_{cp1})^2 \sum (Y_{i+1} - Y_{cp2})^2}, \quad (4.16')$$

где C_v – коэффициент вариации, равный $C_v = \sigma_Y / Y_{cp}$ и $k_i = Y_i / Y_{cp}$;

$$Y_{cp1} = \sum_2^n Y_i / (n-1), \quad Y_{cp2} = \sum_1^{n-1} Y_i / (n-1).$$

После вычисления C_s и $r(1)$ необходимо оценить их статистическую значимость. С учетом удвоенной стандартной случайной погрешности (σ_{Par}) значение любого параметра (Par) будет находиться внутри доверительного интервала:

$$Par - 2\sigma_{Par} \leq Par \leq Par + 2\sigma_{Par} \quad (4.17)$$

Если этот интервал не включает нулевое значение, то параметр является статистически значимым. Случайные погрешности коэффициента асимметрии и автокорреляции вычисляются по формулам:

$$\sigma_{C_s} \approx \sqrt{(6/n)}, \quad (4.18)$$

$$\sigma_{r(1)} \approx (1 - r(1)^2) / \sqrt{n}. \quad (4.19)$$

Для практической оценки статистической значимости коэффициента автокорреляции можно также использовать и таблицу их критических значений при разных уровнях

значимости, которая приведена в «Практикуме по климатологии. Часть 1».

Обобщенные для асимметричного распределения Пирсона III типа с учетом внутрирядной связанности критерии Диксона и Смирнова–Граббса имеют следующие особенности. Значимая асимметрия в анализируемых выборках приводит к увеличению критических значений статистик, определенных для исходного нормального распределения, если проверяется максимальное значение ряда, и к уменьшению критических значений этих статистик при проверке минимального члена ряда. Влияние автокорреляции на статистики критериев не столь существенно, как влияние асимметрии. При этом, чем больше асимметрия, тем в большей степени сказывается влияние автокорреляции. Поэтому, если использовать критерии Диксона и Смирнова–Граббса, основанные на нормальном распределении, можно допустить существенную ошибку. Ошибка состоит в том, что можно принять минимальное отклоняющееся значение принадлежащим к данной совокупности, тогда как в действительности оно является неоднородным и принадлежит к другому распределению и, наоборот, считать аномальным одно или несколько максимальных значений, тогда как они принадлежат тому же асимметричному распределению.

Наглядное представление о влиянии асимметрии и автокорреляции на критические значения статистики Диксона $D1_n$ при $\alpha = 5\%$ видно из данных табл. 4.4. Так, если принять $n = 50$ лет и $r(1) = 0,5$, то при увеличении Cs от 0 до 3,0 критические значения статистики увеличиваются с 0,21 до 0,55, т. е. более, чем в 2,5 раза и величина 0,55 соответствует критическому значению при $n = 6$ лет в случае нормального распределения. В то же время для уровня значимости $\alpha = 1\%$ при том же объеме выборки $n = 50$, $r(1) = 0,5$ и $Cs = 0$ критическое значение будет равно 0,28, т. е. увеличивается незначительно при существенном уменьшении уровня значимости. Влияние автокорреляции на критические значения статистики Диксона намного меньше, чем асимметрии и при возрастании автокорреляции даже до 0,5, что практически редко встречается в многолетних рядах гидрометеорологических характеристик, кри-

тические значения статистики Диксона уменьшаются максимум на 0,01–0,02.

Таблица 4.4

Критические значения статистики $D1_n$ при $\alpha = 5\%$

Cs	r(1)	Объем выборки (n)						
		6	10	20	30	50	70	100
0	0	0,56	0,41	0,30	0,26	0,22	0,20	0,18
	0,5	0,56	0,40	0,29	0,25	0,21	0,19	0,17
	0,9	0,54	0,38	0,24	0,20	0,16	0,14	0,12
0,5	0	0,63	0,48	0,38	0,33	0,29	0,26	0,25
	0,5	0,62	0,47	0,36	0,31	0,27	0,26	0,23
	0,9	0,56	0,41	0,28	0,24	0,19	0,18	0,16
2,0	0	0,79	0,67	0,58	0,52	0,48	0,45	0,42
	0,5	0,77	0,65	0,55	0,49	0,44	0,42	0,39
	0,9	0,67	0,56	0,41	0,36	0,32	0,30	0,27
3,0	0	0,88	0,79	0,69	0,63	0,58	0,55	0,50
	0,5	0,88	0,78	0,67	0,61	0,55	0,52	0,47
	0,9	0,79	0,69	0,54	0,48	0,42	0,39	0,36

Следующий пример наглядно демонстрирует разницу в получаемых выводах об однородности при применения критических значений критериев Диксона для нормального и асимметричного распределений. Рассматривается многолетний ряд максимальных в году суточных осадков продолжительностью 90 лет. Предполагается, что максимальный экстремум является неоднородным. По формулам (4.1)–(4.5) получены следующие расчетные значения статистик критериев Диксона для максимального члена ранжированной по убыванию последовательности: $D1_n = 0,308$, $D2_n = 0,311$, $D3_n = 0,308$, $D4_n = 0,384$ и $D5_n = 0,404$. Если не учитывать асимметрию и автокорреляцию ($Cs = 0$ и $r(1) = 0$), то при задании даже $\alpha = 1\%$, т. е. очень маленькой вероятности ошибки 1-го рода, критические значения все равно оказываются меньше расчетных и равны соответственно:

$D1_n^*(0,0) = 0,26$, $D2_n^*(0,0) = 0,28$, $D3_n^*(0,0) = 0,29$, $D4_n^*(0,0) = 0,31$ и $D5_n^*(0,0) = 0,32$. Поэтому по правилам статистического оценивания нулевая гипотеза об однородности эмпирического распределения должна быть отклонена и принята альтернативная о том, что эмпирическое распределение содержит неоднородный резко отклоняющийся максимум. Однако, в связи с тем, что многие распределения в гидрометеорологии являются асимметричны-

ми, необходимо рассчитать коэффициенты асимметрии и автокорреляции, которые получились равными: $r(1) = 0,19$ и $C_s = 1,13$ и при этом коэффициент асимметрии является статистически значимым при $\alpha = 5\%$, а коэффициент автокорреляции статистически не значим и принят $r(1) = 0$. Если найти из таблиц критические значения статистик Диксона при вычисленном значении $C_s = 1,13$, то получим следующие результаты:

$$D1_n = 0.308 < D_n^* = 0.31 \text{ при } \alpha = 10\%;$$

$$D2_n^* = 0.28 \text{ при } \alpha = 10\% < D2_n = 0.311 < D2_n^* = 0.32 \text{ при } \alpha = 5\%;$$

$$D3_n = 0.308 < D3_n^* = 0.36 \text{ при } \alpha = 10\%;$$

$$D4_n^* = 0.36 \text{ при } \alpha = 10\% < D4_n = 0.384 < D4_n^* = 0.40 \text{ при } \alpha = 5\%;$$

$$D5_n^* = 0.37 \text{ при } \alpha = 10\% < D5_n = 0.404 < D5_n^* = 0.41 \text{ при } \alpha = 5\%.$$

Из приведенных результатов следует вывод, что практически для всех критериев Диксона расчетные значения меньше критических даже при уровне значимости $\alpha = 10\%$ или около этого, что свидетельствует о достаточно высокой вероятности принятия нулевой гипотезы об отсутствии резко отклоняющегося неоднородного экстремума. Поэтому, если не учитывать асимметричности эмпирических распределений, то часто можно получать выводы о неоднородности, которые на самом деле связаны с тем, что фактическое асимметричное распределение существенно отличается от нормального, особенно в областях редких обеспеченностей, т. е. на краях, где и имеют место экстремумы.

Методы оценки стационарности параметров распределений

Стационарность основных параметров временных рядов (среднего значения и дисперсии) может нарушаться по многим причинам, перечисленным в разделе 4.1. В настоящее время наиболее существенной из них становится влияние современного антропогенного изменения климата. Очевидно, что если параметры распределения нестационарны, то полученные на их основе расчетные климатические характеристики также будут ненадежны и неустойчивы, что уже будет оказывать влияние на проектируемые объекты. Поэтому оценка стационарности средних значений и дисперсий является необходимой процедурой для обоснования применяемых в климатических расчетах статистических методов, основанных на гипотезе стационарности.

При оценке стационарности средних значений и дисперсий для последовательных частей ряда применяются критерии Стьюдента и Фишера, также обобщенные для особенностей гидрометеорологической информации. Анализ по этим критериям осуществляется после того, как проведена оценка на отсутствие резко отклоняющихся экстремумов, существенно влияющих на значения средних значений и особенно дисперсий. Для оценки стационарности дисперсий и средних значений соответственно по критериям Фишера и Стьюдента временной ряд разбивается на две или несколько подвыборок одинаковой или разной длины, причем границы разбиения желательно связать с датами предполагаемого нарушения стационарности. По каждой подвыборке вычисляются значения средних ($\bar{Y}_{срj}$) и дисперсий (σ^2_j).

Для оценки стационарности дисперсий применяется известный критерий Фишера, статистика которого определяется в виде отношения дисперсий двух частей временного ряда, причем в числителе всегда стоит большая из дисперсий:

$$F = \sigma^2_j / \sigma^2_{j+1}, \quad (4.20)$$

при $\sigma^2_j > \sigma^2_{j+1}$. где σ^2_j , σ^2_{j+1} – соответственно дисперсии двух следующих друг за другом подвыборок (j и $j+1$) объемом n_1 и n_2 .

Гипотеза о стационарности дисперсий принимается при заданном уровне значимости $\alpha(\%)$. если расчетное значение статистики критерия меньше критического ($F < F^*$) при заданных степенях свободы, соответствующих объемам выборок (n_1 и n_2).

Критические значения статистики Фишера (F^*) в зависимости от уровня значимости $\alpha(\%)$, коэффициентов внутрирядной ($r(1)$) и межрядной корреляции (R) при равных объемах двух выборок ($n_x = n_y$) были получены методом статистических испытаний и приведены в таблице «Практикума по климатологии. Часть 1» [5].

При объемах выборок n_1 и n_2 больше или равных 25 членам ряда можно использовать классическое F -распределение для нормально распределенных независимых случайных величин с новыми степенями свободы, которые зависят от автокорреляции и асимметрии и определяются по формулам:

$$n_{1F} = \frac{n_1 g}{1 + \frac{2r^2}{1-r^2} \left[1 - \frac{1-r^{2n_1}}{n_1(1-r^2)} \right]}, \quad (4.21)$$

$$n_{2F} = \frac{n_2 g}{1 + \frac{2r^2}{1-r^2} \left[1 - \frac{1-r^{2n_2}}{n_2(1-r^2)} \right]}, \quad (4.22)$$

где g – коэффициент, учитывающий влияние асимметрии исходной совокупности и определяемый по табл. 4.5; r – коэффициент автокорреляции между смежными членами ряда.

Таблица 4.5

Зависимость коэффициента g от C_s при определении новых степеней свободы для критерия Фишера

C_s	0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0
g	1,0	0,82	0,62	0,45	0,30	0,24	0,17	0,14	0,10

Критические значения статистик F -распределения для нормально распределенных независимых случайных величин при $\alpha = 5\%$ приведены, например, в таблице «Практикума по климатологии. Часть 1» [5].

Расчетное значение статистики критерия Стьюдента для оценки стационарности двух средних значений последовательных подвыборок определяется по формуле:

$$t = \frac{Y_{cpI} - Y_{cpII}}{\sqrt{n_1 \sigma_I^2 + n_2 \sigma_{II}^2}} \sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 - 2)}{n_1 + n_2}}, \quad (4.23)$$

где Y_{cpI} , Y_{cpII} , σ_I^2 , σ_{II}^2 – средние значения и дисперсии двух последовательных выборок; n_1 и n_2 – объемы выборок.

Критические значения статистики Стьюдента определяются при равных объемах выборок из «Практикума по климатологии. Часть 1» или рассчитываются по уравнению:

$$t'_6 = C_t \cdot t_6, \quad (4.24)$$

где t'_6 – критическое значение статистики Стьюдента при наличии автокорреляции; t_6 – критическое значение статистики Стьюдента для случайной совокупности при том же числе степеней свободы $k = n_1 + n_2 - 2$; C_t – переходный коэффициент, определяемый в зависимости от коэффициента автокорреляции по табл. 4.6.

Таблица 4.6

Коэффициенты C_t в зависимости от коэффициента автокорреляции ($r(1)$), предназначенные для пересчета критических значений статистики Стьюдента

$r(1)$	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0,0	1,00	1,00	1,01	1,02	1,02	1,03	1,04	1,05	1,06	1,07
0,1	1,07	1,08	1,09	1,10	1,11	1,12	1,13	1,14	1,16	1,17
0,2	1,18	1,19	1,20	1,22	1,23	1,24	1,26	1,27	1,29	1,31
0,3	1,33	1,34	1,35	1,37	1,39	1,41	1,42	1,44	1,46	1,49
0,4	1,51	1,52	1,54	1,56	1,59	1,67	1,63	1,65	1,68	1,70
0,5	1,72	1,75	1,78	1,81	1,84	1,88	1,92	1,95	1,99	2,03
0,6	2,06	2,07	2,13	2,17	2,21	2,24	2,28	2,32	2,36	2,40

Оценка стационарности по критерию Стьюдента осуществляется также путем сравнения расчетных и критических значений статистик. Если расчетное значение меньше критического при заданном уровне значимости, гипотеза об однородности (стационарности) не отклоняется.

Таким образом, на статистики критерия Фишера влияет как асимметрия, так и автокорреляция, а на статистики критерия Стьюдента – только автокорреляция.

Обоснование последовательности применения сначала методов оценки однородности экстремумов, а затем уже оценки стационарности дисперсий и средних демонстрируют табл. 4.7 и рис. 4.5. В табл. 4.7 приведены результаты проверки стационарности дисперсий и средних значений для многолетних рядов максимальных в году суточных осадков на метеостанциях северной части Западной Сибири. Знаком «+» отмечено принятие нулевой гипотезы стационарности при $\alpha = 5\%$, знаком «-» – ее отклонение при $\alpha = 1\%$, а знаком «(-)» – условное отклонение в диапазоне $5\% < \alpha < 1\%$ и рядом приводится уровень значимости, соответствующий расчетному значению статистики критерия.

Таблица 4.7

Результаты оценки стационарности дисперсий и средних значений по критериям Фишера и Стьюдента

Код станции	Название станции	Критерий Фишера	Критерий Стьюдента
20674	Остров Диксон	(-) 2.4%	+
23146	Мыс Каменный	+	+
23631	Березово	+	+
23724	Ханты-Мансийск	+	+
23849	Сургут	-	+
23933	Няксимволь	-	(-)2.6%
23955	Александровское	+	+

Как следует из результатов табл. 4.7, для трех рядов наблюдений отклоняется гипотеза стационарности дисперсий и для одного ряда – гипотеза стационарности средних значений. Многолетние ряды наблюдений для метеостанций Остров Диксон и Няксимволь с полученными нестационарными параметрами приведены на рис. 4.5. Из рассмотрения временных рядов видно, что в них содержатся резко отклоняющиеся максимумы, которые при оценке по критериям Диксона и Смирнова–Граббса можно признать неоднородными. Если из рядов наблюдений исключить эти максимумы, то результаты оценки по критериям дадут стационарность параметров. В данном случае один неоднородный максимум на метеостанции Остров Диксон привел к тому, что дисперсия второй части ряда оказалась статистически значимо меньше, чем первой части. Для метеостанции Няксимволь два неоднородных экстремума во второй части ряда привели к выводу как о нестационарности дисперсий при $\alpha = 1\%$, так и к выводу о нестационарности средних значений при $\alpha = 2,6\%$. Поэтому если вначале не выполнить оценку однородности экстремумов, то можно сделать и неверный вывод о том, что нестационарность дисперсий и средних обусловлена долговременным изменением климата, тогда как фактически нестационарность обусловлена аномальными погодными условиями одного или двух лет.

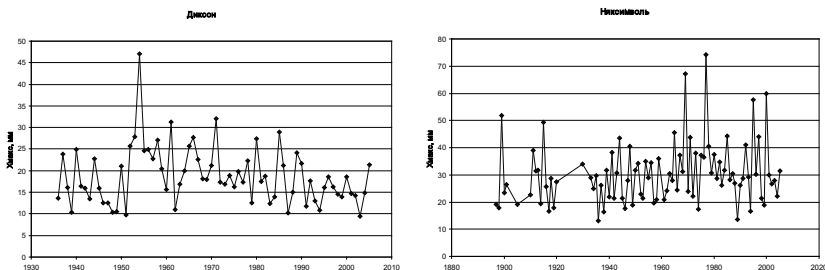


Рис. 4.5. Неоднородные максимумы в рядах максимальных годовых осадков на метеостанциях Диксон (слева) и Няксимволь (справа)

Вычислительные программы для оценки однородности и стационарности

В связи с важностью первичной оценки однородности и стационарности для последующего выполнения климатических расчетов и для массового внедрения этих методов в обработку гидрометеорологической информации была разработана соответствующая вычислительная программа, которая в настоящее время входит в виде модуля «Однородность» в программный комплекс «Гидрорасчеты» (Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2010615886 от 09.09.2010).

На экране заставки при запуске программы (рис. 4.6) представлена информация о пункте наблюдений, рассматриваемой характеристике, периоде наблюдений, который можно изменить при вводе значений в соответствующие поля, расположенные на контрольной панели в верхней части экрана. При нажатии кнопки «Применить» произойдет пересчет характеристик эмпирического распределения на основании введенных значений. Все изменения сразу отразятся во всех таблицах и графиках. Экран заставки (главного меню) программы разбит на четыре рабочих окна. В левом верхнем окне представлена таблица хронологического ряда наблюдений, а справа от нее – окно хронологического графика. В левом нижнем окне приведена таблица эмпирических обеспеченностей, ранжированных значений ряда и соответствующих им лет, а справа – окно с графиком эмпирического распределения. Каждая таблица и график могут быть записаны в файлы. Пользователю предоставляется возможность самостоятельно настроить

формат записи данных в различные внешние файлы. Для этого сначала необходимо выбрать формат выходного файла и элементы данных для записи. Графики могут быть отредактированы и также или записаны в файл или переданы непосредственно в текст отчета через буфер обмена. Вычислительная программа включает две части, которые представлены в главном меню в клавише «Расчет»: оценка однородности экстремальных значений и оценка стационарности временных рядов.

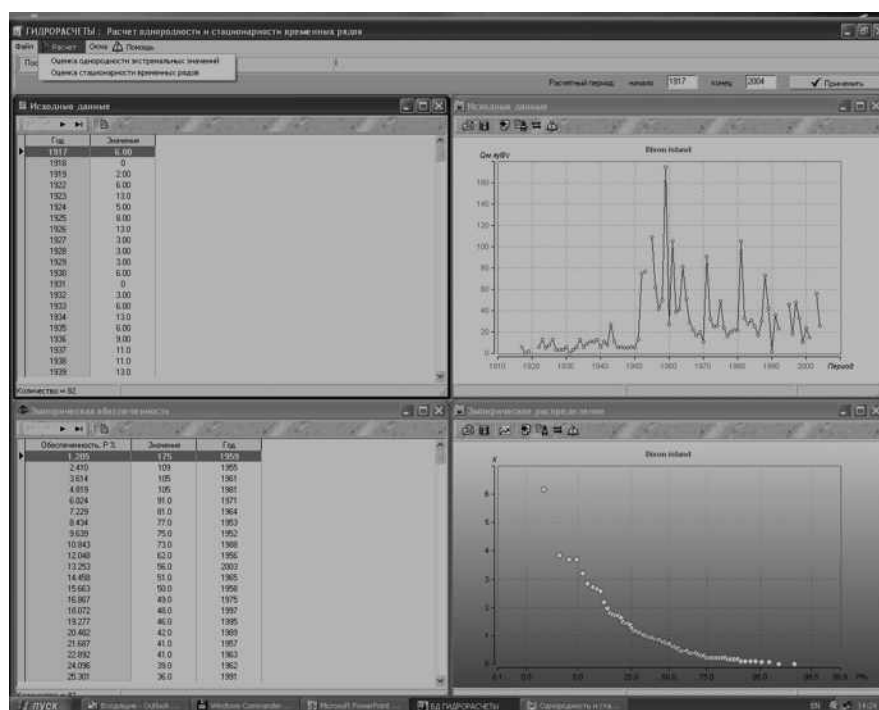


Рис. 4.6. Главное меню программы «Однородность»

После задания расчетного периода (если необходимо), просмотра и анализа исходных данных осуществляется переход к вычислительному блоку нажатием кнопки «Расчет». Далее осуществляется выбор метода расчета: «Оценка однородности экстремальных значений» и «Оценка стационарности временных рядов»

(рис. 4.6). Вначале выбирается «Оценка однородности экстремальных значений» и осуществляется выход на экран задания параметров (рис. 4.7).

1. Оценка экстремальных значений

Параметры

Статистические критерии

- ☒ Максимумы по Диксону (до трех)
- ☒ Минимумы по Диксону (до трех)
- ☐ Максимум по Смирнову_Граббсу (один)
- ☐ Минимум по Смирнову_Граббсу (один)

Уровень значимости, %

5 %
1 %
5 %
10 %

Коэффициент автокорреляции $r(1)$

Вычисляется автоматически

Коэффициент асимметрии C_s

Вычисляется автоматически

Расчет

Рис. 4.7. Экран задания параметров для оценки экстремальных значений в программе «Однородность»

Для оценки резко отклоняющихся экстремальных значений в эмпирическом распределении по статистическим критериям Диксона и Смирнова-Граббса следует выполнить следующие шаги:

- выбрать статистические критерии – выбор (отмена выбора) устанавливается щелчком клавиши мыши в строке рассматриваемого критерия;
- задать уровень значимости – уровень значимости задается пользователем в поле редактирования (обычно 5%);
- определить способы вычисления коэффициентов автокорреляции и асимметрии: вычисляется автоматически (обычно) или задается пользователем.

После нажатия кнопки «Расчет» осуществляются вычисления, и появляется таблица с результатами расчетов (рис. 4.8), в которой представлены: вид анализируемого экстремума (максимум или минимум); используемый критерий; расчетное значение статистики критерия; критическое значение статистики критерия; уровень значимости, соответствующий расчетному значению статистики критерия; вывод об однородности или неоднородности; годы, зна-

чения за которые являются неоднородными (по максимуму до трех лет). Таблица результатов расчетов записывается в файл при нажатии кнопки «Записать данные таблицы в файл» (на панели над таблицей) и выборе соответствующих полей таблицы, формата выходного файла (например, Word) и нажатия кнопки <OK> с последующим заданием имени файла.

Экстремум	Критерий	Расчетн.	Критическ.	Уровень значимости расч.	Вывод	Год
max	Диксон 1	0.0848	0.2104	11.0000	однороден	
max	Диксон 2	0.0909	0.2204	11.0000	однороден	
max	Диксон 3	0.2273	0.2704	11.0000	однороден	
max	Диксон 4	0.2316	0.2804	11.0000	однороден	
max	Диксон 5	0.2120	0.2604	11.0000	однороден	
min	Диксон 1	0.0673	0.1340	11.0000	однороден	
min	Диксон 2	0.0736	0.1483	11.0000	однороден	
min	Диксон 3	0.0926	0.1896	11.0000	однороден	
min	Диксон 4	0.1076	0.1996	11.0000	однороден	

Рис. 4.8. Таблица с результатами расчетов однородности резко отклоняющихся экстремумов по критериям Диксона и Смирнова–Грabbса

После записи в файл результатов расчетов по оценке однородности эмпирического распределения, задается функция «Оценка стационарности временных рядов» и осуществляется переход в окно, где задаются параметры для расчета стационарности дисперсий по критерию Фишера и средних значений по критерию Стьюдента (рис. 4.9). Временной ряд разбивается на два диапазона. По умолчанию временной ряд разбивается пополам, но пользователь может самостоятельно откорректировать границы диапазонов, если, например, известен год нарушения стационарности. Затем следует задать способ определения коэффициентов автокорреляции и асимметрии. Их можно вычислять или по ряду наблюдений («вычисляется автоматически») или задавать средними региональными. Уровень значимости по умолчанию ставится 5%, но его можно задать также и 10% и 1%.

2. Оценка основных параметров временных рядов (средний и дисперсий)

Параметры

Статистические критерии

- ☒ Критерий Фишера
- ☒ Критерий Стьюдента

Расчетные периоды

	начало	конец	кол-во лет
1 период	1917	1960	41
2 период	1961	2004	41

Кoeffициент автокорреляции $\rho(1)$

вычисляется автоматически

Кoeffициент асимметрии C_s

вычисляется автоматически

Уровень значимости, %

5%

Расчет

Рис. 4.9. Экран задания параметров для оценки стационарности параметров в программе «Однородность»

В результате расчетов по второй части программы также формируется таблица результатов, которая записывается в файл (рис. 4.9).

Имя: Р.ВЯТКА - Г.КИРОВ (1917-1991)

Записать данные таблицы в файл: ☐ Уровень значимости расч: ☐ Вывод: ☐

Критерий	1.4084	1.5494	11.0000	однороден
Критерий Фишера	0.5115	1.9808	11.0000	однороден
Критерий Стьюдента				

Количество:

Экран отображения исходных данных

Обеспеченность, Р. %	Значение	Год
0.840	5280	1979
1.681	4940	1991
2.521	4430	1957
3.361	4260	1981

Экран отображения результатов расчетов

Р.ВЯТКА - Г.КИРОВ

Рис. 4.10. Таблица с результатами расчетов стационарности дисперсий и средних значений по критериям Фишера и Стьюдента

4.4 Примеры оценки стационарности параметров временных рядов по статистическим критериям

Оценка стационарности осадков и температур воздуха на севере Западной Сибири

Данное исследование было проведено в связи с тем, что физико-математические модели климата, особенно в случае самого неблагоприятного сценария при повышении глобальной температуры на 4°C , давали рост среднегодовых температур воздуха на севере Западной Сибири на $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$, а на прилегающей акватории Северного Ледовитого океана прирост температур ожидался даже до $+16^{\circ}\text{C}$ (рис. 4.11). При таком повышении температуры может нарушиться инфраструктура нефтегазового комплекса в основных добывающих районах Западной Сибири, включая полуостров Ямал и океаническую зону шельфа, где осуществляется интенсивная добыча природных ресурсов. Поэтому необходимо было оценить имеет ли место проявление изменений климата уже сегодня в рядах таких основных климатических характеристик как температура воздуха и осадки [6].

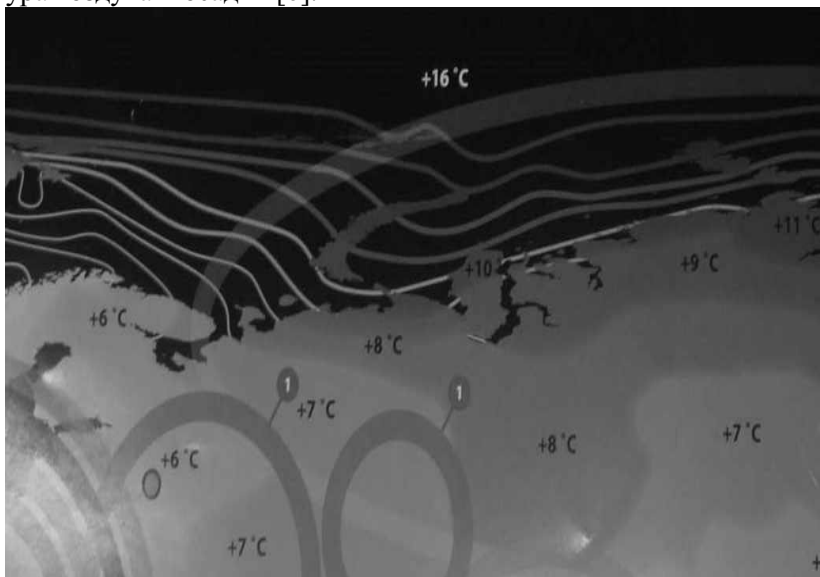


Рис. 4.11. Сценарные оценки прироста среднегодовых температур воздуха на севере Западной Сибири

Для решения поставленной задачи на территории севера Западной Сибири было выбрано 16 метеостанций с продолжительными рядами наблюдений за суммами месячных осадков и среднемесячными температурами воздуха, местоположение которых показано на рис. 4.12.

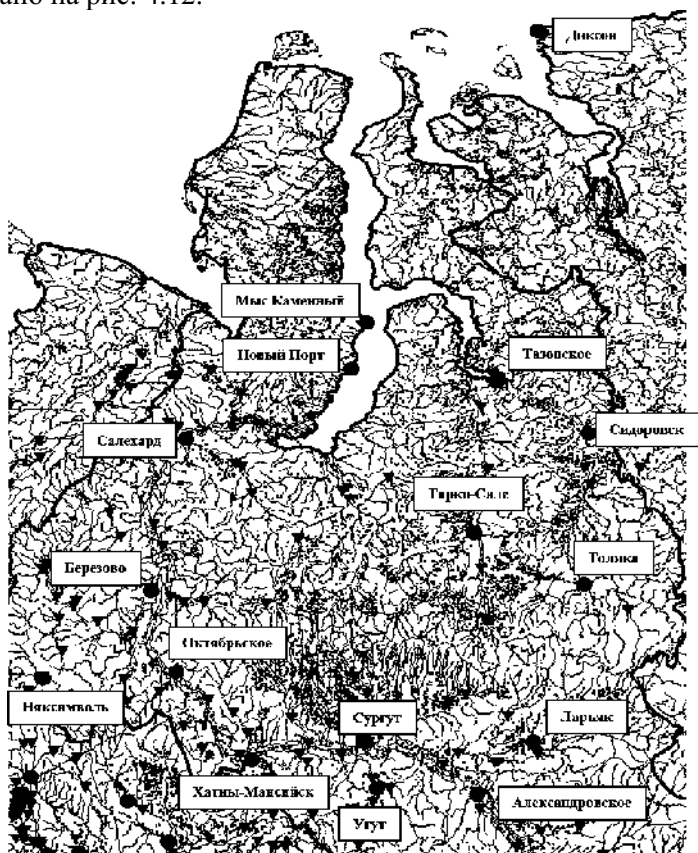


Рис. 4.12. Расположение метеостанций в северной части Западной Сибири

Как видно из рис. 4.12, метеостанции размещены достаточно равномерно по территории от самой северной на острове Диксон до южных метеостанций в Александровском на р. Оби и в Ханты-Мансийске. Также хорошо освещена наблюдениями самая северная часть региона, на которой имеется 6–7 метеостанций. В соот-

ветствии с климатическими сценариями в этой части Земли следует ожидать как большого роста температур, так и осадков, который в 2–2,5 раза должен превышать средний рост по планете. Поэтому необходимо было оценить по статистическим критериям, действительно ли наблюдается уже сегодня рост этих климатических характеристик или, по крайней мере, имеет ли место начало такой тенденции.

Прежде всего, была осуществлена проверка эмпирических распределений температур воздуха и осадков каждого месяца на наличие резко отклоняющихся экстремальных значений по статистическим критериям Диксона и Смирнова-Граббса. В связи с тем, что при месячном осреднении метеорологических характеристик экстремумы сглаживаются, в эмпирических распределениях не было выявлено ни одного случая неоднородности. После этого ряды наблюдений были разделены на две части и для каждой из них рассчитаны средние значения и дисперсии и на их основе – статистики критериев Фишера и Стьюдента. Сравнение с критическими значениями осуществлялось при уровнях значимости $\alpha = 5\%$ и 1% . При этом, если расчетное значение было меньше критического при $\alpha = 5\%$, то гипотеза стационарности принималась, если расчетное значение было больше критического при $\alpha = 1\%$ – гипотеза стационарности отклонялась, если же расчетное значение соответствовало диапазону $3\% < \alpha < 5\%$, то гипотеза стационарности условно принималась, а для диапазона $1\% < \alpha \leq 3\%$ – условно отклонялась. В таблицах рис. 4.13 приведены результаты оценки стационарности дисперсий по критерию Фишера (в таблице обозначено буквой «Ф») и средних значений сумм месячных осадков по критерию Стьюдента («Ст») и кружками выделены ситуации, когда гипотеза стационарности отклоняется или условно отклоняется.

Из результатов таблиц рис.4.13 следует два важных вывода:

- число нестационарных рядов в холодный период года с октября по март-апрель существенно больше, чем в теплый период;
- нестационарные ряды холодного периода года имеют место на метеостанциях северной части региона, расположенных ближе к Карскому морю.

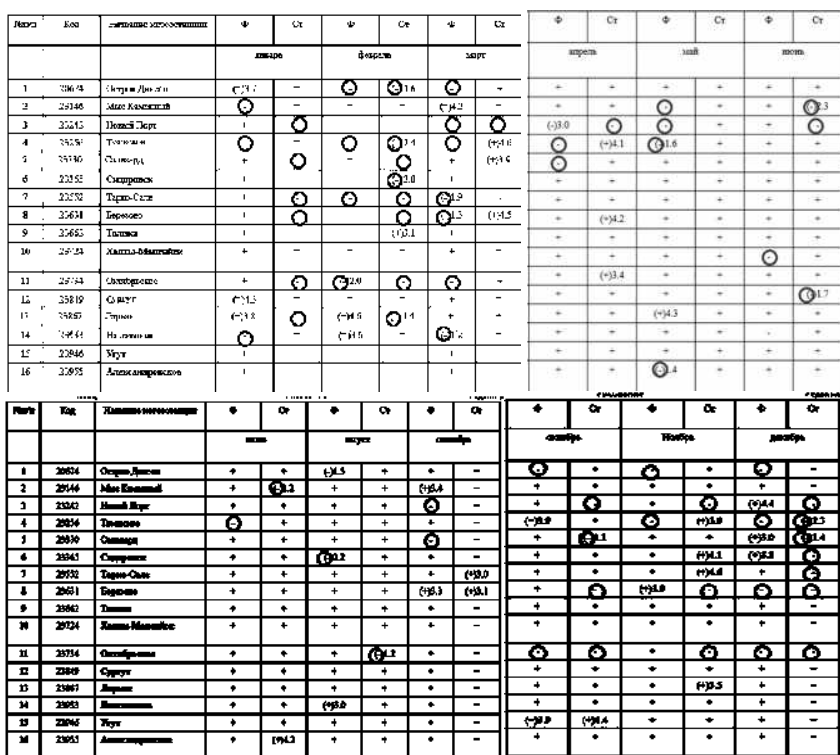


Рис. 4.13. Результаты оценки стационарности дисперсий и средних значений для рядов месячных сумм осадков на севере Западной Сибири

Полученные выводы вроде бы подтверждают концепцию современного потепления климата и увеличение числа осадков за счет испарения с морей, особенно на прилегающих к ним территориях. Однако, сомнение вызывает, что вывод относится не к летним, а к зимним осадкам, когда испарение с покрытого льдом моря практически отсутствует.

Для выяснения причин нестационарности был проведен анализ графиков нестационарных временных рядов, которые приведены на рис. 4.14 в двух разных вариантах: для одной метеостанции (Новый Порт) за разные месяцы холодного периода в левой части рис. 4.14 и за один и тот же месяц (январь и декабрь), но для разных метеостанций в средней части рис. 4.14. Для сравнения в

правой части рис. 4.14 приведены случаи нестационарных рядов в теплый период года. Вертикальными линиями на каждом временном графике показаны годы, когда произошел ступенчатый переход от одних стационарных условий первой половины ряда к другим стационарным условиям второй половины ряда. Также горизонтальными линиями на каждом графике показаны средние значения осадков первой и второй частей ряда наблюдений.

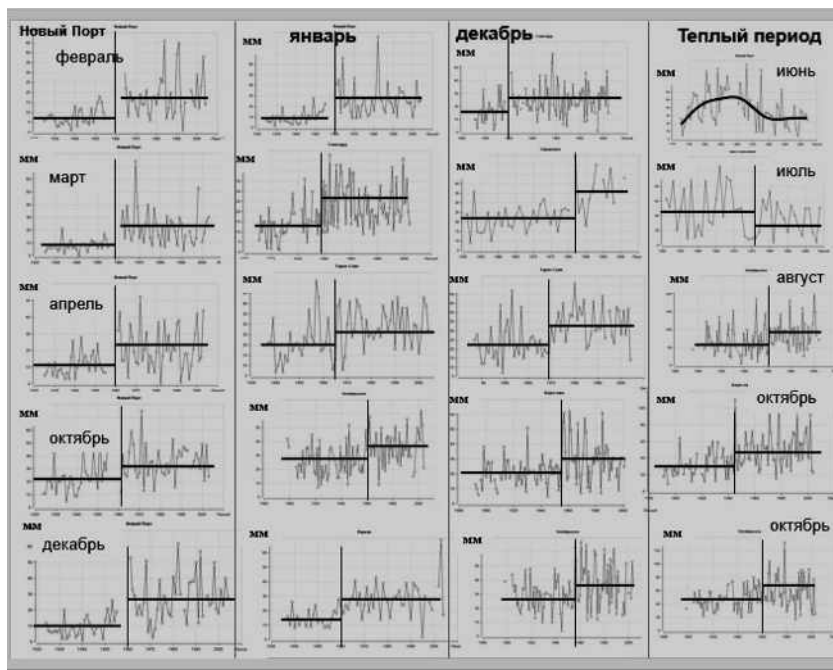


Рис. 4.14. Графики нестационарных временных рядов сумм месячных осадков на метеостанциях севера Западной Сибири

Из рассмотрения и анализа графиков можно сделать следующие выводы:

- в холодные месяцы года осадки второй половины рядов всегда больше, чем первой половины, причем часто увеличиваются не только средние, но и дисперсии;

- ступенчатый рост твердых осадков, которые характерны для месяцев холодной половины года, всегда относится к 1950-м годам;
- во временных рядах теплой половины года (если исключить октябрь как холодный месяц) имеет место как рост, так и уменьшение осадков, и в виде как ступенчатых, так и циклических изменений.

История наблюдений за осадками свидетельствует, что как раз в начале и середине 1950х годов на сети метеорологических наблюдений происходила замена приборов: дождемера на осадкомер системы Третьякова с лепестковой защитой от ветрового выдувания твердых осадков. Предыдущий прибор – дождемер давал систематическое занижение осадков холодного периода года. Как раз эту нестационарность за счет смены регистрирующих приборов и удалось установить с помощью проверки по статистическим критериям. Укладывается в этот вывод и то, что больше нестационарных случаев было на самых северных метеостанциях вблизи Карского моря, где скорости ветра больше.

Таким образом, проведенный анализ причин выявленной нестационарности показал, что она обусловлена не современным изменением климата, а результатом смены измерительных приборов. Вместе с тем полученный вывод важен и для исследований изменения климата и свидетельствует о том, что инструментально однородные данные об осадках можно анализировать только с 1960-го года после окончания периода замены приборов. Также важный вывод состоит в том, что дождемеры не только занижали средние значения осадков, иногда и очень существенно, но и дисперсии. В то же время полученные немногочисленные случаи нестационарных жидких осадков связаны, вероятно, с локальными причинами, т. е. с изменением условий на метеоплощадке, например, с ростом деревьев, изменений однородности ветрового режима и т. п.

Аналогичным образом был проведен анализ стационарности для среднемесячных температур воздуха и результаты приведены в таблицах рис. 4.15. Из результатов таблиц следует, что рядов с нестационарными средними значениями и дисперсиями для среднемесячных температур воздуха существенно меньше, чем для рядов осадков. Какой-либо смены приборов измерения температуры за рассматриваемый период не происходило, и поэтому можно

считать, что вся нестационарность обусловлена изменением климата. Интересно то, что нестационарность проявляется для очень малого числа метеостанций (19 случаев из 192х или 9,9%) и больше всего нестационарных рядов (6 случаев нестационарности + 2 случая условного принятия гипотезы из 16 рядов) приходится на март месяц.

Ряды	Баз	Наименование метеостанции	Φ	Φ_{cr}	Φ	Φ_{cr}	Φ	Φ_{cr}	Φ	Φ_{cr}	Φ	Φ_{cr}	Φ	Φ_{cr}	Φ	Φ_{cr}
			зима		лето		весна		осень		зима		лето		весна	
1	20674	Остров Диксона		1	1	0,0		1			-	-	-	0,0	+	-
2	20116	Звездный									-	-	-		+	-
3	20212	Порт-Порт	0,3	1				1			-	-	-		+	0,3
4	20753	Троицкое	-	+	-	-	-	+	-		-	-	-	-	+	-
5	20346	Солнечный	-	+	-	-	-	+	0		-	-	-	-	+	-
6	20252	Солнечный		1				1		0,0	-	-	-	0,0	+	-
7	20153	Троицкое	-	+	-	-	-	+	0,3		-	-	-	-	+	-
8	20644	Арктика	-	+	-	-	-	+	0		0	-	-	-	+	-
9	20652	Троицкое		1				1			-	-	-	0,0	+	-
10	20754	Троицкое		1				1	0,3		-	-	-	-	+	-
11	20754	Остров Диксона		1				1	0		-	-	-	-	+	-
12	20649	Порт-Порт	-	+	-	-	-	+	-	0	-	-	-	-	+	-
13	20346	Солнечный	-	+	-	-	-	+	-		-	-	-	-	+	-
14	20212	Порт-Порт	-	+	-	-	-	+	0,3	0	-	-	-	-	+	-
15	20644	Арктика	0,1	1	-	-	-	+	-		-	-	-	-	+	-
16	20346	Солнечный	-	+	-	-	-	+	0		-	-	-	-	+	-

Ряды	Баз	Наименование метеостанции	Φ	Φ_{cr}	Φ	Φ_{cr}	Φ	Φ_{cr}	Φ	Φ_{cr}	Φ	Φ_{cr}	Φ	Φ_{cr}	Φ	Φ_{cr}
			зима		лето		весна		осень		зима		лето		весна	
1	20674	Остров Диксона	+	-	-	-	+	-	-	0,3	-	-	-	+	-	-
2	20116	Звездный									-	-	-	+	-	-
3	20212	Порт-Порт	1				1				-	-	-	+	-	-
4	20753	Троицкое	+	-	-	-	+	-	-	1	-	-	-	+	-	-
5	20346	Солнечный	+	-	-	-	+	-	-	1	-	-	-	+	-	-
6	20252	Солнечный	1				1				-	-	-	+	-	-
7	20153	Троицкое	+	-	-	-	+	-	-	1	-	-	-	+	-	-
8	20644	Арктика	+	0,3	-	-	+	0,3	0,3	0,3	-	-	-	+	-	-
9	20652	Троицкое	1				1				-	-	-	+	-	-
10	20754	Троицкое	+	-	-	-	+	-	-	0,3	-	-	-	+	-	-
11	20754	Остров Диксона	+	-	-	-	+	-	-	0,3	-	-	-	+	-	-
12	20649	Порт-Порт	+	-	-	-	+	-	-		-	-	-	+	-	-
13	20346	Солнечный	1				1				-	-	-	+	-	-
14	20212	Порт-Порт	-	+	-	-	+	-	-		-	-	-	+	-	-
15	20644	Арктика	+	-	-	-	+	-	-		-	-	-	+	-	-
16	20346	Солнечный	1				1			0,0	-	-	-	+	-	-
17	20753	Троицкое	+	-	-	-	+	-	-	0,3	-	-	-	+	-	-

Рис. 4.15. Результаты оценки стационарности дисперсий и средних значений для рядов среднемесячных температур воздуха на севере Западной Сибири

Графики всех случаев нестационарных рядов (19 случаев) приведены на рис. 4.16, где слева отдельно представлена колонка нестационарных рядов температур марта. Нестационарные ряды температур марта имеют место, в отличие от осадков, не на самых

северных метеостанциях, а в центре и на юге рассматриваемой территории. Как следует из графиков этих рядов, в них имеет место ступенчатый рост среднего значения, который относится к концу 1980-х годов. Как показали последующие исследования, такое ступенчатое повышение температур имело место и в других районах, особенно на Европейской территории России, и было обусловлено сменой типов атмосферной циркуляции в весенние месяцы. В другие месяцы из 13 оставшихся случаев 2 случая связаны с влиянием неоднородных экстремумов, в 6 случаях выросла дисперсия и в одном уменьшилась без изменений средних значений и из оставшихся четырех случаев в двух средние значения уменьшились и в двух увеличились.

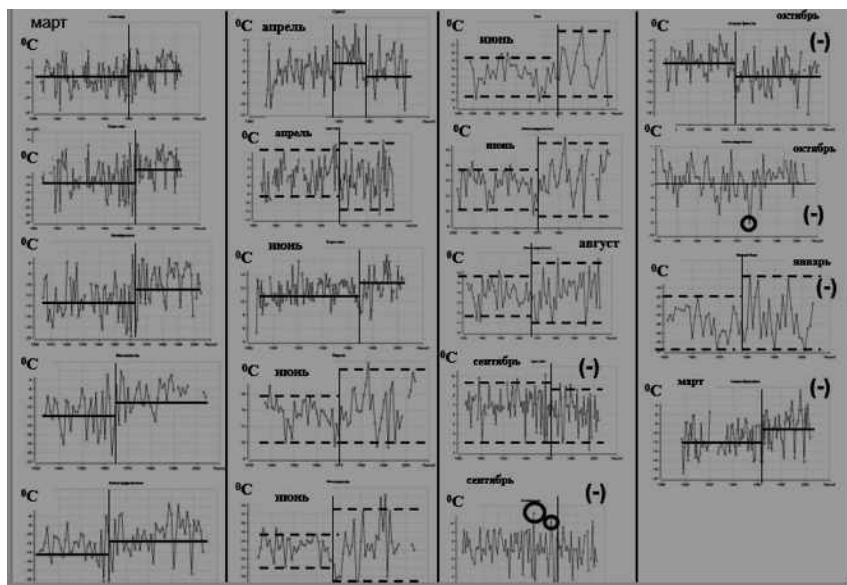


Рис. 4.16. Графики нестационарных временных рядов среднемесячных температур воздуха на метеостанциях севера Западной Сибири

Для сравнения на рис 4.17 приведены типичные случаи стационарных рядов, которые и характерны для среднемесячной температуры воздуха в этом регионе.

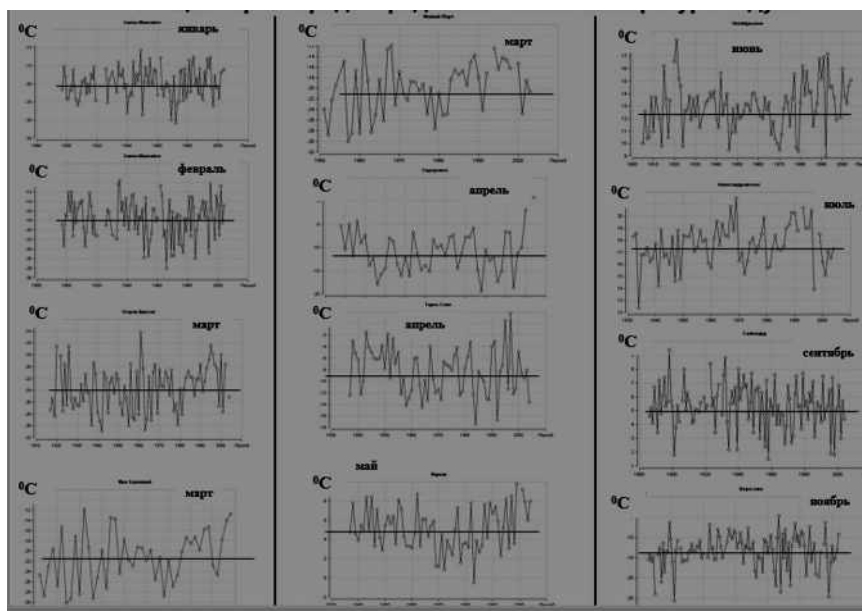


Рис. 4.17. Графики стационарных временных рядов среднемесячных температур воздуха на метеостанциях севера Западной Сибири

Выполненное исследование, таким образом, позволило установить, что современное изменение климата на территории севера Западной Сибири проявилось в основном в ступенчатом росте средних температур марта максимум на $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$ и связано с изменением атмосферной циркуляции и усилением западного переноса весной. Полученный существенный рост твердых осадков в 1950-х годах связан со сменой регистрирующих приборов и для последующего мониторинга пока еще стационарных осадков следует выбирать однородный период с 1960 года, когда смена приборов полностью завершилась. Поэтому говорить о существенном росте температур воздуха на многие градусы еще преждевременно и следует вести мониторинг динамики основных климатических характеристик.

Применение статистических критериев Фишера и Стьюдента для оценки стационарности средних значений и дисперсий временных рядов температур воздуха и осадков в других районах

России показало общую закономерность уменьшения неоднородных рядов осадков с востока на запад. Так, на территории Ханты-Мансийского и Ямало-Ненецкого национальных округов число нестационарных рядов осадков от общего их числа составляет 16%, на территории Северо-Запада ЕТР (европейской территории России) число нестационарных рядов осадков уже 11%, а на территории Калининградской области – всего 4,2%. Полученные выводы связаны с тем, что нестационарность проявляется в большинстве случаев в рядах твердых осадков, а число месяцев с твердыми осадками закономерно уменьшается с востока на запад.

В рядах среднемесячных температур воздуха нестационарность не столь распространена и в среднем составляет 4,7% на территории Ханты-Мансийского и Ямало-Ненецкого национальных округов, 6,8% на Северо-Западе ЕТР и 3,1% в Калининградской области. Если считать, что при заданном уровне значимости в 5% гарантируется такой же процент случайной нестационарности, то полученные цифры не столь далеки от этого.

Оценка стационарности уровней воды

В данном примере рассматривается ситуация, связанная с практическим применением выводов оценки стационарности для определения расчетных характеристик при строительном проектировании. Задача состояла в берегоукреплении р. Вологды около Советского проспекта в г. Вологда, для чего требовалось определить расчетные максимальные уровни воды обеспеченностью 1% (повторяемостью 1 раз в 100 лет). Наблюдения за уровнями воды на р. Вологда – г. Вологда проводятся с 1885 г., и ряд является достаточно продолжительным, чтобы надежно определить расчетные уровни обеспеченностью 1%. Вместе с тем, в Вологодском Центре по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды был сделан вывод, что можно использовать данные только с 1950 г., а уровни воды за предыдущий период подлежат уточнению. Такое ограничение продолжительности ряда существенно снижало точность расчетов, и с ним не согласились эксперты, считая, что нарушение однородности связано с естественными причинами русловых деформаций, имеющих циклический характер.

Для оценки стационарности средних значений и дисперсий по статистическим критериям Стьюдента и Фишера многолетний ряд максимальных в году уровней воды был разбит на две подвыборки с датой разбиения 1950 г. В результате получены следующие значения параметров: для первой половины ряда (1885–1949 гг.) среднее значение равно 516 см и дисперсия равна 5136 см², а для второй части ряда (1950–2011 гг.) среднее равно 439 см и дисперсия равна 4054 см². Результаты оценки стационарности дисперсий и средних значений приведены в табл. 4.8, из которой следует, что по дисперсиям ряд наблюдений является стационарным при уровне значимости более 10%, который соответствует расчетному значению статистики Фишера, а по средним значениям ряд является нестационарным с вероятностью более 99% или при уровне значимости менее 1%, который соответствует расчетному значению статистики критерия Стьюдента.

Таблица 4.8

Оценка стационарности средних значений и дисперсий ряда наблюдений максимальных в году уровней воды на р. Вологда – г. Вологда

Критерий	Расчетное зн.	Критич. зн.	Уровень значимости расч.	Вывод
Критерий Фишера	1.2712	1.5724	11.0000	однороден
Критерий Стьюдента	6.3203	2.4652	0.9000	неоднороден

Отсюда следует вывод, что ряд максимальных уровней воды на р. Вологда – г. Вологда не является стационарным по средним значениям (рис. 4.18), и его нельзя рассматривать как единую однородную совокупность. Однако, если изменения ступенчатые и каждая часть ряда является стационарной относительно своего среднего, то каждое значение первой части ряда наблюдений можно уменьшить на разность средних, т. е. на 77 см и таким образом сформировать однородный и стационарный многолетний ряд.

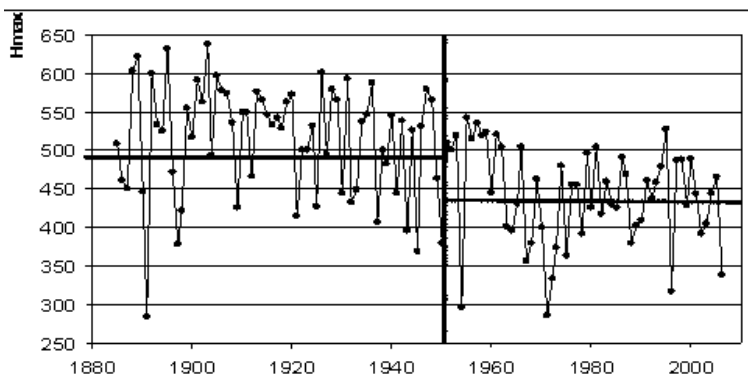


Рис. 4.18. Нестационарный ряд наблюдений за максимальными уровнями воды на р. Вологда – г. Вологда в виде двух частей, каждая из которых является стационарной по отношению к своему среднему (жирные горизонтальные линии)

Подтверждением того, что нестационарность, обусловленная долгопериодными колебаниями уровней воды во второй половине ряда, отсутствует, является рис. 4.19, на котором представлен график отклонений от среднего второй половины ряда.

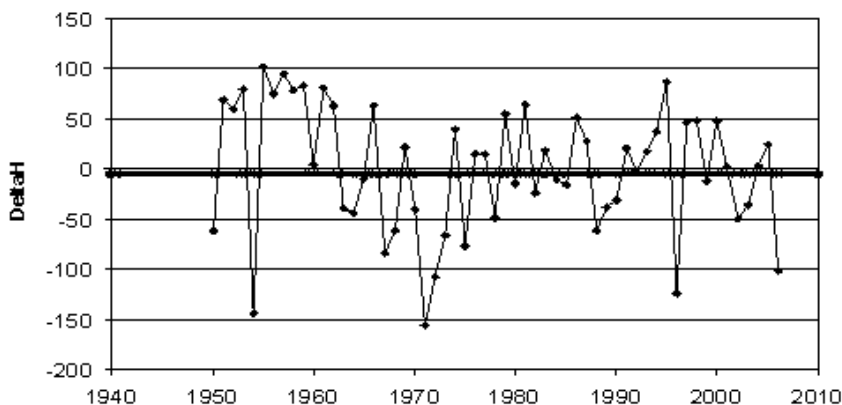


Рис. 4.19. График ежегодных отклонений максимальных уровней воды от среднего значения второй половины ряда (1950–2006 гг) с небольшими естественными циклическими колебаниями за счет естественных деформаций русла

Если бы тренд имел место, то отклонения носили бы не случайный, а систематический характер и при цикле уменьшения уровней первая часть данных была бы в основном в положительной области, а вторая – в отрицательной. На рис. 4.19 точки располагаются симметрично относительно нулевого среднего для отклонений.

Литература

1. *Вентцель Е.С.* Теория вероятностей. – Изд. 4-е, стереотипное. – М.: Наука, 1969. – С. 17. – 577 с.
2. *Закс Л.* Статистическое оценивание. – М.: Статистика, 1976. – 598 с.
3. *Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П.* Климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
4. *Кобышева Н.В. Наровлянский Г.Я.* Климатологическая обработка метеорологической информации. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 296с.
5. *Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шадурский А.Е.* Практикум по климатологии. Часть 1. (учебное пособие). – СПб., 2011. – 144 с.
6. *Шадурский А.Е., Лобанов В.А.* Оценка региональных климатических изменений на севере Западной Сибири // Ученые записки РГГМУ. – № 15. – 2010. – с. 44–49.

Лекция 5. Восстановление пропусков и удлинение рядов наблюдений

5.1. Методы

Обоснование и подходы

Ряды климатических характеристик могут содержать пропуски наблюдений и быть непродолжительными. Также пункты наблюдений могут быть закрыты, а информация по ним востребована в настоящий период. Продолжительные непрерывные временные ряды требуются для многих целей. Так, при определении параметров распределений и расчетных климатических характеристик, чем продолжительнее ряд, тем меньше случайные погрешности параметров и квантилей, а при определении расчетных значений редкой повторяемости при продолжительном ряде можно да-

же перейти от процедуры экстраполяции эмпирического распределения к его интерполяции, что дает возможность получить расчетную величину намного точнее. При моделировании временных рядов также необходимы продолжительные наблюдения без пропусков, чтобы надежнее оценить имеющиеся место изменения климата и не путать их с более кратковременной климатической изменчивостью, чтобы правильно сопоставлять результаты, полученные в разных пунктах наблюдений при одинаковом объеме продолжительных данных и т. д. Поэтому в гидрометеорологии были разработаны разные методы восстановления пропусков и получения более продолжительных рядов в зависимости от особенностей данных наблюдений.

Физические основы методов обусловлены пространственно-временными закономерностями гидрометеорологических характеристик. Основная закономерность состоит в том, что воздух перемещается над землей в виде воздушных масс и различных элементов циркуляции атмосферы: циклонов и антициклонов, пассатов, муссонов, штормов и т. п. Обычно воздушная масса квазиоднородна и имеет достаточно большой размер с радиусом в сотни километров. Поэтому значения метеоэлементов в разных ее частях будут достаточно схожими, а во временных графиках наблюдений на ближайших станциях будет иметь место синхронность, которую количественно можно оценить с помощью коэффициента парной корреляции. Как правило, чем ближе метеостанции, тем выше синхронность многолетних колебаний и тем выше коэффициенты парной корреляции между этими рядами. В среднем о многолетней связанности между рядами на разных метеостанциях можно судить по виду и однородности пространственной корреляционной функции, которая представляет собой зависимость парных коэффициентов корреляции между многолетними рядами на станциях от расстояния между этими станциями. Полный перебор сочетаний пунктов наблюдений дает убывающую зависимость коэффициентов корреляции от расстояния, и чем теснее будет эта зависимость, тем однороднее пространственное поле.

Еще одна природная закономерность, которая применяется в алгоритмах восстановления пропусков наблюдений – это функция внутригодовых колебаний или годовой ход, которая характерна

для температуры воздуха, температуры почвы, приходящей солнечной радиации, радиационного баланса, осадков в некоторых частях планеты и других климатических характеристик. Поэтому, если в какой-либо месяц были пропуски наблюдений, то данные для него можно восстановить с использованием этой функции.

На этих двух основных свойствах метеорологических процессов основаны три метода восстановления пропусков и удлинения рядов наблюдений.

Первый из этих методов – метод индивидуальных аналогов является наиболее эффективным и основан на устойчивой во времени синхронности колебаний метеорологической характеристики на рассматриваемой станции и на станции (или станциях) аналоге, близко расположенной и имеющей схожие условия. Ограничением метода является период наблюдений, который должен составлять не менее 6 лет, если рассматривается один аналог и не менее 10 лет, если в уравнении используются два и более аналогов.

Второй метод – метод пространственных моделей или полей основан на однородности метеорологических процессов для больших территорий и наличии пространственного градиента. Этот метод менее эффективен, чем первый, но позволяет восстанавливать временные ряды с продолжительностью наблюдений от 1 года до 6–10 лет.

Третий метод основан на модели сезонной функции, характерной для отдельных метеорологических характеристик и позволяет восстанавливать информацию в одни месяцы по имеющейся информации в другие месяцы на той же самой станции.

Метод индивидуальных аналогов

В методе индивидуальных аналогов вначале выбирается регион, в котором достаточно много предполагаемых пунктов-аналогов и поэтому площадь данного региона также должна быть достаточно большая, что задается предельным или критическим значением радиуса корреляции $L_{rad\text{ }kp}$, например, равным 600–800 км. Восстановление пропусков и удлинение временных рядов осуществляется на основе уравнения множественной линейной регрессии вида:

$$Y = k_1 Y_1 + k_2 Y_2 + \dots + k_m Y_m + k_0, \quad (5.1)$$

где: Y – ряд наблюдений за климатической характеристикой в рассматриваемом пункте, где требуется восстановить пропуски и увеличить продолжительность;

$Y_1, Y_2, \dots, Y_m$ – ряды наблюдений за климатической характеристикой в предполагаемых пунктах-аналогах;

$k_1, k_2, \dots, k_m, k_0$ – коэффициенты уравнения регрессии,

m – число пунктов-аналогов в уравнении, при условии, что $m < m_{\text{общ}}$, где $m_{\text{общ}}$ – общее число выбранных предполагаемых пунктов-аналогов.

Уравнение вида (5.1) является эффективным и может быть применено для восстановления, если оно удовлетворяет следующим условиям:

$$n' \geq 6-10, R \geq R_{\text{кр}}, k/\sigma_k \geq B_{\text{кр}}, \sigma_{\varepsilon}/Y_p \leq \Delta'_{\text{кр}} (20-40\%), \sigma_{\varepsilon}/\sigma_Y \leq \Delta_{\text{кр}} (20-40\%), \quad (5.1)$$

где n' – число совместных лет наблюдений в приводимом пункте и пунктах-аналогах;

R – коэффициент парной или множественной корреляции (в зависимости от числа аналогов в уравнении) между значениями климатических характеристик в приводимом пункте и их значениями в пунктах-аналогах;

$R_{\text{кр}}$ – критическое минимальное значение коэффициента парной или множественной корреляции;

k – коэффициенты уравнения регрессии;

σ_k – средняя квадратическая погрешность коэффициента уравнения регрессии;

$B_{\text{кр}}$ – критическое значение отношения k/σ_k ;

σ_{ε} – среднее квадратическое отклонение остатков уравнения (разностей между фактическими и расчетными значениями);

σ_Y – стандартное (среднее квадратическое) отклонение приводимого к многолетнему периоду ряда;

Y_p – восстановленное по уравнению регрессии значение;

$\Delta'_{кр}$ – предельное значение относительной погрешности восстановленного значения, которая может быть выражена в % при умножении на 100;

$\Delta_{кр}$ – предельное значение относительной погрешности восстановленного значения, выраженное через долю СКО не объясненную уравнением регрессии (также выражается в %).

Минимальное число совместных лет наблюдений задается: $n \geq 6$ при одном аналоге, $n \geq 10$ при двух и более аналогах. Общее число аналогов, одновременно включаемых в уравнение (5.1) не должно превышать 3, т. к. при большем числе слагаемых в уравнении уменьшается его статистическая устойчивость, хотя коэффициент множественной корреляции может расти при увеличении числа статистически значимых коэффициентов уравнения. Вместе с тем $m_{общ}$ может составлять и десятки пунктов-аналогов, но в уравнения, получаемые путем перебора всех аналогов по одному, два и три, будет входить не более трех.

Задать минимальное предельное значение коэффициента корреляции $R_{кр}$ при котором уравнение еще может считаться эффективным для восстановления можно исходя из двух условий: требуемой погрешности и фактически имеющей место связанности между рядами. Очевидно, что погрешность восстановления следует задавать как можно меньше, но при этом можно не получить ни одного восстановленного значения. Поэтому при задании $R_{кр}$ следует отталкиваться и от желаемой погрешности и фактически имеющихся условий межрядной связанности. т. е. решать задачу оптимизации. Между погрешностью расчета по уравнению регрессии и коэффициентом корреляции уравнения (R) существует следующее соотношение:

$$\sigma_{\varepsilon} = \sigma_Y \sqrt{1 - R^2}, \quad (5.3)$$

Если рассмотреть относительную погрешность $\Delta = \sigma_{\varepsilon}/\sigma_Y$ или $\Delta' = \sigma_{\varepsilon}^2/\sigma_Y^2$, то она будет определяться только коэффициентом корреляции. При $R=0,7$ погрешность будет равна $1-0,7^2 = 0,51$ или в относительных единицах 51 %, что достаточно много. При

$R = 0,8$ погрешность будет равна 36%, при $R = 0,9$ погрешность будет 19% и т.д. Желательно, чтобы погрешность была невысокая (не более 30–40%) и поэтому нижнюю границу коэффициента множественной корреляции лучше задать 0,8–0,85. Однако, такая тесная связанность может иметь место далеко не всегда. Так для среднемесячных и среднегодовых температур воздуха при расстоянии несколько сотен километров это условие может еще и выполняться, но для осадков, которые более неоднородны по территории, вряд ли справедливо. Фактически $R_{кр}$ следует задавать из анализа матрицы парных коэффициентов корреляции или построенной пространственной корреляционной функции. В любом случае $R_{кр}$ не следует задавать меньше 0,7, чтобы избежать больших погрешностей в восстановленных данных.

Значение $B_{кр}$ обычно задается равным 2,0, что соответствует 2 σ -ому интервалу случайной погрешности или 95%-ному доверительному интервалу относительно коэффициента уравнения регрессии k_m . Если внутри этого доверительного интервала содержится нулевое значение, то аналог с коэффициентом k_m исключается из уравнения, и оно пересчитывается при другом числе аналогов.

Предельно допустимые относительные погрешности $\Delta'_{кр}$ и $\Delta_{кр}$ введены для случая большой изменчивости рассматриваемой климатической характеристики, для условий зависимости погрешности от самой величины и чтобы исключить «выбросы» погрешностей. Фактически σ_ε – это СКО погрешности, относящее к среднему значению Y и если Y варьирует в широких пределах, например, для осадков от 10 мм до 200 мм, при среднем значении 50 мм, то $\sigma_\varepsilon = 20$ мм будет составлять всего 10% для 200 мм, 40% для 50 мм и уже 200% при 10 мм. Чтобы исключить такие большие относительные погрешности для малых значений и вводится $\Delta'_{кр}$ не более 40%. Вторая погрешность по отношению к естественной вариации ряда $\Delta_{кр}$ используется в тех случаях, когда наблюдаемые величины находятся около нулевых отметок, например, температура воздуха, и делить на саму величину неправильно. Условие допустимых относительных погрешностей $\Delta'_{кр}$ и $\Delta_{кр}$ позволяет исключить только ненадежно восстановленные отдельные значения, но не само уравнение. Хотя, если все восстановленные значения не

будут удовлетворять предельной относительной погрешности, то исключается из дальнейшего рассмотрения и само уравнение.

Уравнения вида (5.1) обычно находятся между рядами одной и той же климатической характеристики на разных станциях. Однако, в частном случае такие регрессионные зависимости могут быть построены и между разными метеорологическими характеристиками на одной станции, например, между температурой воздуха и осадками.

В связи с тем, что априори неизвестны возможные аналоги, то общее число предполагаемых аналогов ($m_{\text{общ}}$), в соответствии с $L_{\text{radкр}} \leq 400\text{--}600$ км может быть достаточно большим, а результате перебора всех уравнений с одним, двумя и тремя аналогами общее число уравнений станет намного больше. Так, например, если априори выбрано только 20 предполагаемых аналогов, то общее число всех уравнений будет равно $(20 \cdot 19 \cdot 18) / (1 \cdot 2 \cdot 3) = 1140$. Конечно, не все из этих уравнений отвечают условиям эффективности (5.2), но в итоге их все-таки будет достаточно много и по каким из них осуществлять восстановление? Именно для этой цели и разработан алгоритм поэтапного определения восстановленных значений, который состоит в следующем:

- все уравнения, удовлетворяющие условиям эффективности, располагаются в порядке убывания коэффициентов корреляции;
- прежде всего, восстанавливаются погодичные (за каждый год) значения климатической характеристики по уравнению с наибольшим значением коэффициента корреляции за те годы, в которые есть совместная информация по всем рядам-аналогам, входящим в уравнение;
- далее рассматривается следующее по величине коэффициента корреляции уравнение регрессии и, если с его помощью, получается восстановить еще хотя бы один новый год наблюдений, то оно применяется для восстановления;
- далее рассматривается следующее по величине коэффициента корреляции уравнение и такое поэтапное восстановление погодичных значений продолжается до тех пор, пока не будут использованы возможности всех уравнений регрессии, отвечающие условиям эффективности.

В результате ряд восстановленных значений будет получен по разным уравнениям регрессии с разными аналогами, но все эти уравнения будут отвечать условиям эффективности, также, как и полученные по ним восстановленные значения, хотя погрешность восстановленных данных и не будет одинаковой.

Следующая особенность восстановления климатических характеристик связана с тем, что восстановленные данные необходимо корректировать, т. к. их дисперсия искусственно преуменьшена за счет применения метода наименьших квадратов (МНК) при расчете коэффициентов уравнения регрессии. Как было показано в Лекции 3, в МНК минимизируется погрешность только отклика, а факторы считается, что не имеют погрешностей. При установлении же взаимосвязей в гидрометеорологии, погрешности содержатся как отклике, так и в факторах. Поэтому фактически следует для расчета коэффициентов применять не МНК, а однозначную аппроксимацию. Однако для этого метода не разработан математический аппарат в случае многомерного регрессионного анализа. Поэтому коэффициенты уравнений множественной регрессии рассчитываются по МНК, а в расчетные значения вносится поправка с целью увеличить СКО расчетных значений.

На рис. 5.1 показаны зависимости $Y = f(X)$ и $X = f(Y)$ при погрешностях в Y или X соответственно и пунктиром проведена главная диагональ эллипса рассеяния, соответствующая расчету коэффициентов уравнения по методу однозначной аппроксимации. Пересечение всех трех линий находится в точке средних значений $\bar{Y}$. Чтобы перейти к этой диагонали от зависимости $Y = f(X)$ необходимо значения Y выше среднего увеличить, а ниже среднего уменьшить. При этом увеличится и наклон линии регрессии и разброс расчетных величин относительно среднего значения, т. е. увеличится СКО.

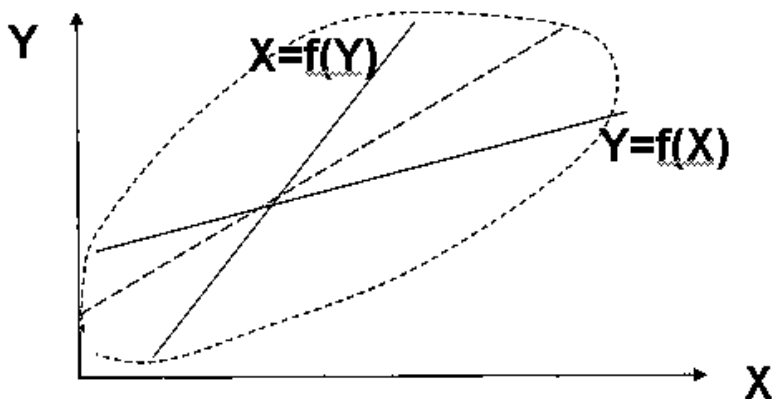


Рис. 5.1. Графическая интерпретация зависимостей, коэффициенты которых получены по МНК и по однозначной аппроксимации

Величина поправки за счет систематического уменьшения дисперсии зависит от разности между расчетным и средним значением и от коэффициента корреляции. В результате корректировка расчетных значений осуществляется по следующей формуле:

$$Y_{ip}' = (Y_{ip} - Y_{cp}) / R + Y_{cp}, \quad (5.4)$$

где Y_{ip} – значения климатической характеристики, полученные по уравнению (5.1) при определении коэффициентов уравнения по МНК,

Y_{ip}' – откорректированное значение климатической характеристики,

Y_{cp} – среднее значение климатической характеристики.

Метод, основанный на пространственных моделях

Метод индивидуальных аналогов хотя и является достаточно эффективным, но он не применим, если не выполняются такие условия (5.2), как совместный период $n' > 6-10$ лет или фактические коэффициенты корреляции уравнений меньше $R_{кр} = 0,7$. Обычно такие ситуации относятся или к очень непродолжитель-

ным наблюдениям, или к тем климатическим характеристикам, которые имеют небольшую пространственную связанность. В этом случае можно применять методологию пространственных моделей и связанности полей климатических характеристик. Конечно, такой метод будет менее эффективен, чем метод индивидуальных аналогов, т. к. он основан не на синхронности в ближайших пунктах, а на свойствах всего поля и наличия в нем градиента для рассматриваемой характеристики. При этом связывать между собой можно поля разных лет или поле конкретного года со средним многолетним или климатическим полем. Например, если на какой-либо станции имеются наблюдения только в течение одного $j1$ -го года или даже месяца, то можно построить зависимость между метеорологическими характеристиками за данный год или месяц по многим метеостанциям в регионе и такой же метеорологической характеристикой по многим станциям, но за другой j -ый год, что выражается уравнением простой регрессии:

$$Y_j = b_1 Y_{j1} + b_0, \quad (5.5)$$

где Y_{j1m} – наблюдения на всех m метеостанциях региона в $j1$ -ый год, когда имелись наблюдения в рассматриваемом пункте k ; Y_{jm} – наблюдения на тех же m метеостанциях региона в j -ый год, в который по (5.5) будет осуществлено восстановление данных в пункте k ; b_1, b_0 – коэффициенты уравнения регрессии.

Поэтому, если имеется даже один год наблюдений, то на основе уравнения вида (5.5) можно восстановить данные в j -ый год, а также и в другие годы, если последовательно связывать поле $j1$ -го года с полями остальных лет, в которые имелись наблюдения на одних и тех же станциях. При этом в качестве критериев эффективности уравнения (5.5) также можно задать предельные минимальные значения числа пунктов в уравнении ($m' \geq 6$), коэффициента корреляции ($R \geq R_{кр} = 0,7-0,8$), предельной относительной погрешности $\Delta'_{кр.} < 30-40\%$. Тогда по зависимости вида (5.5) только на основе одного наблюдения в рассматриваемом пункте в $j1$ -ый год можно восстановить еще столько лет

наблюдений, сколько будет получено эффективных уравнений связи между $j1$ -ым годом и другими годами.

Задачу можно несколько усложнить, если в рассматриваемом пункте наблюдения имеются не за один год, а за несколько лет, например, за 2, 3, 4 года. Тогда, как показано на рис. 5.2, для восстановления данных, например, за 1900 год, будет получено не одно уравнение между полем 1900 г. и полем года наблюдений, а несколько: $Y(1900 \text{ г.}) = f(Y(2009 \text{ г.}))$, $Y(1900 \text{ г.}) = f(Y(2008 \text{ г.}))$, $Y(1900 \text{ г.}) = f(Y(2007 \text{ г.}))$, ..., в связи с тем, что наблюдения на рассматриваемой станции имеются за несколько лет: 2009 г., 2008 г., 2007 г., ..., т. е. будет иметь место система уравнений для расчета значения в j -ый год:

$$Y_j = b_1 Y_{j1} + b_0, \quad (5.6)$$

$$Y_j' = b_1' Y_{j2}' + b_0',$$

$$Y_j'' = b_1'' Y_{j3}'' + b_0'',$$

.....

где Y_j , Y_j' , Y_j'' , ... – восстановленные значения в j -ый год, полученные по разным уравнениям связи с полем климатической характеристики за $j1$ -ый, $j2$ -ой, $j3$ -ий и остальные годы, за которые имеют место наблюдений в рассматриваемом пункте.

В результате расчетов по системе уравнений (5.6) в j -ый год будет получено не одно, а несколько восстановленных значений для рассматриваемого пункта, например, k значений. Как выбрать одно из них или обобщить? Есть несколько путей:

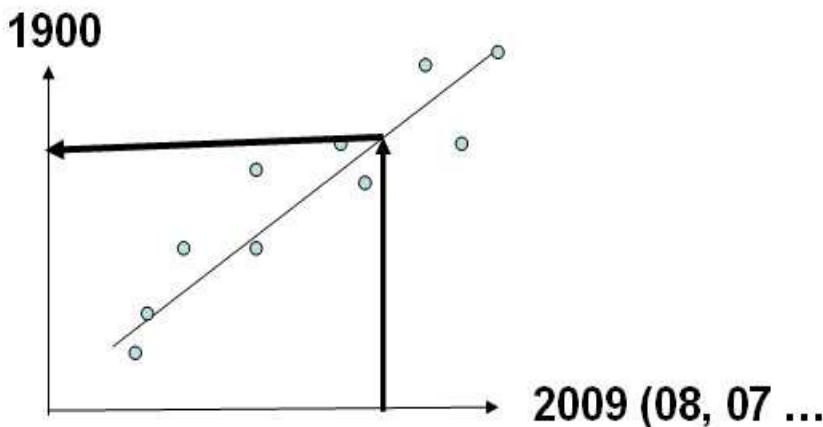


Рис. 5.2. Применение информации нескольких лет наблюдений (2009, 2008, 2007, ...) для восстановления данных наблюдений в 1900 г. методом пространственного моделирования

- выбрать восстановленное значение по наилучшему из уравнений, т. е. тому, которое имеет минимальную остаточную дисперсию (σ^2);
- найти среднее из всех восстановленных значений с учетом весовых коэффициентов, которые будут тем больше, чем меньше остаточная дисперсия, что выражается формулой определения среднего взвешенного восстановленного значения в j -ый год:

$$Y_j = \frac{\sum_{i=1}^k \frac{1}{\sigma_i^2} Y_{ij}}{\sum_{i=1}^k \frac{1}{\sigma_{ij}^2}}, \quad (5.7)$$

где: Y_j – средневзвешенное восстановленное значение климатической характеристики в j -ый год в рассматриваемом пункте наблюдений; k – число восстановленных значений в j -ый год в рассматриваемом пункте наблюдений; Y_{ji} – восстановленное значений в j -ый год по i -ому году; σ_{ji}^2 – остаточная дисперсия

уравнения связи полей климатической характеристики за i -ый и j -ый годы.

Все рассмотренные зависимости относились к случаю, когда климатическое поле одного года связывается с климатическим полем другого года. Но в этом случае не совсем понятна интерпретация коэффициентов b_1 и b_0 уравнений регрессии. Если же связывать среднее многолетнее или климатическое поле с полями конкретных лет, то уравнение будет иметь такую же структуру, но сами коэффициенты уже будут связаны с основными параметрами климатического поля: градиентом и пространственным средним значением. Уравнение между климатическим полем и полем отдельного j -го года имеет следующий вид:

$$Y_{j,k} = A1_j Y_{cp,k} + A0_j, \quad (5.8)$$

где: $Y_{j,k}$ – климатическая характеристика на k -той станции в j -ый год; $Y_{cp,k}$ – среднее многолетнее значение климатической характеристики на k -той станции, $A1_j$, $A0_j$ – коэффициенты уравнения регрессии в j -го года.

В зависимости (5.8) коэффициенты $A1_j$ и $A0_j$ связаны с пространственным градиентом и уровнем климатического поля (территориальным средним значением) соответственно и численно показывают насколько поле конкретного j -го года отличается от среднего многолетнего поля. В случае, если $A1_j = 1$ и $A0_j = 0$, то градиент и уровень поля j -го года точно будут соответствовать их средним многолетним значениям. При $A1_j > 1$ пространственный градиент поля будет больше, чем средний за многолетний период, а при $A1_j < 1$ пространственный градиент будет меньше, чем за многолетие. Аналогично, при $A0_j > 0$ территориальное среднее значение в данный j -ый год будет на соответствующее число больше многолетнего, а при $A0_j < 0$ территориальное среднее данного года будет на столько меньше многолетнего территориального среднего.

Уравнение (5.8) применимо, если число лет наблюдений в рассматриваемом пункте не один год, а несколько, чтобы по этим данным можно приблизительно получить среднее многолетнее значение. В частном случае среднее многолетнее значение можно получить и интерполяцией между изолиниями многолетнего поля. Тогда метод применим и для восстановления данных при полном отсутствии наблюдений в рассматриваемой точке местности.

Графическая интерпретация применения уравнения (5.8) для восстановления данных показана на рис. 5.3, где слева дан пример пространственного поля за 1980 г., а справа восстановление значения за 1980 году в рассматриваемом пункте по зависимости между средним многолетним полем и полем 1980 г.

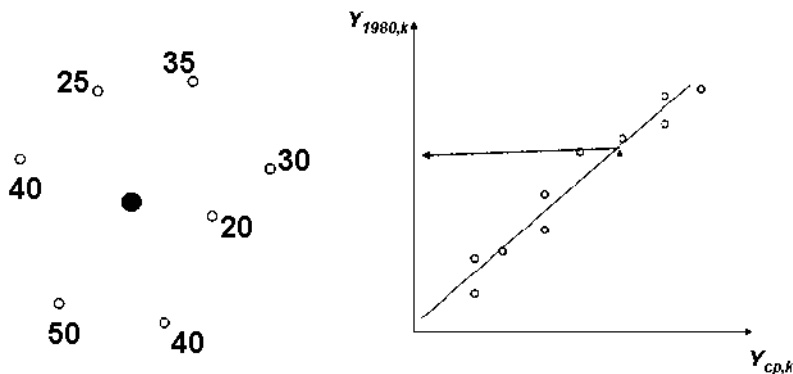


Рис. 5.3. Графическая интерпретация применения зависимости между климатическим полем и полем 1980 г. для восстановления значения в рассматриваемом пункте (черный кружок в левой части рисунка)

Метод, основанный на сезонной функции

Сезонная функция, которую иначе называют годовой ход или внутригодовая функция, характерна для многих климатических характеристик, изменяющихся внутри года закономерно. В большинстве случаев эта сезонная функция связана с закономерностями изменения приходящей солнечной радиации внутри года, что проявляется в температуре воздуха, почвы, радиационном балансе и других характеристиках. Летом приток солнечной радиации наибольший, зимой наименьший, что и

формирует сезонную функцию. Для осадков, например, наличие внутригодовых закономерностей может быть связано с особенностями атмосферной циркуляцией (муссонами, западным переносом и т. п.), что определяет максимум осадков в одни сезоны годы, минимум – в другие. Поэтому, если климатическая информация двумя предыдущими методами восстановилась в одни месяцы года, а не восстановилась в другие, то для ее восстановления можно применить сезонную функцию. Обычно применяется зависимость между данными конкретного года и средней многолетней или климатической функцией, что выражается уравнением:

$$Y_{i,l} = B I_i Y_{cp,l} + B 0_i \quad , \quad (5.9)$$

где: $Y_{i,l}$ – климатическая характеристика i -го года, l -го месяца; $Y_{cp,l}$ – среднее многолетнее значение климатической характеристики l -го месяца; $B I_i$, $B 0_i$ – коэффициенты уравнения регрессии связывающего данные i -го года со средними многолетними.

Коэффициенты в зависимости (5.9), также, как и в (5.8), имеют понятную физическую интерпретацию: $B I_i$ характеризует амплитуду годового хода, $B 0_i$ связан с уровнем сезонной функции или со средним годовым значением i -го года. Если $B I_i = 1$, то амплитуда сезонной функции i -го года такая же, как и средней многолетней или климатической, при $B I_i > 1$ амплитуда i -го года больше амплитуды многолетней сезонной функции, а при $B I_i < 1$ амплитуда меньше климатической функции. Аналогично, если коэффициент $B 0_i = 0$, то среднее значение i -го года равно среднему многолетнему или при $B 0_i < 0$ – меньше многолетнего и при $B 0_i > 0$ – больше многолетнего.

Для того, чтобы уравнение (5.9) было эффективным следует также задать предельное минимальное значение коэффициента корреляции ($R \geq R_{кр} = 0,7-0,8$), предельной относительной погрешности $\Delta'_{кр} < 30-40\%$ и числа точек зависимости m' . Однако, в данной зависимости минимальное число точек m' должно быть не 6, а больше, например, 10–11, т. к. для каждого года предельное их число 12. Также желательно, чтобы пропущенные месяцы не

были предельными для значений сезонной функции, т. к. амплитуда функции может существенно уменьшиться и коэффициент $B1$ будет вычислен ненадежно.

Графическое представление метода восстановления пропусков наблюдений на основе сезонной функции показано на рис. 5.4. В левой части рис. 5.4 приведена сезонная функция из среднемесячных значений за 1980 г., в который имеется 2 пропуска наблюдений в феврале и августе. В правой части рис. 5.4 графически представлена зависимость вида (5.9), связывающая данные за 1980 г. и значения многолетней климатической функции каждого месяца. В данном случае зависимость построена по 10 точкам и на ее основе по средним многолетним значениям климатической характеристики февраля и августа определяются их пропущенные значения в 1980 году. Для примера на этом же графике пунктирной линией показано уравнение при коэффициентах $B1 = 1$ и $B0 = 0$, которое соответствует году с сезонной функцией, равной средней многолетней. В данном случае 1980 г. имеет амплитуду сезонной функции больше, чем многолетняя амплитуда, т. к. $B1 > 1$, а среднее годовое значение меньше, чем многолетнее, т. к. $B0 < 0$.

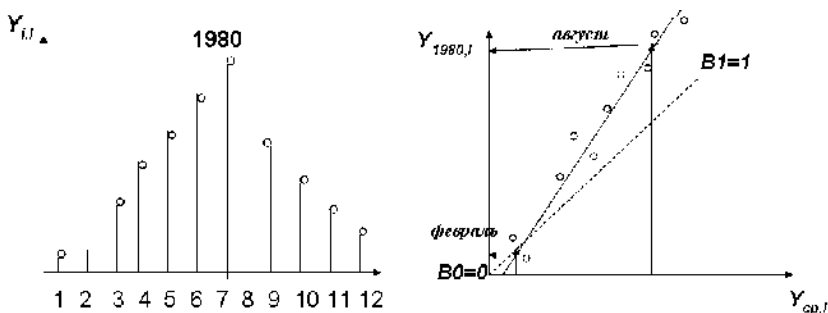


Рис. 5.4. Графическая интерпретация применения зависимости между сезонной климатической функцией и сезонной функцией 1980г. для восстановления пропусков наблюдений в феврале и в августе

Оценка эффективности восстановленных данных

Получить восстановленное значение необходимо, но недостаточно. Вторым немаловажным аспектом восстановления является оценка его эффективности. При этом существуют два варианта оценки эффективности на зависимом и независимом, от выполненных расчетов, материале.

Для оценки эффективности восстановленных значений на зависимом материале был разработан ряд показателей. Стандартная погрешность восстановления (σ_e) определяется по формуле (5.3), а в качестве наиболее информативных показателей обобщенных оценок восстановления приняты:

- количество восстановленных лет (абсолютное Δn и относительное $\Delta n'(\%) = (N-n)/n * 100 \%$), где n – число лет наблюдений, N – число лет после процедуры восстановления, Δn – число восстановленных лет;
- среднее квадратическое отклонение восстановленных значений (σ_e);
- отношение дисперсии восстановленных значений к дисперсии наблюдаемых значений (критерий Фишера);
- критерий Стьюдента для оценки однородности среднего восстановленных значений по отношению к среднему наблюдаемых данных.

При этом следует отметить, что два последних показателя оценки однородности средних и дисперсий имеют значение в том случае, если число наблюдаемых и восстановленных данных примерно одинаковое и число восстановленных лет не менее 20–30, чтобы были реализованы все случаи диапазона изменений. На рис. 5.5 показана графическая интерпретация сравнения параметров выборок наблюдаемых и восстановленных данных в виде частного случая, когда все восстановленные данные находятся в прошлом. Однако, из-за того, что полученный ряд после процедуры восстановления включает как фактические данные наблюдений, так и восстановленные, то их всегда данные можно сгруппировать в две части: фактические и восстановленные. Очевидно, что основные параметры временных рядов, такие как среднее значение и дисперсия, для восстановленных данных не должны статистиче-

ски отличаться от таких же параметров наблюдаемых данных, что как раз, и оценивается по критериям Фишера и Стьюдента.



Рис. 5.5. Графическая интерпретация сравнения параметров наблюдаемой и восстановленной частей ряда

Проверка эффективности восстановленных данных на независимой информации, т. е. на той же, по которой были получены зависимости для восстановления, необходима, но не достаточна. Фактически полученные уравнения применяются в условиях, когда истинные значения неизвестны. Поэтому для проверки на независимой информации часть наблюдаемых данных исключается из ряда наблюдений, зависимости для восстановления строятся без них, а затем исключенные данные восстанавливаются и сравниваются с фактически наблюдаемыми. Желательно исключать наблюдаемые данные не только близкие к средним, но и к экстремумам, т. к. относительные погрешности восстановления для экстремумов обычно больше, чем для средних. В результате сравнения восстановленных данных с фактическими рассчитываются как индивидуальные погрешности (ε_H), так и их СКО ($\sigma_{\varepsilon H}$), которые являются показателями эффективности восстановления на независимой информации, т. е. именно для тех условий, для которых реализуется методика восстановления пропусков. Среднее квадратическое отклонение погрешностей на независимой информации рассчитывается по формуле:

$$\sigma_{\varepsilon H} = \sum_{i=1}^{n1} (\varepsilon_{iH} - \varepsilon_{cpH})^2, \quad (5.10)$$

где: ε_{Hi} — независимая погрешность i -го восстановленного значения, $\sigma_{\varepsilon H}$ — СКО погрешности на независимой информации.

Важным показателем эффективности восстановления является отношение СКО погрешностей, определенных на независимом материале к СКО погрешностей на зависимом материале: $K_I = \sigma_{\varepsilon H} / \sigma_{\varepsilon}$, которое характеризует отличие восстановления на зависимой и независимой информации и не должно быть большим. Очевидно, что СКО погрешности на независимой информации должно быть больше, чем на зависимой, поэтому можно задать $K_I < 1,5-2,0$. Отношение K_I можно представить и в долях от естественной вариации в виде нормированного показателя K_I' и задать его предельное значение в 50%:

$$K_I' = K_I \Delta\sigma_{\varepsilon} < 50\%, \quad (5.11)$$

где: $\Delta\sigma_{\varepsilon}(\%) = (\sigma_{\varepsilon} / \sigma_Y) * 100\%$ — отношение СКО погрешности восстановления на зависимой информации (σ_{ε}) к СКО естественной изменчивости (σ_Y).

5.2. Примеры применения

Восстановление рядов температур воздуха на ЕТР

Применение всех трех методов восстановления пропусков и увеличение продолжительности временных рядов покажем на примере восстановления многолетних рядов среднемесячных температур воздуха на метеостанциях европейской территории России (ЕТР). Методика восстановления, включающая последовательное применение всех трех методов состоит в следующем:

- прежде всего осуществляется восстановление методом индивидуальных аналогов как наиболее эффективным;

- далее применяется метод, основанный на пространственных моделях и им осуществляется восстановление тех данных, которых не удалось восстановить первым методом;
- на заключительном этапе применяется метод, основанный на сезонной функции для восстановления в те месяцы, в которые было восстановлено меньше данных первыми двумя методами.

Восстановление по приведенной методике осуществлялось для среднемесячных температур воздуха последовательно для каждого месяца на 100 метеостанциях ЕРТ и еще 270 метеостанций были привлечены в качестве потенциальных аналогов. На первой стадии был применен метод индивидуальных аналогов и заданы следующие показатели эффективного уравнения: предельное расстояние до предполагаемого аналога $L_{rad\text{ кр}} = 400$ км, минимальное значение коэффициента корреляции уравнения $R_{кр} = 0,85$, наибольшая относительная погрешность $\Delta_{кр} = 20\%$ и $B_{кр} = 2$. Для оценки на независимом от расчетов материале из каждого ряда последовательно были исключены данные наблюдений и затем восстановлены по расчетным уравнениям.

На рис. 5.6 в качестве примера показано число восстановленных лет по каждой метеостанции (Δn) для рядов среднемесячных температур января и июля в виде треугольников разного размера и чем больше треугольник, тем больше число восстановленных лет. Из рис. 5.6 следует, что по показателю Δn территория наглядно делится на два района, выделенных овалами: западная часть ЕТР, где продолжительность восстановленных данных существенно больше и в среднем составляет 50 лет (при максимальном $\Delta n = 214$ лет для метеостанции Кронштадт, где исходный ряд наблюдений составлял 32 года), и восточная часть ЕТР, где число восстановленных лет значительно меньше. В отдельный район можно выделить и южную часть рассматриваемой территории, имеющую промежуточными значения Δn между западным и восточным районами. Еще одна особенность восстановления состоит в том, что в январе число восстановленных лет Δn существенно больше, чем в июле, что обусловлено более однородными синоптическими процессами и большей пространственной связанностью зимой, чем летом.

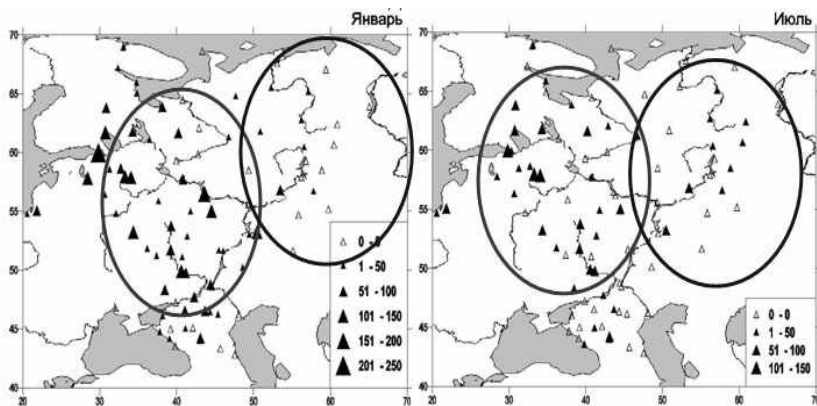


Рис. 5.6. Число восстановленных лет на основе метода индивидуальных аналогов для рядов среднемесячных температур воздуха января и июля

Основные результаты эффективности восстановления первым методом индивидуальных аналогов приведены в табл. 5.1, где помимо перечисленных ранее параметров эффективности, рассчитаны еще и относительные стандартные погрешности на зависимом материале $\Delta\sigma_{\epsilon},\%$. В таблице даны осредненные показатели эффективности для всех 100 метеостанций, данные по которым за каждый месяц участвовали в восстановлении. Результаты приводятся как для всей ЕТР и для каждого месяца года, так и для отдельных ее частей (запад, восток, юг) и за характерные месяцы четырех сезонов года.

Из результатов таблицы следует, что число восстановленных лет существенно зависит от сезона года. Так, в месяцы холодного периода восстановлено большее количество данных: от 40 лет в среднем для всей европейской территории России и до 58 лет для западной ее части. При условии, что исходный объем рядов составлял 80 лет (несколько меньше в южном районе и чуть больше в западном и восточном), с помощью процедуры восстановления длину рядов удалось увеличить в 1,5 раза. Можно отметить, что отношение числа восстановленных лет в зимние месяцы по отношению к числу лет в летние месяцы составляет в восточном районе 1,5, а в западном около 2, а в южном достигает 4. При этом в

западном районе среднее число восстановленных лет в 2 раза больше, чем в восточном районе и в 1,5 раза больше, чем в южном.

Таблица 5.1

Показатели эффективности восстановления среднемесячных температур воздуха для ЕТР и ее частей

Месяц	N	Δn	σ_{ε}	$\Delta\sigma_{\varepsilon},\%$	$\sigma_{\varepsilon H}$	K_I	$K_I',\%$
Вся ЕТР							
1	80	40	0,53	13,5	0,64	1,09	14,8
2	80	37	0,54	13,7	0,66	1,23	16,2
3	80	31	0,45	15,4	0,6	1,30	19,5
4	80	23	0,36	15,8	0,61	1,50	23,2
5	79	23	0,30	14,7	0,44	1,31	19,5
6	80	24	0,29	15,1	0,41	1,25	18,5
7	79	22	0,28	15,1	0,43	1,28	19,2
8	79	22	0,26	15,3	0,41	1,48	21,7
9	79	27	0,27	15,6	0,38	1,37	20,9
10	79	35	0,31	14,2	0,40	1,26	17,0
11	79	32	0,37	14,4	0,52	1,40	19,7
12	79	37	0,50	13,8	0,68	1,23	16,6
Запад ЕТР							
1	84	58	0,50	12,7	0,59	1,09	14,0
4	84	28	0,35	15,9	0,65	1,46	23,2
7	83	34	0,28	14,8	0,41	1,34	19,8
10	83	44	0,28	13,7	0,35	1,28	16,8
Восток ЕТР							
1	84	17	0,68	15,6	0,73	0,86	13,8
4	84	18	0,45	16,3	0,52	0,90	15,2
7	84	15	0,33	16,7	0,38	0,85	14,5
10	84	23	0,37	15,6	0,37	1,02	14,8
Юг ЕТР							
1	65	32	0,49	14,0	0,67	1,29	18,1
4	65	21	0,30	15,0	0,61	2,07	30,1
7	65	8	0,21	13,6	0,56	1,68	24,0
10	65	32	0,30	13,7	0,54	1,49	20,2

Относительная погрешность $\Delta\sigma_{\varepsilon}$ несколько больше летом, чем зимой, хотя существенного различия не наблюдается. В целом при заданном предельном значении $\Delta\sigma_{\varepsilon} = 20\%$ полученная средняя от-

носительная погрешность составляет 14–16%, причем в восточном районе она всего на 1–2% больше.

Отношение K_I является наибольшим в южном районе (в среднем равно 1,6), несколько меньше оно в западном районе ($K_I = 1,3$) и наименьшее в восточном районе (около 1). Поэтому, не смотря на то, что погрешности восстановления в восточном районе, определенные на зависимой информации, больше, чем в других частях европейской территории России, их откорректированные величины с учетом проверки на независимой информации являются наименьшими из всех, т. е. данные восстанавливаются надежнее. Однако для всех районов и месяцев относительный показатель K_I' практически не превышает 30%, что свидетельствует об эффективности проведенного восстановления рядов методом индивидуальных аналогов.

На второй стадии восстановления был применен метод пространственного моделирования и использованы уравнения как между полями отдельных лет вида (5.6), так и между средним климатическим полем и полем конкретного года вида (5.8). Причем в первом случае расчетное значение определялось двумя способами: как средневзвешенное по формуле (5.7) и как расчетное по одному уравнению с наибольшим коэффициентом корреляции (наименьшей погрешностью). В результате каждое восстановленное значение было определено 3 способами, и для каждого из них была осуществлена оценка эффективности восстановления.

На рис. 5.7 приведены основные осредненные показатели оценки эффективности восстановления вторым методом в целом для всей территории России, так как каких-либо различий результатов по районным признакам установить не удалось. Как видно из рис. 5.7, число восстановленных лет Δn существенно зависит от используемой модели. Так модель (5.6) вне зависимости от способа обобщения результатов дала возможность восстановить в месяцы холодного периода года данные за 15–20 лет, а за теплый период примерно за 5–7 лет.

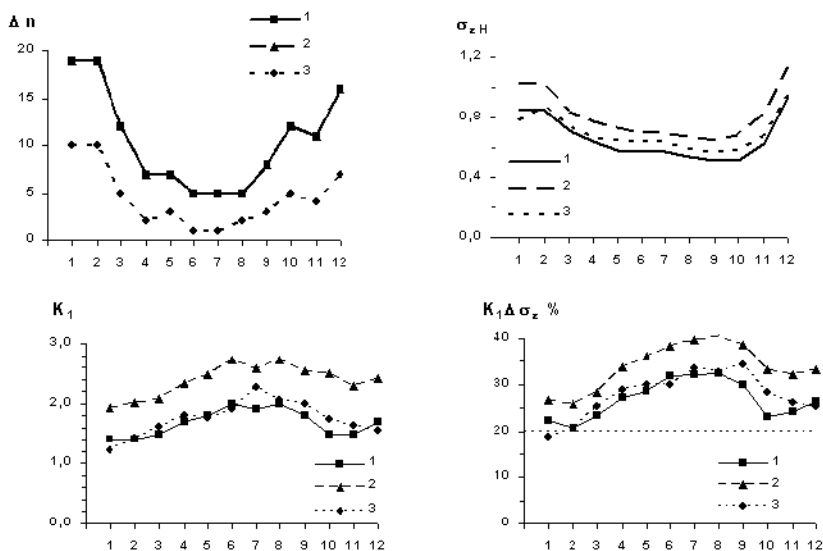


Рис. 5.7. Показатели эффективности (Δn , $\sigma_{\epsilon H}$, K_1 , $K_1 \Delta \sigma_{\epsilon}$) восстановления рядов температур воздуха каждого месяца года на ЕТР на основе пространственной модели 3 способами:
 1 – средневзвешенное по всем расчетным уравнениям;
 2 – восстановление на основе наилучшего регионального уравнения;
 3 – восстановление на основе средней многолетней пространственной функции

В тоже время модель (5.8) имеет эффективность практически в 2 раза ниже: в среднем 7–10 лет восстановлено для месяцев холодного периода и 1–3 года – за летние месяцы. Хотя по сравнению с методом индивидуальных аналогов количество восстановленных лет не столь велико, однако надо принять во внимание, что восстановление на второй стадии основывалось на данных, которые уже были получены после первой стадии, когда основные возможности были исчерпаны. Вместе с тем, из следующего графика, представляющего собой сезонный ход погрешности восстановления, полученной на независимых данных ($\sigma_{\epsilon H}$), следует, что модель (5.6) в случае весового осреднения восстановленных данных и модель (5.8) дают примерно одинаковые результаты, а расчеты по уравнению с наименьшей погрешностью приводят к большим погрешностям на независимой информации. То, что погрешности больше зимой и меньше летом несколько не противо-

речит выводу о том, что восстанавливается лучше температура в зимние месяцы, т. к. дисперсия многолетних колебаний зимой больше, что проявляется в меньших относительных погрешностях. Отношение K_I также имеет сезонный ход с максимумом в теплый сезон года. При этом K_I не превышает 2 при расчете первым и третьим методами и примерно в 1,5 раза выше при расчете вторым методом. Эта же закономерность проявляется и в показателе $K_I'(\%)$, который во все месяцы не превышал 30% при расчете первым и третьим методами и только в месяцы холодного периода года является удовлетворительным при расчете вторым методом. Таким образом, для восстановления из трех методов можно оставить два: первый, как средневзвешенное из всех расчетных значений, и третий по зависимости с климатическим многолетним полем, имеющие одинаково малые погрешности, причем первый дал большее число восстановленных данных.

На третьей стадии рассматривалась возможность дальнейшего восстановления данных только на основе информации по отдельным станциям. Так как температура воздуха за месяцы холодного периода восстанавливалась на предыдущих стадиях лучше, чем за месяцы теплого периода, то существует потенциальная возможность на основе свойств сезонной функции несколько удлинить ряды температур воздуха теплых месяцев. На рис. 5.8 показан относительный процент восстановленных данных на основе сезонной функции по отношению к потенциально возможному объему для каждой станции. При этом потенциально возможный объем представлял собой сумму разностей между наибольшим числом лет наблюдений для данной станции и числом лет наблюдений за температурой в каждом из 12 рассматриваемых месяцев. В числитель входила сумма фактически восстановленных среднемесячных температур за все месяцы года для данной станции с помощью сезонной функции по уравнению (5.9). Как следует из рисунка, для большинства станций процент восстановленных данных составил всего 1–2. Практически для всей восточной части ЕТР ничего не было восстановлено, хотя в южной части ЕТР на некоторых станциях процент восстановленных данных превышал 40–50, также как и на отдельных станциях севера и северо-запада ЕТР было восстановлено 16–25% от потенциально возможного объема.

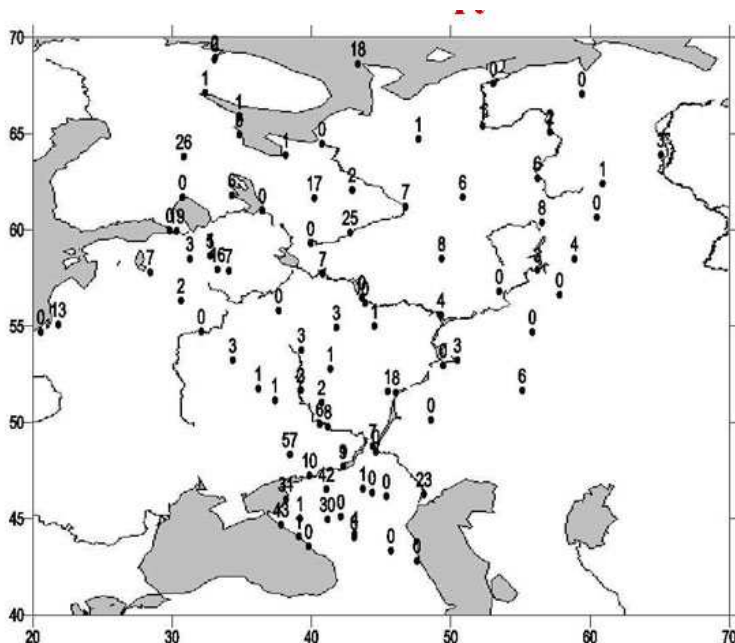


Рис. 5.8. Относительный процент восстановленных данных на основе сезонной функции по отношению к потенциально возможному объему

Итоговая информация по результатам восстановления среднемесячных температур воздуха на ЕТР приведена в табл. 5.1 с оценкой вклада каждого метода для температуры воздуха каждого месяца. Данные табл. 5.2 свидетельствуют, что, имея априори в среднем 80 лет наблюдений, за счет разных процедур восстановления удалось увеличить продолжительность многолетних рядов среднемесячных температур воздуха до 130 лет в холодные месяцы и до 110 лет – в месяцы теплого периода. При этом наибольший вклад (до 70–80%) в удлинение рядов дало использование метода индивидуальных аналогов. Оценка на зависимых и независимых данных показала, что восстановленные данные являются вполне надежными и их погрешность практически не превышает 20–30% по отношению к среднему квадратическому отклонению многолетнего ряда наблюдений.

Таблица 5.2

Вклад каждого из методов восстановления в общий объем
восстановленных данных

(в годах в среднем для всех станций)

Метод	Месяцы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Наблю- денные данные	78	80	80	80	79	80	79	79	79	79	79	79
Аналог	40	37	31	24	23	24	22	22	27	35	32	37
Регио- наль- ная модель	13	13	10	8	10	6.3	5	6	7.6	10	10	11
Сезон- ная модель	0.4	0.3	0.2	0.1	1.6	1.5	3	2	0.6	0.1	0.2	0.6
Объем после вос- станов- ления	133	131	122	112	114	111	110	110	114	125	122	128

Вычислительная программа

Алгоритмы первого и второго метода восстановления пропусков и увеличения продолжительности многолетних рядов наблюдений реализованы в виде вычислительного модуля «Аналог» программного комплекса «Гидрорасчеты» (Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2010615886 от 09.09.2010).

Программа «Аналог» работает только с группой пунктов наблюдений, поэтому ее вызов осуществляется из главного меню программного комплекса «Гидрорасчеты», как показано на рис. 5.9, где рассматриваются многолетние ряды сумм месячных осадков января на 12 метеостанциях севера Западной Сибири.

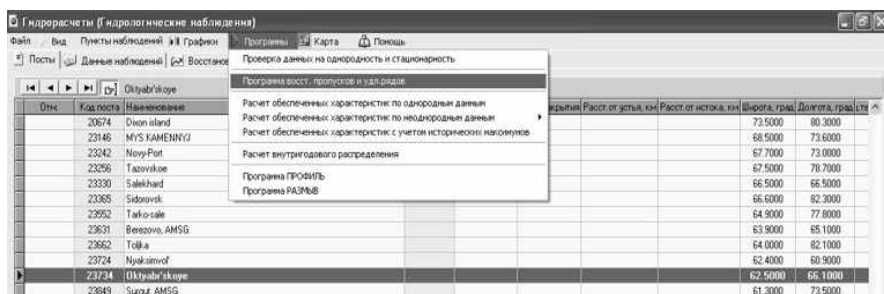


Рис. 5.9. Вызов программы «Аналог» («Программа восст. пропусков и удел. рядов») из главного меню ПК «Гидрорасчеты»

После вызова программы появляется таблица выбора из списка, где отмечается рассматриваемая характеристика, в данном случае «Январь» для сумм осадков января. После выбора характеристик и нажатия кнопки «ОК» появляется сообщение: «Выборка пунктов наблюдений передана в программу восстановления данных!» и после нажатия кнопки «ОК» появляется исходный экран программы «Аналог», как показано на рис. 5.10.

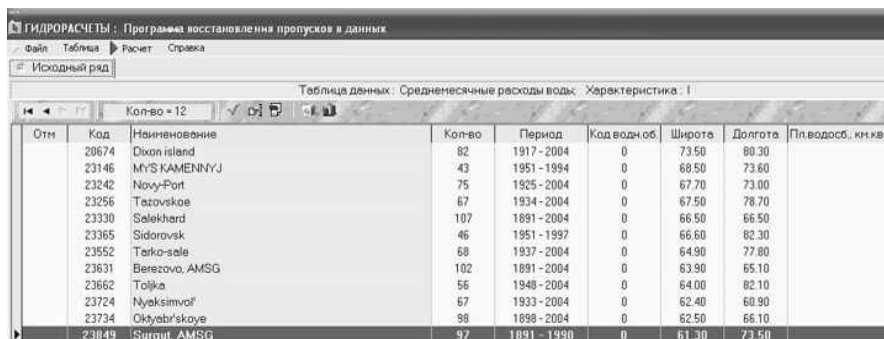


Рис. 5.10. Главное меню программы «Аналог»

Работа начинается с нажатия меню «Расчет», где имеются три главные функции: метод восстановления пропусков, расчет и матрица парной корреляции. Просмотр матрицы парной корреляции представляет интерес до проведения вычислений с целью оценки степени связанности рядов, например, для того, чтобы задать пре-

дельное минимальное пороговое значение коэффициента корреляции и оценить возможные эффективные аналоги. Пример матрицы парных корреляций показан на рис. 5.11. Определение коэффициентов парной корреляции осуществляется за совместный период. Если коэффициенты не определены, то это означает, что совместный период составляет менее 6 лет.

Файл	20674	23146	23242	23256	23330	23365	23552	23631	23662	23724	23734	23849
20674	1	0.378	0.421	0.180	0.314	-0.051	0.090	0.084	0.007	0.003	0.311	0.029
23146	0.378	1	0.260	0.099	0.282	-0.058	-0.064	-0.233	0.049	-0.159	0.170	0.034
23242	0.421	0.260	1	0.341	0.309	0.044	0.247	0.295	0.219	0.190	0.460	0.173
23256	0.180	0.099	0.341	1	0.099	0.541	0.383	0.048	0.170	-0.099	0.119	0.155
23330	0.314	0.282	0.309	0.099	1	-0.017	0.215	0.403	0.049	0.120	0.542	0.311
23365	-0.051	-0.058	0.044	0.541	-0.017	1	0.535	0.144	0.452	-0.024	0.146	0.335
23552	0.090	-0.064	0.247	0.383	0.215	0.535	1	0.307	0.523	0.097	0.356	0.431
23631	0.084	-0.233	0.295	0.048	0.403	0.144	0.307	1	0.223	0.666	0.723	0.376
23662	0.007	0.049	0.219	0.170	0.049	0.452	0.523	0.223	1	0.171	0.509	0.450
23724	0.003	-0.159	0.190	-0.099	0.120	-0.024	0.097	0.666	0.171	1	0.494	0.322
23734	0.311	0.170	0.460	0.119	0.542	0.146	0.356	0.723	0.509	0.494	1	0.467
23849	0.029	0.034	0.173	0.155	0.311	0.335	0.431	0.376	0.450	0.322	0.467	1

Кол-во = 12

Рис. 5.11. Матрица парных коэффициентов корреляции между многолетними рядами сумм осадков января

Из анализа матрицы парных коэффициентов корреляции для рядов осадков января по территории Западной Сибири следует, что их связанность достаточно низкая и наибольшие значения равны 0,666 и 0,723. Поэтому предельное минимальное значение коэффициента парной корреляции следует задавать в диапазоне от 0,6 до 0,7. Менее 0,6 задавать не следует, т. к. в соответствии с формулой (5.3) погрешность восстановленных значений при $R = 0,7$ составляет 51%, а при $R = 0,6$ – уже 64%. Из многочисленных исследований следует, что осадки связаны по территории намного хуже, чем температура воздуха, поэтому при низких парных корреляциях предельное минимальное значение коэффициен-

та корреляции следует задавать для осадков не ниже 0,6–0,7, а для температур воздуха, которые связаны лучше, 0,8–0,85.

Затем следует выбрать пункты наблюдений, которые необходимо восстанавливать. Как правило, следует осуществлять восстановление для всех пунктов наблюдений, поэтому в меню <Таблица> выбирается функция <Выбрать пункт для восстановления>, и затем – функция <Выбрать все>, и в результате отметки выбора задаются для всех пунктов.

После выбора пунктов для восстановления в главном меню нажимаем функцию <Расчет>, и далее метод восстановления пропусков выбирается из двух вариантов: на основе связи с аналогами (при возможности включения в уравнение регрессии от одного до трех аналогов) или при построении однофакторных региональных зависимостей за разные годы. По умолчанию в функции <Метод восстановления пропусков> задан первый метод, что и требуется. Поэтому сразу переходим к функции <Расчет>, где появляется следующее окно, в котором требуется задать параметры (рис. 5.12).

- Минимальный совместный период наблюдений, лет – не менее 6 лет. Пункты, у которых совместный период наблюдений с постом, для которого восстанавливаются данные, менее 6 лет будут исключаться из списка аналогов. При задании числа аналогов в уравнении 3 минимальный совместный период должен быть задан равным 10.

- Максимальное количество аналогов в уравнении (от 1 до 3-х).

- Минимально-допустимое значение коэффициента корреляции R .

- Среднее отношение коэффициента уравнения регрессии к его среднеквадратической ошибке R/σ_R (обычно задается ≥ 2.0).

- Исключать отрицательные значения – отметка ставится для данных, которые не могут иметь отрицательных значений (например, осадки).

- Учитывать погрешность определения характеристики – при установке флажка следует выбрать метод определения погрешности для восстановленных значений и задать максимально допустимое значение погрешности в %.

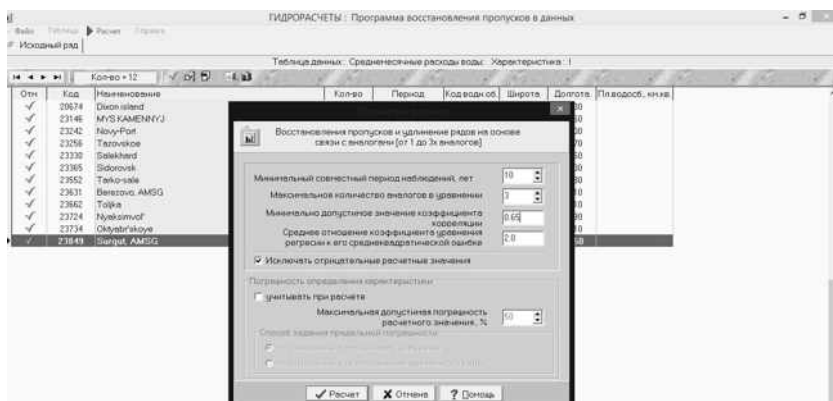


Рис. 5.12. Задание параметров уравнений для восстановления пропусков наблюдений и приведения непродолжительных рядов к многолетнему периоду

В данном случае задаем минимальный совместный период наблюдений 10 лет, минимальное количество аналогов в уравнении 3, минимальное допустимое значение коэффициента корреляции 0,65, среднее отношение коэффициента уравнения регрессии к его среднеквадратической ошибке 2,0 (следует задавать всегда, что соответствует 95%-ному доверительному интервалу), ставится отметка исключать отрицательные расчетные значения, чтобы необходимо для положительных значений такой климатической характеристики как осадки (для температур воздуха, не требуется, в том случае, если они могут быть отрицательными).

После нажатия кнопки <Расчет> выполняется приведение к многолетнему периоду и восстановление пропусков наблюдений для всех 12 рядов сумм осадков января, и основные результаты после завершения расчетов представлены в таблице (рис. 5.13).

Код	Наименование	Кол-во факт	Кол-во восст.	Эффект восст. %	Средн. погр. восст.	Стд.откл. факт.	Стд.откл. восст.	Критерий Фишера	Средн. погр. ряда
23365	Sidorovsk	46	28	43.5	6.051	9.178	13.417	2.137	21.761
23631	Berezovo, AMSG	102	10	9.8	7.229	10.947	7.361	2.212	23.618
23662	Toljka	56	12	21.4	7.931	11.133	9.521	1.367	29.643
23724	Nyeksimov	67	37	55.2	8.614	11.684	15.354	1.727	25.096
23734	Okyabr'skoye	98	14	14.3	7.165	12.272	7.352	2.786	30.112

Рис. 5.13. Итоговая таблица с результатами работы программы «Аналог»

Как следует из таблицы рис. 5.13, из 12 рядов наблюдений при заданных условиях восстановление было осуществлено только для 5 рядов. Полученная таблица имеет следующие поля:

- «Код» – пятизначный код пункта наблюдений по классификации ГВК;
- «Наименование» – название реки и пункта наблюдений;
- «Кол-во факт.» – количество фактических лет наблюдений;
- «Кол-во восст.» – количество восстановленных лет;
- «Эффект. восст.%» – показатель эффективности восстановления $\Delta n'(\%)$;
- «Средн. погр. восст.» – средняя из всех стандартных погрешностей восстановления (в размерности рассматриваемой характеристики) $\sigma_{\text{ср}}$;
- «Стд. откл. исх.» – среднее квадратическое (стандартное) отклонение исходного ряда наблюдений (σ_Y);
- «Стд. откл. восст.» – среднее квадратическое (стандартное) отклонение восстановленных значений;
- «Критерий Фишера» – расчетное значение статистики критерия Фишера, как правило, если расчетная статистика меньше 2, то восстановленные данные можно считать однородными по дисперсиям исходным данным (вывод будет надежным в том случае, если объемы исходной и восстановленной подвыборки достаточны и значительно не отличаются);
- «Средн.исх.ряда» – среднее значение исходного ряда наблюдений;
- «Средн.восст.ряда» – среднее значение восстановленных значений;
- «Критерий Стьюдента» – расчетное значение статистики критерия Стьюдента, как правило, если расчетная статистика меньше 2, то восстановленные данные можно считать однородными по средним величинам исходным данным (вывод будет надежным в том случае, если объемы исходной и восстановленной подвыборки достаточны и значительно не отличаются).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что количество восстановленных лет варьирует от 10 до 37, надежность вывода об однородности дисперсий и средних можно надежно считать только для ряда 23724 Няксимволь, где количество восста-

новленных лет равно 37, а наблюдаемых – 67 и здесь расчетные значения статистик критериев Фишера и Стьюдента меньше критических (восстановленные данные однородны). В остальных случаях период восстановленных данных по отношению к фактическим намного меньше, и выводы недостаточно надежны.

Более детальная информация по результатам восстановления представлена в дополнительных таблицах для каждого пункта наблюдений. Для получения результирующего многолетнего ряда, содержащего как наблюдаемые, так и восстановленные данные, следует нажать закладку «Восстановленные значения» после чего появится таблица, включающая 3 поля: год, значение, погрешность восстановления (в данном случае в мм). Для наблюдаемых значений погрешность восстановления представлена в таблице в виде нулевых значений. Данная таблица записывается в файл при нажатии кнопки «Файл», затем «Сохранить таблицу как...» и далее выбрать формат выходного файла (Документ Microsoft Word) и переместить поля слева в правую часть выходной таблицы. Также обязательно надо войти в закладку «Настройка вывода полей» и так задать количество десятичных знаков после запятой (в данном случае 1). После этого нажать кнопку «ОК» и задать имя файла, в который будет записана таблица.

Помимо многолетнего ряда имеется возможность получить более детальную информацию об эффективности восстановления за каждый год. При нажатии кнопки «Показать подробную таблицу характеристик восстановления данных» появляется таблица, которая включает в себя на каждый восстановленный год: восстановленное значение, используемое уравнение регрессии, его коэффициент корреляции, стандартную погрешность восстановления, относительную погрешность восстановления в % и номера аналогов, участвующих в восстановлении. Эту таблицу при нажатии кнопок «Файл», «Записать таблицу в файл» и при перенесении полей из левой части в правую и нажатии кнопки «Настройка вывода полей», где обязательно задается количество десятичных знаков после запятой, затем также следует записать в файл формата Word. Еще одна таблица – это список используемых аналогов, которая вызывается по кнопке «Показать список используемых аналогов для данного пункта». После выполнения программы все по-

лученные результаты следует обязательно записать в базу данных восстановленных значений нажатием кнопки «+» в закладке «Восстановленный ряд» (Копировать все восстановленные значения в БД Гидрорасчеты).

Для вызова восстановленных данных из соответствующей базы следует в главном меню ПК «Гидрорасчеты» войти в закладку «Восстановленные данные», затем в закладку «Работа с данными», «Выбор данных» и затем следует выбрать из списка восстановленную характеристику, в данном случае осадки за январь («Январь»). После этого появится таблица с наблюдаемыми и восстановленными данными.

5.3. Учет исторических максимумов

Иногда подобрать аналоги не удастся, т. к. пространственная связанность невысокая, как, например, для рядов осадков. Однако, необходимо скорректировать эмпирическую обеспеченность чрезвычайного максимума, которая неправильно вычислена по короткому ряду наблюдений, из-за чего и эмпирическое распределение может быть неоднородным, как показано в Лекции 4, и параметры его будут вычислены некорректно. В таких случаях можно использовать информацию об исторических максимумах из архивных данных, летописей, полученную по палеоиндикаторам, сведения о наводнениях, метках высоких вод в руслах рек, засухах и т. д. За пределами ряда наблюдений необходимо иметь как само значение исторического максимума или минимума и год его происхождения (датировку), так и только его датировку. Фактически привлечение информации об исторических максимумах является своеобразным увеличением продолжительности ряда на период в прошлом до датировки этого максимума.

Можно выделить две группы задач, которые решаются при привлечении информации об исторических максимумах: корректировка эмпирической обеспеченности экстремального события в ряду наблюдений и вычисление параметров распределения с учетом исторических максимумов. Кроме того,

возможны две ситуации нахождения выдающихся максимумов: за пределами и в пределах ряда наблюдений.

Если рассматривать задачу не для одного, а для любого числа исторических максимумов, то, прежде всего, требуется определиться с исходной информацией. Так, если один или несколько исторических максимумов находятся внутри ряда наблюдений продолжительностью n , то должен быть, по крайней мере, один достоверный исторический максимум за пределами ряда наблюдений, т. к. именно по нему и может быть определен исторический период удлиненного ряда N . Если же имеется датировка этого максимума, то может быть и его величина. Поэтому необходимо учитывать ситуацию, когда исторические максимумы находятся и в пределах, и за пределами ряда наблюдений. При этом, если исторический максимум находится в пределах ряда наблюдений, но найденный в прошлом максимум или несколько максимумов должны быть меньше его. Еще одна особенность исходной информации состоит в том, что более ранний исторический максимум за пределами ряда наблюдений (период N_1) может быть меньше по величине, чем более поздний (период N_2), т. е. $Y_{N1} < Y_{N2}$. В этом случае период непревышения или повторяемости наибольшего Y_{N2} будет также равен N_1 .

Определение эмпирических обеспеченностей с учетом различных ситуаций нахождения исторических максимумов можно представить для следующих частных случаев:

- один исторический максимум за пределами ряда:

$$P_1 = 1/(N+1), P_2 = 1/(n+1), P_3 = 2/(n+1), \dots, P_{n+1} = n/(n+1), \quad (5.12)$$

- два исторических максимума за пределами ряда при $Y_{N1} > Y_{N2}$:

$$P_1 = 1/(N_1+1), P_2 = 1/(N_2+1), P_3 = 1/(n+1), P_4 = 2/(n+1), \dots, P_{n+2} = n/(n+1), \quad (5.13)$$

- два исторических максимума за пределами ряда при $Y_{N1} < Y_{N2}$ и тогда $N_2 = N_1$:

$$P_1=1/(N_1+1), P_2=2/(N_1+1), P_3=1/(n+1), P_4=2/(n+1), \dots, P_{n+2}=n/(n+1), \quad (5.14)$$

- один исторический максимум в пределах ряда при условии одного исторического максимума за пределами ряда за период N :

$$P_1=1/(N+1), P_2=2/(N+1), P_3=2/(n+1), P_4=3/(n+1), \dots, P_{n+1}=n/(n+1), \quad (5.15)$$

- два исторических максимума в пределах ряда и один за пределами за период N :

$$P_1=1/(N+1), P_2=2/(N+1), P_3=3/(N+1), P_4=3/(n+1), \dots, P_{n+1}=n/(n+1), \quad (5.16)$$

- два исторических максимума в пределах ряда и один за пределами в гипотетическом случае, когда его величина не известна, а датировка известна:

$$P_1=1/(N+1), P_2=2/(N+1), P_3=3/(n+1), \dots, P_n=n/(n+1), \quad (5.17)$$

где: N, N_1, N_2 – исторические периоды, n – период наблюдений, $P_1, P_2, \dots, P_n$ – эмпирические обеспеченности (в долях единицы) для ранжированных по убыванию членов ряда общим объемом выборки $n, n+1, n+2$ и т. д.

Практически достоверные сведения об исторических максимумах встречаются не всегда, их число ограничивается одним, изредка двумя для одного ряда наблюдений. Однако растущее в последние годы использование палеоинформации позволяет в отдельных случаях получать сразу несколько исторических максимумов. Это обстоятельство требует обобщения приведённых выше частных формул. Общая формула определения эмпирических обеспеченностей с учетом исторических максимумов имеет вид:

$$\begin{aligned}
P_1 &= 1/(N_1+1), P_2=2/(N_2+1), \dots, P_{m_1}=m_1/(Nm_1+1), \\
P_{m_1+1} &=(m_1+1)/(N_1+1), \dots, P_{m_1+m_2}=(m_1+m_2)/(N_{m_2}+1), \\
P_{m_1+m_2+1} &=(m_1+1)/(n+1), \dots, P_{n+m_2}=n/(n+1),
\end{aligned} \tag{5.18}$$

где: m_1, m_2 – число исторических максимумов соответственно в пределах и за пределами ряда наблюдений; n – объем ряда наблюдений; $N_1, N_2, \dots, Nm_1, Nm_2$ – периоды исторических максимумов.

Формула (5.18) соответствует ситуации, когда все m_1 исторических максимумов в ряду наблюдений больше всех m_2 исторических максимумов за пределами ряда наблюдений и для каждого исторического максимума за пределами ряда известен свой период непревышения, который равен периоду непревышения для соответствующего максимума в ряду наблюдений. Если же ранжировка исторических максимумов будет иной, так же, как и периодов их непревышения, то соответственно будет изменяться и ранжировка эмпирических обеспеченностей для исторических максимумов. В целом же формула (5.18) отражает разделение эмпирических обеспеченностей на две части: обеспеченности исторических максимумов и обеспеченности остальной части ряда наблюдений. Обеспеченности членов ряда наблюдений определяются делением на $n-m_1+1$ соответствующего номера ранжированной последовательности при исключении номеров исторических максимумов m_1 , входящих в ряд наблюдений. Обеспеченность ранжированной последовательности исторических максимумов определяется делением или на каждый период непревышения, или на наибольший период, или на их комбинации, в зависимости от соответствия ранжирования периодов и самих величин.

Второй задачей является определение параметров распределения с учетом исторических максимумов. Если имеется один исторический максимум за пределами ряда наблюдений, то формула для среднего значения с его учетом имеет вид:

$$Q_{cpN} = [Q_N + \sum Q_i/n * (N-1)]/N, \tag{5.19}$$

где: Q_{cpN} – среднее значение с учетом исторического максимума, $\sum Q_i/n$ – среднее значение за ряд наблюдений, N – период непревышения исторического максимума.

Конструирование формулы (5.19) основано на трех основных шагах:

- определение среднего значения ($Q_{cpn} = \sum Q_i/n$) за ряд наблюдений;
- определение суммы членов ряда за период $N-I$ при условии, что среднее значение, рассчитанное за период n , распространяется на период $N-I$: $\sum Q_i/n \cdot (N-I)$;
- определение суммы членов ряда за весь период N и вычисление среднего значения Q_{cpN} .

Подобные шаги применимы и к конструированию формул для других параметров распределения: коэффициента вариации (C_V), коэффициента асимметрии (C_S), статистик λ_2 и λ_3 при расчете параметров методом приближенного наибольшего правдоподобия. Так, конструирование формулы для определения коэффициента вариации при одном историческом максимуме за пределами ряда наблюдений основано на выполнении следующих шагов:

- определение суммы квадратов модульных коэффициентов и его среднего значения за период n по формуле $\sum (k_i - 1)^2/n$, где $k_i = Q_i/Q_{cpN}$ – значения модульных коэффициентов;
- определение суммы квадратов модульных коэффициентов за период $N-I$ по формуле: $\sum (k_i - 1)^2/n \cdot (N-I)$;
- определение суммы квадратов модульных коэффициентов за период N за счет добавки квадрата модульного коэффициента исторического максимума $(k_N - 1)^2$ и вычисление коэффициента вариации с его учетом:

$$C_{VN} = \sqrt{\frac{1}{N-1} [(k_N - 1)^2 + \frac{N-1}{n} \sum (k_i - 1)^2]} \quad (5.20)$$

Здесь же можно отметить, что полученная формула (5.20) алгебраически является корректной, т. к. в ней последовательно определяются суммы квадратов за периоды n , $N-I$ и N , и затем уже вычисляется значение C_{VN} за период N по стандартной формуле.

Аналогичным образом осуществляется конструирование формул и для параметров C_S , λ_1 и λ_2 соответственно через суммы кубов, логарифмов и суммы произведений модульных коэффициентов на их логарифмы. В общем случае можно выразить через Z результат любого функционального преобразования для нахождения соответствующего параметра распределения, например $Z_i = Q_i$ для Q_{cp} , $Z_i = (k_i - 1)^2$ для C_V , $Z_i = (k_i - 1)^3$ для C_S , $Z_i = \log(k_i)$ для λ_2 и $Z_i = k_i \log(k_i)$ для λ_3 . Если число исторических максимумов равно $m_1 + m_2$, а оставшийся объем ряда наблюдений без исторических максимумов равен $n - m_1$, то количество последовательных сумм Z_i с распространением их средней суммы на интервал времени до ближайшего следующего исторического события будет равно $m_1 + m_2 + 1$. Нахождение таких последовательных сумм наглядно иллюстрирует схема на рис. 5.14, которая может быть представлена в виде следующей системы уравнений:

$$\begin{aligned} \sum_1 &= \sum_1^{n-m_1} Z_i, \\ \sum_2 &= Z_{N_{m_1+m_2}} + \sum_1 * (N_{m_1+m_2} - 1) / (n - m_1), \\ \sum_3 &= Z_{N_{m_1+m_2-1}} + \sum_2 * (N_{m_1+m_2-1} - 1) / N_{m_1+m_2}, \\ &\dots\dots\dots \\ \sum_{m_1+m_2+1} &= Z_{N_1} + \sum_{m_1+m_2} * (N_1 - 1) / N_2 \end{aligned} \quad (5.21)$$

Последнее уравнение системы является полной суммой за весь период до самого раннего исторического события, имеющего период непревышения N_1 . Далее для определения каждого параметра с учетом исторических максимумов (среднего значения Q_{cpN} , коэффициента вариации C_{VN} , коэффициента асимметрии C_{SN} , статистик λ_{2N} и λ_{3N}) необходимо провести нормирование соответствующей суммы:

$$Q_{cpN} = \sum_{m_1+m_2+1} / N,$$

$$\begin{aligned}
C_{VN} &= \sqrt{\sum_{m1+m2+1} / (N-1)}, \\
C_{SN} &= \frac{N \sum_{m1+m2+1}}{C_{VN}^3 (N-1)(N-2)}, \\
\lambda_{2N}(\lambda_{3N}) &= \frac{\sum_{m1+m2+1}}{N-1}
\end{aligned} \quad (5.22)$$

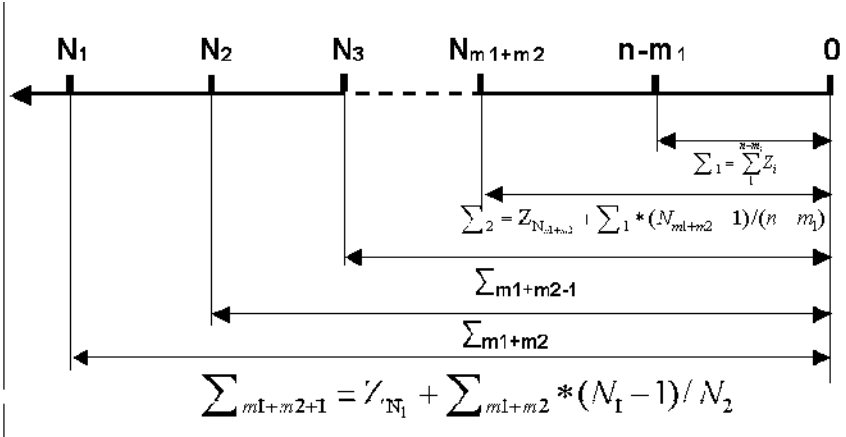


Рис. 5.14. Схема определения последовательных сумм для нахождения параметров функций распределений, где ось времени направлена от настоящего момента в прошлое до наиболее удаленного события N_1

На основе (5.21) и (5.22), например, можно получить выражения для C_{SN} при различном расположении выдающихся максимумов так же, как и для случаев оценки эмпирической обеспеченности по формулам (5.12)–(5.17):

- один исторический максимум за пределами ряда:

$$C_{SN} = \frac{N}{(N-1)(N-2)Cv_N^3} [(k_N - 1)^3 + \frac{N-1}{n} \sum_1^n (k_i - 1)^3], \quad (5.23)$$

- два исторических максимума за пределами ряда при $Q_{N1} > Q_{N2}$:

$$C_{SN} = \frac{N_1}{(N_1-1)(N_1-2)Cv_N^3} \{ (k_{N1} - 1)^3 + \frac{N_1-1}{N_2} [(k_{N2} - 1)^3 + \frac{N_2-1}{n} \sum_1^n (k_i - 1)^3] \}, \quad (5.24)$$

- два исторических максимума за пределами ряда при $Q_{N1} < Q_{N2}$ и тогда $N=N_I$:

$$Cs_N = \frac{N}{(N-1)(N-2)Cv_N^3} [(k_N - 1)^3 + (k_{N-1} - 1)^3 + \frac{N-2}{n} \sum_1^n (k_i - 1)^3], \quad (5.25)$$

- один исторический максимум в пределах ряда при условии одного исторического максимума за пределами ряда за период N :

$$Cs_N = \frac{N}{(N-1)(N-2)Cv_N^3} [(k_N - 1)^3 + (k_{N-1} - 1)^3 + \frac{N-2}{n-1} \sum_2^n (k_i - 1)^3], \quad (5.26)$$

- два исторических максимума в пределах ряда и один за пределами за период N :

$$Cs_N = \frac{N}{(N-1)(N-2)Cv_N^3} [(k_N - 1)^3 + (k_{N-1} - 1)^3 + (k_{N-2} - 1)^3 + \frac{N-3}{n-2} \sum_3^n (k_i - 1)^3], \quad (5.27)$$

- два исторических максимума в пределах ряда и один за пределами в гипотетическом случае, когда его величина не известна, а датировка известна:

$$Cs_N = \frac{N}{(N-1)(N-2)Cv_N^3} [(k_N - 1)^3 + (k_{N-1} - 1)^3 + \frac{N-2}{n-2} \sum_3^n (k_i - 1)^3] . \quad (5.28)$$

Применение исторических максимумов широко используется при определении расчетных гидрологических характеристик, особенно при проектировании гидроэлектростанций. Поэтому рассмотрим применение исторических максимумов для определения расчетных характеристик максимального стока обеспеченностью 0.01%, 0.1% и 1%. Очевидно, что установленные значения этих максимумов позволят перейти от экстраполяции к интерполяции только при расчете расхода воды 1%-ной

обеспеченности. Еще одна особенность их применения заключается в том, что вычисленные обеспеченности исторических максимумов менее надежны, чем наблюдаемых значений и, как правило, завышены. Обеспеченность исторического максимума определяется по его датировке, но реальный период непревышения может быть намного больше, по крайней мере, на 20–50 лет, т. к. до его прохождения сведений о другом историческом максимуме в прошлом не имелось.

В первом примере рассматривается ряд максимальных расходов воды на р. Сулак – с. Миатлы за 70 лет непрерывных наблюдений, с 1925 по 1994 гг. Один выдающийся максимум был установлен за пределами ряда наблюдений и имел место в 1875 г. с соответствующим значением расхода воды $Q_N = 2690 \text{ м}^3/\text{с}$, период непревышения $N = 120$ лет. Среднее значение, коэффициенты вариации и асимметрии с учетом одного исторического максимума определены по формулам (5.19), (5.20) и (5.23), а статистики λ_{2N} и λ_{3N} – по следующим формулам:

$$\lambda_2 = \frac{1}{N-1} (\lg k_N + \frac{N-1}{n} \sum_1^n \lg k_i), \quad (5.29)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{N-1} (k_N \lg k_N + \frac{N-1}{n} \sum_1^n k_i \lg k_i) \quad (5.30)$$

Параметры и квантили распределения без учета и с учетом исторического максимума приведены в табл. 5.3. Квантили определены для обеспеченностей $P = 0.01\%$, $P = 0.1\%$ и $P = 1\%$ при аппроксимации распределением С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля с вычисленными параметрами. Из данных табл. 5.3 следует, что различия в определении параметров без учета и с учетом исторического максимума варьируют от 2% для среднего значения до 22% для C_S , а различия в расчетных значениях от 10% ($Q_{1\%}$) до 29% ($Q_{0.01\%}$).

Таблица 5.3

Параметры распределения, полученные без учета и с учетом информации
о выдающихся расходах воды

Вид расчета	Параметры и квантили распределения							
	$Q_{ср}$, м ³ /с	C_V	C_S	C_S/C_V	λ_1	λ_2	$Q_{0.1\%}$	$Q_{1\%}$
р. Сулак – с. Миатлы								
Без учета	864	0.37	1.70	4.6	-0.00251	0.00265	2740	1940
с учетом	879	0.41	2.17	5.3	-0.00282	0.00307	3260	2140
р. Зeya – пос. Зейские Ворота								
Без учета	7080	0.38	1.07	3.4	-0.00200	0.00205	20400	15500
с учетом	7160	0.34	1.31	3.9	-0.00216	0.00225	20300	14950
р. Вилюй – пос. Чернышевский								
Без учета	7610	0.31	0.89	2.9	-0.00203	0.00202	18400	14700
с учетом	7630	0.31	0.82	2.6	-0.00203	0.00202	17800	14500

Однако, при рассчитанных значениях $C_S/C_V = 4.6$ или $C_S/C_V = 5.3$ распределение С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля очень ненадежно аппроксимирует эмпирические данных в области малых обеспеченностей. Поэтому был осуществлен подбор отношения C_S/C_V , при котором бы достигалась наилучшая аппроксимация в области обеспеченностей менее 30%. В результате выбрано $C_S/C_V = 6$ для распределения Пирсона 3 типа. Расчетные значения, полученные по этой аппроксимации, составляют, соответственно, $Q_{0.01\%} = 4870$ м³/с, $Q_{0.1\%} = 3560$ м³/с и $Q_{1\%} = 2260$ м³/с и отличаются от варианта, не учитывающего исторические максимумы, на 16–30%. Эмпирическое распределение максимальных расходов воды и его аналитическая аппроксимация при $C_S/C_V = 6$ показаны на рис. 5.15. Отношение $C_S/C_V = 6$ является также и предельным табличным, хотя из рис. 5.15 и следует, что кривизну аналитической аппроксимации требуется еще увеличить.

В связи с тем, что эта предельная аппроксимация проходит ниже эмпирических точек, для повышения точности определения $Q_{1\%}$ было получено следующее аппроксимирующее выражение для ранжированных расходов воды, превышающих $Q = 1000$ м³/с (при $P \approx 25\%$):

$$Q = 622.96e^{-0.574Z}, \quad (5.31)$$

где: Z – ордината стандартизированного нормального распределения со средним значением, равным нулю, и дисперсией, равной единице.

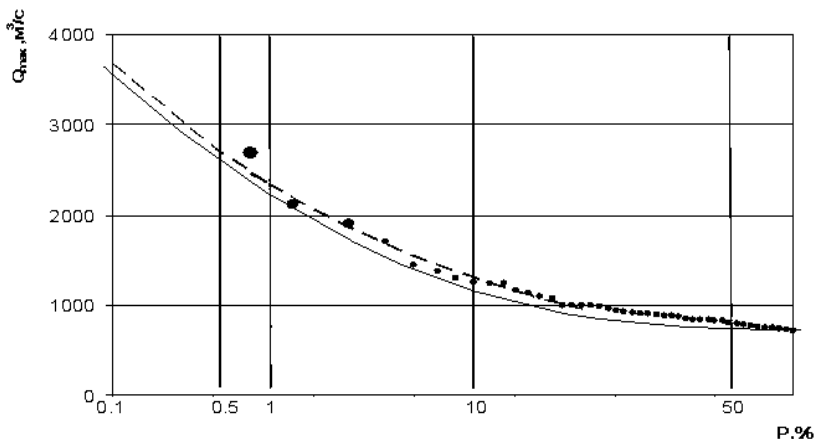


Рис. 5.15. Эмпирическое распределение максимальных расходов воды, включающее исторический максимум, для р. Сулак – с. Миатлы и его аппроксимации:

- распределением Пирсона 3 типа при $C_s/C_v=6$ (сплошная тонкая линия),
- зависимостью (5.31) (пунктирная линия)

Уравнение (5.31) представляет собой экспоненту в нормализованных координатах. В частном случае, когда эмпирическое распределение соответствует нормальному распределению, вместо экспоненты будет прямая линия. В связи с тем, что накопленная вероятность нормального распределения определяется также через экспоненту, зависимость (5.31) представляет двойную экспоненту для исходной вероятности, что ближе всего соответствует аналитическому распределению максимальных членов ранжированной последовательности. В общем случае для аппроксимации верхних частей эмпирических распределений максимальных расходов воды можно использовать аналитическое распределение С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля или распределение Пирсона 3 типа, например, подбирая параметры по МНК или применяя принцип усечения распределения. Но в

данном случае кривизны и параметров аналитических распределений недостаточно для аппроксимации и интерполяционная задача достаточно надежно решается на основе уравнения (5.31). Коэффициент корреляции зависимости (5.31), которая также приведена на рис. 5.15 в виде пунктирной линии, равен $R = 0,990$, рассчитанное по ней значение $Q_{1\%} = 2370 \text{ м}^3/\text{с}$.

Второй пример посвящен учету одного исторического максимума ($Q_N = 16000 \text{ м}^3/\text{с}$) в 1886 г. для ряда наблюдений за максимальными расходами воды на р. Зея – п. Зейские Ворота с 1901 по 2001 гг. ($n = 101$). Такой продолжительный ряд уже сам по себе позволяет перейти от экстраполяции к интерполяции для $Q_{1\%}$, однако исторический максимум должен повысить ее точность, т. к. период непревышения становится уже 116 лет. Вычисленные значения параметров и квантилей без учета и с учетом исторического максимума приведены в табл. 5.3. Различия в вычисленных параметрах варьируют от 1% для среднего значения до 18% для C_S , а различия в расчетных значениях от –3,5% ($Q_{1\%}$) до 3,1% ($Q_{0,01\%}$). При этом для обеспеченностей более 0,1% получено, что привлечение исторического максимума приводит к уменьшению расчетных значений, а менее 0,1% – к небольшому увеличению. Фактически же исторический максимум довольно существенно отличается от максимальных наблюдаемых значений, три наибольших из которых соответственно равны $Q_n = 13900 \text{ м}^3/\text{с}$ ($P = 0,98\%$), $Q_{n-1} = 13700 \text{ м}^3/\text{с}$ ($P = 1,96\%$) и $Q_{n-2} = 12870 \text{ м}^3/\text{с}$ ($P = 2,94\%$). С целью повышения точности интерполяции для верхней части эмпирического распределения при максимальных расходах воды более $7000 \text{ м}^3/\text{с}$ ($P \approx 48\%$) была получена методом наименьших квадратов (МНК) следующая зависимость:

$$Q = 6420e^{-0,372Z}, \quad (5.32)$$

с коэффициентом корреляции $R = 0,993$.

На основе зависимости (5.32) рассчитанное значение $Q_{1\%} = 15200 \text{ м}^3/\text{с}$.

В третьем примере рассматривается ситуация, когда исторический максимум, наблюдавшийся в 1992 г. ($Q_N = 16200 \text{ м}^3/\text{с}$)

на р. Виллой – пос. Чернышевский, находится в ряду непрерывных наблюдений с 1926 по 2002 гг. ($n = 76$). Установленный исторический максимум за пределами ряда наблюдений имел место в 1890 г., и его значение равно $Q_{N-1} = 14000 \text{ м}^3/\text{с}$. Параметры распределения с учетом одного исторического максимума в пределах ряда наблюдений и одного максимума за его пределами находились по следующим формулам:

$$Q_{cp} = \frac{1}{N} [Q_N + Q_{N-1} + \frac{\sum_{i=2}^n Q_i}{n-1} (N-2)], \quad (5.33)$$

$$C_{VN} = \sqrt{\frac{1}{N-1} [(k_N - 1)^2 + (k_{N-1} - 1)^2 + \frac{(N-2) \sum_{i=2}^n (k_i - 1)^2}{n-1}]}, \quad (5.34)$$

$$\lambda_2 = \frac{1}{N-1} [\lg k_N + \lg k_{N-1} + \frac{\sum_{i=2}^n \lg k_i}{n-1} (N-2)], \quad (5.35)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{N-1} [k_N \lg k_N + k_{N-1} \lg k_{N-1} + \frac{\sum_{i=2}^n k_i \lg k_i}{n-1} (N-2)] \quad (5.36)$$

Значение коэффициента асимметрии вычислялось по формуле (5.26). В результате были получены параметры и квантили распределения без учета и с учетом двух исторических максимумов, которые также приведены в табл. 5.3. Как следует из табл. 5.3, значения параметров распределения практически не отличаются, за исключением C_s , для которого различие составляет 8%. Расчетные значения максимальных расходов воды в случае учета исторических максимумов будут меньше и отличие в рассматриваемых обеспеченностях варьирует от $-1,4$ до $-5,8\%$. Вместе с тем аппроксимация эмпирического распределения при данных значениях параметров в областях малых обеспеченностей была неэффективной. На основе подбора отношения C_s/C_v наиболее эффективная аппроксимация была достигнута при предельном табличном значении $C_s/C_v = 6,0$, хотя, и эта

аппроксимация не является подходящей, т. к. дает систематическое занижение в области предельных значений расходов воды. На основе этой аппроксимации получен расчетный $Q_{1\%} = 15000 \text{ м}^3/\text{с}$, который больше, чем в табл. 5.3, но ниже эмпирических точек. Поэтому дополнительно применена аппроксимирующая экспоненциальная зависимость для расходов воды, превышающих $7000 \text{ м}^3/\text{с}$ ($P \approx 45\%$), которая имеет вид:

$$Q = 7228e^{-0.317Z}, \quad (5.37)$$

с коэффициентом корреляции $R = 0.995$.

По уравнению (5.37) рассчитан $Q_{1\%} = 15400 \text{ м}^3/\text{с}$. Также получено смещение эмпирической обеспеченности наибольшего наблюдаемого расхода воды при привлечении исторического максимума, которая уменьшилась с 1.3 до 0.88%.

Литература

1. Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С. Курс климатологии. Ч. I и II. – Л.: Гидрометеиздат, 1952. – 487 с.
2. Гумбель Э. Статистика экстремальных значений. – М.: Мир, 1965. – 450 с.
3. Дроздов О.А. Теория приведения рядов к одному периоду. – Труды ГГО, 1937, вып. 15(4). – С. 3–42.
4. Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шадурский А.Е. Практикум по климатологии. Часть 1. (учебное пособие). СПб., 2011. – 144 с.
5. Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шадурский А.Е. Практикум по климатологии. Часть 2. (учебное пособие). СПб., 2012. – 141 с.
6. Лобанов В.А., Лемешко Н.А., Жильцова Е.Л., Горлова С.А., Ренева С.А. Восстановление многолетних рядов температуры воздуха на Европейской территории России // Метеорология и гидрология. – № 2, 2005. – С. 5–14.
7. Лобанов В.А., Беликов В.Е. Определение расчетных гидрологических характеристик с учетом исторических максимумов // Метеорология и гидрология. – № 2. – 2007. – С. 89–99.
8. Лобанов В.А., Рождественский А.В. Основы обобщенного подхода к расчетам максимального стока, основанного на эмпирическом распределении расходов воды и предельном максимуме осадков // Сборник работ по гидрологии. – № 27. – СПб.: Гидрометеиздат, 2004. – С. 69–81.
9. Рекомендации по приведению рядов речного стока и их параметров к многолетнему периоду. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 64 с.

10. Свод правил по проектированию и строительству. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. СП 33-101-2003. – М.: Госстрой России, 2004. – 73 с.

Лекция 6. Определение расчетных климатических характеристик

6.1. Методы

Вся обработка и анализ климатической информации, приведенные в предыдущих лекциях, предназначены для того, чтобы надежно определить параметры распределения и расчетные климатические характеристики редкой повторяемости: 1 раз в 100 лет, 1 раз в 200 лет и т. п. Процедура определения расчетных климатических характеристик состоит в аппроксимации эмпирических распределений аналитическими функциями, с которых и определяются события редкой повторяемости. Причины применения аналитических функций распределения состоят в следующем:

- исходные данные наблюдений содержат погрешности, как наблюдений, так и определения эмпирических обеспеченностей, что требует объективной аппроксимации эмпирических распределений;
- даже при приведении к многолетнему периоду продолжительность ряда часто недостаточна, чтобы определить расчетную климатическую характеристику путем интерполяции, а экстраполяция эмпирического распределения визуально является субъективным приемом;
- аналитическая функция распределения определена на всем интервале вероятностей и если она эффективно аппроксимирует эмпирическое распределение, то можно ожидать, что и в области редких повторяемостей за пределами эмпирических значений результаты также будут эффективны.

Методика определения расчетных климатических характеристик реализуется при выполнении трех основных шагов:

- построение эмпирического распределения;
- расчет параметров распределения по эмпирическим данным;

- аппроксимация эмпирического распределения аналитическим законом и определение расчетных климатических характеристик.

Построение эмпирического распределения рассматривалось в Лекции 3, где в качестве формулы расчета эмпирической обеспеченности обосновывалось и рекомендовалось следующее выражение:

$$P_m = \frac{m}{n+1}, \quad (6.1)$$

где: P_m – вероятность m -ой случайной величины (x), ранжированной по убыванию ($x_{i+1} < x < x_i$), $m=1, \dots, n$ – порядковый номер случайной величины в последовательности, ранжированной по убыванию.

Параметры распределения определяются, как правило, наиболее распространенным методом моментов, в котором первые три момента или параметра распределения: среднее значение (x_{cp}), дисперсия (s^2) или СКО (s) и коэффициент асимметрии (C_s) рассчитываются по следующим формулам:

$$x_{cp} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}, \quad (6.2)$$

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_{cp})^2}{n-1}, \quad (6.3)$$

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_{cp})^3}{ns^3}, \quad (6.4)$$

Часто используют нормированное СКО, которое называется коэффициентом вариации:

$$C_v = s / x_{cp} , \quad (6.5)$$

По данным наблюдений, объем которых составляет в лучшем случае сотню с небольшим лет, эксцесс не вычисляется, т. к. надежность его определения по выборке такого объема крайне низкая.

Для того, чтобы правильно выбрать аппроксимирующее аналитическое распределение, необходимо выяснить, а какие же формы эмпирических распределений имеют место для разных климатических характеристик. На рис. 6.1 приведены сглаженные гистограммы эмпирических распределений температур воздуха в г. Санкт-Петербурге в различные месяцы года.

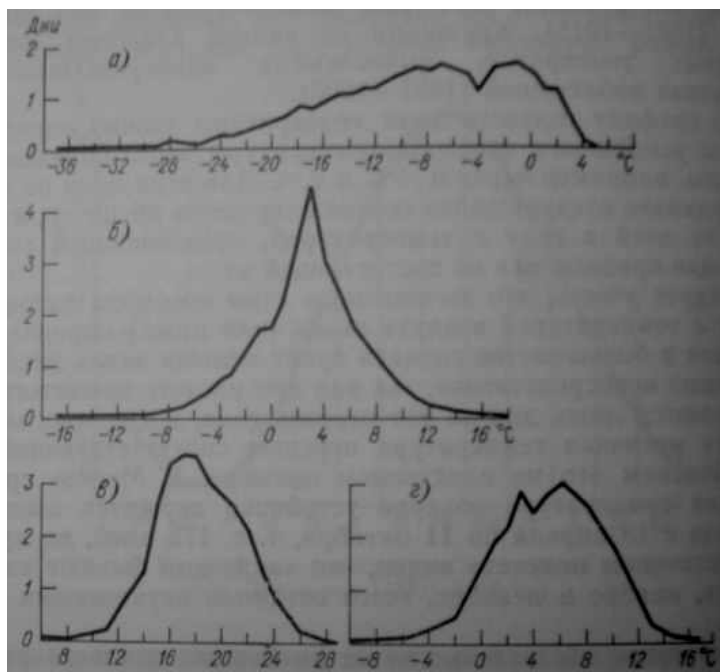


Рис. 6.1. Распределения среднесуточных температур воздуха в Санкт-Петербурге: а) январь, б) апрель, в) июль, г) октябрь

Как видно из графиков, распределения температур могут быть как симметричными (в апреле), так и асимметричными в другие месяцы. При этом асимметрия может быть, как левосторонняя (отрицательная) для января и октября, так и правосторонняя (положительная) для температур июля. Наличие асимметрии объясняется природным доминирующим фактором, ограничивающим высокие или низкие температуры. Наиболее наглядно такой фактор проявляется в январе, когда значения температур ограничены справа величиной $+6^{\circ}\text{C}$, а слева ограничения менее выражены, и длинный левый «хвост» распределения достигает значений низких температур до -36°C включительно. Видимо, для данной местности в январе приток тепла ограничен воздушными массами с температурой не выше $+6^{\circ}\text{C}$ за рассмотренный период наблюдений. В тоже время отрицательные температуры менее ограничены резким пределом, и затоки холода в январе могут приводит к температурам и -20°C , и -30°C , и даже -36°C . Модальное же значение центра распределения соответствует наиболее вероятной температуре -2°C . В апреле распределение температур является практически симметричным при модальном значении $+2^{\circ}\text{C}$ и пределах изменения от -16°C до $+18^{\circ}\text{C}$. В июле имеет место небольшая правосторонняя асимметрия, связанная с тем, что некоторым пределом ограничено поступление холода, а тепло может поступать без таких сильных ограничений. В октябре снова начинает проявляться зимняя ситуация с ограничением поступления тепла.

Асимметричность распределений температур, зависит не только от времени года, но и от расположения метеостанции. На рис. 6.2 показаны распределения температур января, но для двух разных метеостанций: Москва (справа) и Оймякон (слева).

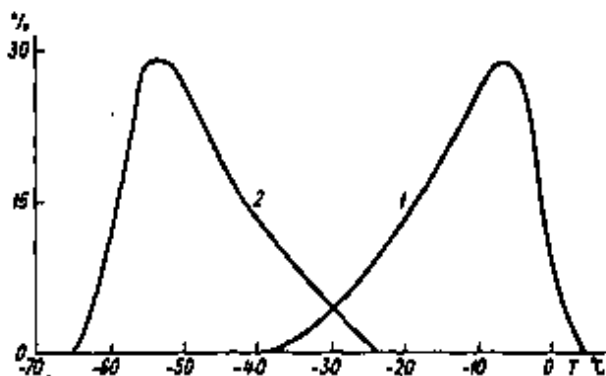


Рис. 6.2. Распределение суточной температуры января: 1 – Москва, 2 – Оймякон

Оба приведенных распределения являются асимметричными, но имеющими разную асимметрию за счет разных причин, определяющих приближение к пределу тепла или холода в январе. Так в Оймяконе, который является «полюсом холода», предел ограничения температур идет по самой низкой температуре в -65°C , ниже которой ожидать практически невозможно. Притом приближение к этому пределу резкое, т. е. много случаев очень холодных температур, которые и приводят к модальному значению -52°C . В тоже время правосторонняя асимметрия, выраженная в правом длинном «хвосте», обусловлена достаточно редкими и разнообразными заточками тепла с температурами от -25°C до -50°C . В Москве же в январе наблюдается ситуация аналогичная Санкт-Петербургу, когда приток тепла ограничен температурой примерно $+5^{\circ}\text{C}$, а приток холода практически не ограничен и может поступать разный холод с температурами в широком диапазоне от -10°C до почти -40°C .

Два приведенных примера наглядно показывают, что распределения климатических характеристик могут быть асимметричными, что вызывает необходимость в качестве аппроксимирующего аналитического закона выбирать трехпараметрическое распределение, которое в частном случае может быть симметричным.

Другие возможные формы эмпирических распределений климатических характеристик приведены на рис. 6.3. Как правило, все эмпирические распределения одновершинные, но могут наблю-

даться случаи и двухвершинных распределений, как, например, для нижней границы облаков на Дальнем Востоке (рис. 6.3, г). В этом районе формирование низкой облачности происходит в основном за счет процессов адвекции в различных стадиях развития муссона, чем и объясняется двухвершинность распределения. В общем же к интерпретации многовершинных распределений следует относиться с большой осторожностью. Необходимо иметь в виду, что многовершинность очень часто свидетельствует о статистической неоднородности анализируемого ряда и в этом случае необходимо предварительно устранить эту неоднородность или разделить исходный ряд на две или более части. Также следует иметь в виду, что погрешность определения некоторых климатических характеристик, особенно, визуальную, может быть достаточно большой и еще и систематической, зависящей от наблюдателя.

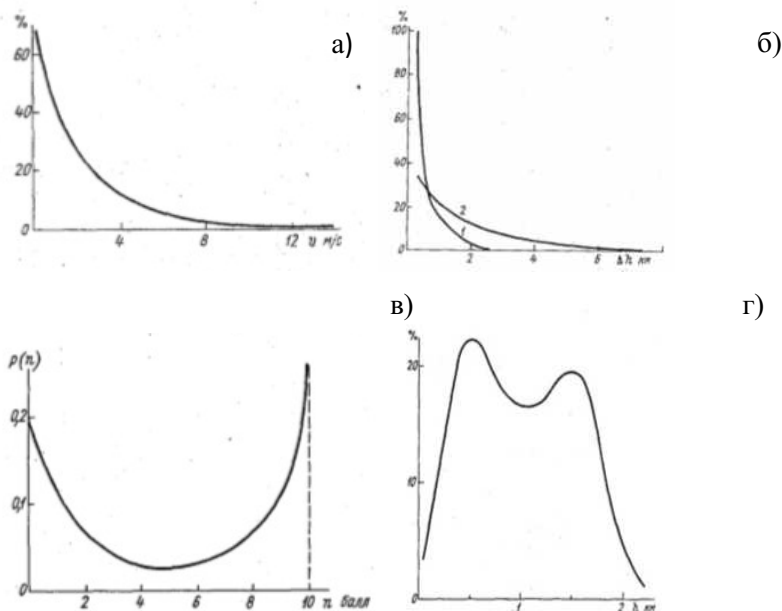


Рис. 6.3. Виды эмпирических распределений климатических характеристик:
 а) распределение скорости ветра (v) в январе в Якутии;
 б) распределение толщины облаков (Δh) различных форм: 1- Sc и Ac , 2 – конвективные и фронтальные ($As - Ns$) облака;
 в) распределение количества облаков (n) по наблюдениям с земли (в баллах);
 г) распределение высоты нижней границы облаков (Приморье, лето)

Распределения, имеющие U -образный (рис. 6-в) и J -образный вид, формируются в тех случаях, когда значения метеорологической величины имеют легко достижимый физический предел, по крайней мере, с одной стороны. Примером может служить распределение толщин облаков различных форм (рис. 6-б), из которого видно, что фронтальные ($As-Ns$) и кучевые облака имеют малую повторяемость малых толщин. Для облаков слоисто-кучевых форм (Ac, Sc) повторяемость градаций меньше 0,5 км равна 80–91%. Резко асимметричные распределения свойственны, например, скорости ветра, так как ее значения ограничены нулем. На рис. 6-а приведен пример распределения скорости ветра в январе в Якутии, когда в развитом антициклоне часто наблюдаются штилевые условия. Классическим примером U -образного распределения служит количество облаков, значения которых меняются от 0 до 10 баллов. Следует отметить, что U -образное распределение характерно для суточных и срочных значений количества облаков, наблюдаемого визуально с земли (рис. 6-в). Если наблюдение за облаками ведется с помощью метеорологических ИСЗ, то вид распределения будет зависеть от площади той территории, по отношению к которой определяется степень покрытости облаками. Таким образом, характер распределения существенно зависит от того, каким способом получена информация о метеорологической величине. Результаты расчетов повторяемости количества облаков при различной площади осреднения показывают, что с увеличением площади, для которой выполняется оценка покрытости облаками, распределение постепенно трансформируется в одновершинное.

Из трехпараметрических аналитических распределений наиболее распространенным в гидрометеорологии является распределение Пирсона 3-го типа, имеющее 3 параметра (среднее значение, коэффициенты вариации и асимметрии) и пределы изменения случайной величины от $-\infty$ до $+\infty$. Для гидрометеорологических характеристик, принимающих только положительные значения (осадки, солнечная радиация, речной сток и другие) при больших отношениях Cs/Cv распределение Пирсона 3-го типа может уходить в отрицательную область, что некорректно. Поэтому был получен усеченный вариант распределения Пирсона 3-го типа с изменением случайной величины от 0 до $+\infty$. Эта модификация

распределения Пирсона 3-го типа получила название распределения Крицкого–Менкеля по имени ее разработчиков С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля. Таблицы ординат этих двух аналитических распределений приведены в «Практикуме по климатологии. Часть 1» (Таблицы 17 и 18 Приложения). При этом для распределения Пирсона 3-го типа в Таблице 17 в зависимости от обеспеченности P и коэффициента асимметрии C_s) приведены нормированные ординаты распределения $\Phi(P, C_s) = (Y_p - Y_{cp})/\sigma$ и к абсолютным значениям ординат распределения (Y_p) осуществляется переход по формуле:

$$Y_p = \Phi(P, C_s)\sigma + Y_{cp}, \quad (6.6)$$

где Y_{cp} – среднее значение.

Для распределения Крицкого–Менкеля (Таблица 18 Приложения к Практикуму) имеет место не одна, а несколько таблиц для разных отношений C_s/C_v (от 0 до 6 с шагом 0,5) и нормированные ординаты $\Phi(P, C_v, C_s/C_v) = Y_p/Y_{cp}$. Поэтому для получения Y_p следует просто умножить Φ на Y_{cp} .

В отдельных случаях «кривизны» аналитического распределения Пирсона 3-го типа и его модификации – распределения Крицкого–Менкеля бывает недостаточно для аппроксимации особенно верхней наибольшей части эмпирического распределения экстремальных климатических характеристик, например, максимальных в году суточных осадков, срочных максимальных температур и т. п. Поэтому применяют и другие аналитические распределения, например, распределение Гумбела для максимумов, двойное экспоненциальное распределение и логнормальное распределение.

Для проверки соответствия аналитического распределения эмпирическому существуют критерии согласия, наиболее распространенными среди которых являются критерии Колмогорова–Смирнова и χ^2 Пирсона. В критерии Колмогорова–Смирнова статистикой является максимальная разность между обеспеченностями теоретической и эмпирической кривой. В критерии χ^2 Пирсона сравниваются гистограммы двух распределений. Многочисленные

исследования показали, что при существующих объемах эмпирических распределений максимум в 100–200 лет и их параметрах, вычисленных по выборке, практически все трехпараметрические аналитические распределения соответствуют данным наблюдений. Поэтому вопрос эффективной аппроксимации связан не с выбором того или иного вида аналитического распределения, а с точностью соответствия этого аналитического «лекала» эмпирическим точкам в областях малых или больших обеспеченностей, т. е. в областях экстраполяции и определения расчетных климатических характеристик. Если рассматриваются, например, максимальные в году суточные осадки, то эффективная аппроксимация необходима в верхней части кривой при больших значениях осадков. Если же рассматриваются минимальные в году срочные температуры, то интерес представляет нижняя часть распределения при экстраполяции которой определяются расчетные значения повторяемостью в 100 или 200 лет.

Еще одной особенностью построения распределений в гидрометеорологии является их неравномерный масштаб по оси обеспеченности для целей лучшей визуализации и эффективности аппроксимации в областях редкой повторяемости. Пример эмпирического распределения, построенного в таком неравномерном масштабе по оси обеспеченностей, показан на рис. 6.4.

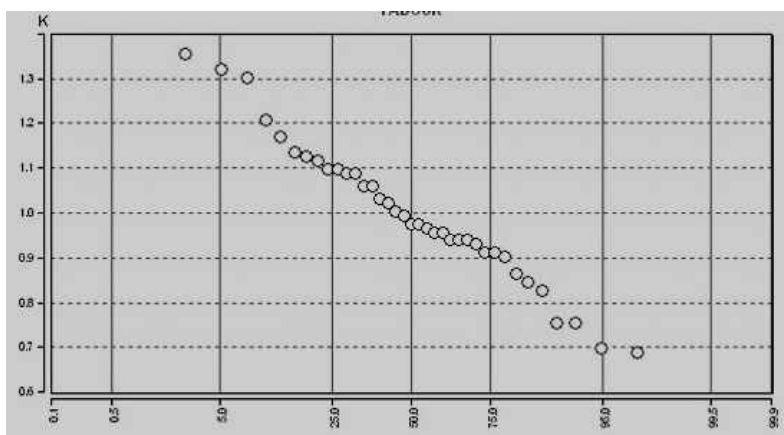


Рис. 6.4. Пример эмпирического распределения с неравномерной шкалой по оси обеспеченностей

Исторически построение неравномерной горизонтальной шкалы связано с проверкой принадлежности эмпирического распределения нормальному закону. Шкала от центра распределения является логарифмической, что соответствует преобразованию обеспеченности в натуральные логарифмы, и в случае принадлежности нормальному распределению график будет соответствовать прямой линии. Технология такой нормализации эмпирических обеспеченностей показана на рис. 6.5.



Рис. 6.5. Нормализация эмпирического распределения

Эмпирические обеспеченности (P), определяемые по формуле (6.1), распределены равномерно. Поэтому, прежде всего, строится стандартизированное нормальное распределение при равномерной шкале P с математическим ожиданием (μ) равным нулю и стандартным отклонением (σ) равным 1, как показано на нижнем графике рис. 6.5. Ординаты Z этого распределения будут распределены не равномерно, а в соответствии с функцией нормального распределения. Поэтому, если провести ось P параллельно оси Z и на

ней отложить значения P соответствующие ординатам Z , то шкала оси P также будет соответствовать шкале нормального распределения, и верхний график эмпирического распределения будет представлен в нормализованном виде. Такой прием называется нормализацией или преобразованием равномерной шкалы обеспеченностей в неравномерную, соответствующую функции нормального распределения. Поэтому, если на верхнем рисунке эмпирические значения эффективно аппроксимируются прямой линией – это значит, что они соответствуют нормальному распределению.

Аналогичные функциональные преобразования шкалы обеспеченностей могут быть выполнены и для других аналитических распределений, например, для распределения Крицкого–Менкеля при разных отношениях C_s/C_v . Раньше подобные преобразования были представлены в виде клетчаток вероятностей. Так клетчатка вероятностей для нормального распределения имела название нормализованной бумаги. И если на какой-либо клетчатке получалась прямая линия, то данное двухпараметрическое распределение или один из вариантов трехпараметрического распределения при фиксированном отношении C_s/C_v соответствовало эмпирическому.

Результатом климатических расчетов являются полученные квантили распределений заданной расчетной обеспеченности. При этом значения расчетных обеспеченностей зависят от требуемой надежности в применении расчетной характеристики. Наиболее распространенными являются расчетные обеспеченности в 1% и 0,5% в верхней части кривой распределения для максимальных расчетных значений и симметричные им обеспеченности в 99% и 99,5% в нижней части кривой для минимальных расчетных значений. Эти обеспеченности соответствуют повторяемости редкого события 1 раз в 100 лет (1% или 99%) и 1 раз в 200 лет (0,5% или 99,5%). Поэтому, полученные с кривой распределения расчетные значения должны гарантировать отсутствие больших экстремумов, чем вычисленный соответственно в течение 100 и 200 лет. В наиболее ответственных случаях задается еще более редкая повторяемость. Так, при проектировании дамб и плотин крупных ГЭС используются расчетные значения повторяемостью 1 раз в 10000 лет, т. е. $P = 0,01\%$. На такую повторяемость рассчитана,

например, построенная дамба, защищающая низменную часть территории Нидерландов от вод Северного моря.

6.2. Особенности обработки разных метеорологических величин

Причины различий в методике обработки отдельных величин

Рассмотренная методика определения расчетных климатических характеристик, включающая 3 шага (построение эмпирического распределения, расчет параметров и аппроксимация эмпирического распределения аналитическим с целью определения расчетных климатических характеристик) является общей и желательной, но не всегда реализуема. Возможность ее реализации зависит от точности определения климатической характеристики и важности ее применения для практических целей. Так, наиболее важными расчетными климатическими характеристиками являются температура воздуха и осадки, при их измерении обеспечивается высокая точность, и полностью реализуются все методы и шаги статистической обработки. Вместе с тем, наблюдения за рядом климатических характеристик являются визуальными, т. е. существенно менее надежными, что не дает возможность строить надежное эмпирическое распределение и осуществлять его аппроксимацию аналитическим распределением. Поэтому в случае недостаточно точных наблюдений или при отсутствии их продолжительных рядов ограничиваются определением средних значений или климатических норм, а также предельных наблюденных величин. Если же наблюдения более надежны и продолжительны, то строится частотная гистограмма и рассчитывается повторяемость в градациях. Подобные расчеты характерны, например, для скорости и направления ветра, где результатом обработки является частотное распределение по градациям.

Кроме того, при обработке каждой климатической характеристики существуют свои индивидуальные особенности, связанные с нарушением однородности за счет изменения сроков наблюдений, приборов и многих других причин, что необходимо учитывать при обработке информации. В некоторых случаях вводятся различные

поправки в сами значения, а в некоторых случаях следует исключать неоднородные и ненадежные данные. Поэтому рассмотрим особенности обработки разных видов метеорологической информации.

Температура воздуха

Температура воздуха является наиболее важной и востребованной характеристикой для практических целей. Расчетные значения температуры и ее показателей широко применяются в строительстве, энергетике, транспорте, сельском хозяйстве, жилищно-коммунальном хозяйстве, медицине и многих других отраслях деятельности человека. В качестве основных климатических характеристик температуры за каждый год, из которых формируется климатический ряд, рассматриваются: срочная, среднесуточная и пентадная максимальные и минимальные в году температуры воздуха, также экстремальные температуры конкретного месяца и среднемесячные, среднесезонные, среднегодовые. Температуры воздуха представлены с точностью до $0,1^{\circ}\text{C}$. Помимо самой температуры, в расчетах используются и ее показатели, связанные с датами и продолжительностью. Например, даты перехода температур через различные пределы (0°C , $+5^{\circ}\text{C}$, $+10^{\circ}\text{C}$ и т. п.), даты первого и последнего заморозка, продолжительность периода в днях выше и ниже заданного предела, например, ниже 0°C .

Для температуры воздуха осуществляется полный комплекс климатической обработки, включая проверку однородности и стационарности, восстановление пропусков наблюдений и приведение непродолжительных рядов к многолетнему периоду, расчет всех трех параметров распределения и расчетных характеристик заданной обеспеченности. Кроме того, может быть получена автокорреляционная функция и выполнены другие виды обработки и анализа, связанные с оценкой влияния современного изменения климата на параметры распределения и расчетные климатические характеристики с целью их корректировки.

Особенности температуры воздуха, которые следует учитывать при статистической обработке, состоят в следующем:

- разная частота наблюдений в разные исторические периоды (трехсрочные наблюдения до 1936 г., четырехсрочные наблюдения

до 1966 г. и восьмисрочные наблюдения с 1966 г.), что приводит к неоднородности данных и влияет на точность расчета среднесуточных температур;

- естественная неоднородность в переходные сезоны года (весна и осень), когда в одни годы могут наблюдаться высокие температуры, а в другие низкие, связанные с зимними условиями, что влияет на однородность эмпирического распределения;

- имеет место естественная связанность за счет годового хода температуры воздуха и поэтому нельзя строить совместное распределение сразу за все месяцы.

Средние суточные температуры, вычисленные по четырем и особенно по трем срокам наблюдений, из-за неучета низких ночных температур отличаются от средних суточных температур, полученных по ежечасным данным. Эти различия зависят от сезона года и географических условий. В умеренных широтах средние суточные температуры, вычисленные по данным наблюдений за три срока, отличаются от ежечасных средних на $0,3-1,0^{\circ}\text{C}$. Средние суточные из восьми сроков даже летом не отличаются от «истинных» (ежечасных) средних суточных более чем на $0,1^{\circ}\text{C}$. Обычно вводят поправки к средним из трех- и четырехсрочных наблюдений и приводят их к «истинным» средним суточным температурам. Поправки представляют собой разность между «истинной» средней и средней из соответствующего числа наблюдений. «Истинная» средняя определяется за 10 лет из ежечасных отсчетов по термографу. Для приведения температуры тех станций, где нет термографов, принимаются поправки ближайшей станции с аналогичным ландшафтом.

Средние многолетние значения по срокам (за отдельные часы суток) целесообразно вычислять только за период с одинаковой частотой наблюдений, например, за период восьмисрочных наблюдений, т. е. начиная с 1966 г. До этого времени наблюдения проводились за три и четыре срока по местному среднему солнечному времени и объединить такие данные с результатами наблюдений за восемь сроков по московскому декретному времени трудно. Увязка наблюдений, проведенных за периоды с разными сроками, потребовала бы введения целой системы поправок.

Средние минимальные (максимальные) температуры вычисляются для каждого месяца из ежедневных отсчетов по минимальному (максимальному) термометру и дают представление о средней температуре воздуха в наиболее холодную (теплую) часть суток данного месяца. Средние из абсолютных минимумов (максимумов) вычисляются осреднением самых низких (высоких) ежегодных минимумов (максимумов) температуры. Эти характеристики дают представление о той наинизшей (наивысшей) температуре, которую можно ожидать один раз в два года по отдельным месяцам и за год. Абсолютные минимальные и максимальные температуры воздуха характеризуют наинизшие и наивысшие пределы, которых достигала температура на данной станции за многолетний период наблюдений за отдельные месяцы и за год в целом. Следует подчеркнуть, что эти показатели представляют практический интерес только в тех случаях, когда они получены на основании длинных рядов наблюдений, не менее чем за 50–70 лет. На станциях, где ряд наблюдений короче, абсолютные экстремумы используются в тех случаях, когда они на короткорядной станции приходятся на тот же самый год, что и на соседних опорных длиннорядных станциях.

Средние и крайние даты перехода через заданные пределы, как правило, являются специализированными прикладными характеристиками, они очень полезны для сельского хозяйства, строительного проектирования и многих других отраслей экономики. Характер решаемой задачи диктует те пределы, переход через которые определяется. Вместе с тем переход средней суточной температуры воздуха через некоторые стандартные значения (например, кратные 5°C) дает общее представление о климатических условиях в данном пункте и об их динамике. Различают два понятия перехода температуры через предел: „устойчивый“ переход, после которого среднесуточная температура, как правило, не принимает значений ниже (при переходе в сторону повышения) и выше (переход в сторону понижения) заданного предела, и просто переход, после которого наблюдается некоторый период с неустойчивым температурным режимом. Устойчивый переход через заданный предел может быть определен косвенным способом, по многолетней кривой годового хода, построенной на основе гисто-

граммы. Дата, полученная таким образом, является средней датой устойчивого перехода температуры через заданный предел. Крайней датой перехода температуры через этот предел будет самая ранняя за весь имеющийся период наблюдений дата, когда температура оказалась впервые ниже (выше) предела.

Важными характеристиками температурного режима, получаемыми в результате обработки рядов наблюдений за минимальной температурой, являются даты первого мороза осенью и последнего мороза весной. Даты первого и последнего мороза устанавливаются по показаниям минимального термометра в психрометрической будке. Если те же даты установлены по показаниям минимального термометра на почве, то они называются датами заморозка. По датам первого и последнего мороза определяют продолжительность безморозного периода. Если безморозный период наблюдается не ежегодно, то все его характеристики вычисляют без учета лет, в которые морозного периода не было. В случаях, когда безморозный период отсутствовал более чем в половине всех лет, составляющих период обработки, климатические характеристики безморозного периода не вычисляются.

Осадки

Атмосферные осадки так же, как и температура воздуха, относятся к одной из наиболее важных расчетных метеорологических величин, характеризуя режим увлажнения суши и его интенсивность. Осадки формируют и наиболее распространенные в настоящее время катастрофические явления, такие как наводнения, подтопления, заболачивания, а их долгое отсутствие, особенно при высоких температурах и в аридном климате, приводит к засухам, что также является стихийным бедствием. Осадки, как и температура воздуха, представляются большим числом климатических показателей. При обработке рассматриваются следующие климатические характеристики осадков: количество, продолжительность, интенсивность, вид осадков (твердые, жидкие, смешанные), наличие или отсутствие осадков в виде числа дней (в этом случае осадки рассматриваются как явление). В зависимости от вида регистрирующего прибора: плювиограф или осадкомер, осадки обобщаются за разные интервалы времени. Измерения по плювио-

графу предназначены для определения интенсивности осадков, т. е. сумм осадков за короткие интервалы времени, и выражаются в мм/мин или мм/час. Осадкомер же позволяет измерять суммарные выпавшие осадки, начиная с суточного интервала времени. Поэтому регистрируемые по осадкомеру осадки представлены в виде обобщений за сутки, пентаду, декаду, месяц, сезон, год. Максимальные в году суточные осадки являются главным фактором определения расчетных максимальных расходов воды дождевого происхождения, а суммы твердых осадков формируют еще одну важную гидрологическую характеристику – слой стока весеннего половодья, который необходимо рассчитывать при проектировании и эксплуатации водохранилищ.

Для осадков, как и для температуры воздуха, также проводится полный комплекс обработки информации с определением расчетных характеристик осадков при аппроксимации эмпирического распределения аналитическим.

В рядах наблюдений за осадками, по крайней мере, два раза произошло крупное массовое нарушение однородности. Первое нарушение относится к 1930-м гг., когда станции переносились на открытое место, репрезентативное для большей части метеорологических величин, но не для осадков, особенно твердых. В 1952–1954 гг. на сети станций перешли к новому прибору – осадкомеру с защитой Третьякова, который заменил дождемер с защитой Нифера. Первое нарушение устранено методом построения корреляционных графиков на соседних станциях (переносимой и реперной). Для устранения второго нарушения были определены поправки на основании ряда параллельных наблюдений по дождемеру и осадкомеру. Они зависят от вида осадков, типа защищенности местоположения установки прибора, скорости ветра и имеют физико-географическую дифференциацию. Выделено 12 крупных районов, по которым составлены таблицы поправочных коэффициентов. Коэффициенты, тип защищенности и даты замены прибора по каждой станции опубликованы в приложении к разделу «Атмосферные осадки» Справочника по климату. Коэффициенты относятся только к твердым, а смешанные осадки исправляются на половину его значения.

Введение осадкомера уменьшило, но не устранило недоучет осадков и поэтому разработано еще несколько видов поправок к измеряемым осадкомером осадкам. Прежде всего – это ветровой коэффициент, зависящий от скорости ветра на уровне приемного отверстия осадкомера и от размера дождевых капель (параметра структуры жидких осадков – доля мелкокапельных дождей с интенсивностью не более 0,03 мм/мин от месячного количества), а для твердых и смешанных осадков – еще и от температуры воздуха. Для периода выпадения твердых осадков умножают ветровой коэффициент на количество снега дефляционного происхождения, проходящего сверху вниз через горизонтальную поверхность на уровне осадкомера, и получают метелевую поправку. Обе эти поправки определяются наименее надежно и вводятся только в случае включения осадков в воднобалансовые расчеты. Во избежание потерь небольшого количества воды, остающейся на стенках дождемерного ведра при выливании осадков в мерный стакан, вводится поправка «на смачивание», которая составляет примерно 0,1–0,2 мм. Эта поправка в последние годы вводится в данные при первичной обработке наблюдений. За прежние годы ее необходимо вводить в погодичные данные, чтобы сделать ряд однородным. Поправка на смачивание единственная из поправок, которая вводится при климатологической обработке во всех случаях, независимо от решаемой задачи. Установлена еще поправка «на испарение». Она составляет 2–8 %, но в переходные месяцы года, когда температура воздуха уже сравнительно высока, а накладной воронки в осадкомере еще нет, может достигать 15 и даже 20 %. В суммы осадков данную поправку вносят также при балансовых расчетах.

Разделение месячного и годового количества осадков на жидкие, твердые и смешанные проводится в соответствии с установленными ранее для каждого географического района долями их от общей суммы. Доли указаны в «Справочнике по климату СССР». Число дней с осадками не менее 0,1; 0,5; 1,0; 5,0; 10,0; 20,0; 30,0 мм позволяет судить не только о частоте осадков, но и о повторяемости их интенсивности. Прежде чем рассчитывать число дней с осадками, следует ввести поправки на смачивание. Введение этих поправок, существенных для числа дней с осадками не

менее 0,1 и 0,5 мм, может заметно изменить соотношение числа дней с осадками различных градаций.

Распределение значений интенсивности в мм/ч можно получить, только обрабатывая плювиограммы. Средняя интенсивность осадков определяется как отношение средней месячной (годовой) суммы осадков к средней месячной продолжительности осадков.

Обработка продолжительности осадков осложняется тем обстоятельством, что до 1959 г. в таблицах ТМ-1 записывалась продолжительность только измеряемых осадков (0,1 мм и более), а позднее осадки фиксировались как явление, и поэтому из таблиц ТМ-1 можно определить только продолжительность явления дождя (при этом отмечались и такие дожди, когда количество осадков было меньше 0,1 мм). Одновременно с указанным изменением был введен и новый способ округления данных о продолжительности до целого часа. С 1959 г. округлялась не итоговая месячная продолжительность осадков, а продолжительность каждого дождя. Объединение данных за период до 1959 г. и после него потребовало корректировки данных на основе сравнения по опорным станциям продолжительности осадков, определенной разными способами за 5 лет, предшествующих 1959 г.

Кроме продолжительности осадков определяется продолжительность бездождного периода в днях. Днем без дождя в теплую половину года считают тот день, когда суточное количество осадков было менее 0,1 мм, в холодную – день с количеством осадков за сутки 0,0 мм. Если бездождный период начался в одном месяце, а закончился в другом, весь период относится к тому месяцу, в который входит большая часть этого периода.

Температура почвы

Климатические характеристики температуры почвы в целом аналогичны таковым по температуре воздуха. Главные отличия методики их расчета от методики расчета характеристик воздуха заключаются в использовании более коротких рядов, исключении в некоторых случаях из обработки данных за холодное полугодие, в привязке к типу почвы, на которой ведутся наблюдения. Использование сравнительно коротких рядов объясняется тем, что методика наблюдений за температурой почвы несколько раз менялась

коренным образом и в ранние годы была ненадежной. Принято считать, что началом доброкачественных наблюдений является 1947 г, с данных за который и начинают обычно обработку. Вид почвы обычно отмечают непосредственно в таблицах климатических характеристик. Используются следующие стандартные наименования: суглинистая, супесчаная и другие.

Зимой почва замерзает, и наблюдения по коленчатым термометрам не проводятся. Естественно, что за этот период года климатические характеристики почвы на глубинах 5, 10, 15, 20 см не вычисляются. На глубинах расположения вытяжных термометров 0,4; 0,8; 1,6 и 3,2 м температура почвы определяется в течение всего года. Для этих глубин вычисляется среднее число дней, в течение которых в данном месяце и за год наблюдается температура почвы не выше 0°C.

Важное практическое использование находят сведения о глубине проникновения температуры 0°C в почву. Глубина, на которой наблюдается 0°C, определяется за каждый год методом интерполяции. Из ряда таких глубин находится среднее, а также наибольшее и наименьшее ее значения. Глубина проникновения температуры 0°C в почву позволяет судить о толщине промерзаемого слоя почвы, хотя она обычно бывает несколько больше глубины промерзания почвы. Дело в том, что вода, содержащаяся в почве, в большинстве случаев замерзает при температуре ниже 0°C в зависимости от концентрации солей в почвенной влаге и размеров почвенных капилляров.

При обработке данных наблюдений по вытяжным термометрам следует помнить, что по ряду станций в 1970-е годы вытяжные термометры были заменены на термометры сопротивления М-54. Проработав некоторое время, термометры сопротивления вышли из строя, и на всей сети станций вновь были установлены вытяжные термометры. Данные за период работы М-54 следует исключать из исходного ряда.

Ветер

В отличие от других метеорологических характеристик ветер является векторной величиной и характеризуется как направлением, так и скоростью. Поэтому климатологическую обработку ветра

можно вести двумя способами: обрабатывать отдельно каждую из его составляющих или рассматривать скорость и направление совместно. Большая часть характеристик ветра получена первым способом. В качестве базовых характеристик скорости вычисляются средняя месячная скорость ветра, коэффициенты вариации и асимметрии для суток в целом и по срокам, месячный и годовой максимумы скорости, повторяемость различных градаций скорости ветра, а также число дней со скоростью ветра, равной или превышающей заданное значение. Направление ветра характеризуется повторяемостью различных румбов как по каждому из сроков, так и для всех сроков вместе. Климатическими характеристиками ветра как вектора служат модуль среднего вектора скорости ветра, который вычисляют только для решения прикладных задач, и повторяемость различных сочетаний скорости и направления ветра.

Особенностью климатической обработки *направления ветра* является очень сильная зависимость от местоположения метеорологической площадки и прибора, особенно при измерении по флюгеру. Поэтому следует до начала обработки составить розу открытости станции по горизонту, пользуясь классификацией степени открытости и условными обозначениями, введенными В.Ю. Милевским. Для каждого из восьми румбов, согласно данной классификации, проставляется соответствующий класс закрытости. Повторяемость различных направлений ветра вычисляют для каждого из восьми румбов и выражают в процентах к общему числу случаев, когда отмечался ветер. При измерении по флюгеру штили в это число не включают. Их вычисляют отдельно и выражают в процентах от общего числа наблюдений. Такая особенность обработки направления ветра связана с сильной зависимостью повторяемости штилей от качества установки флюгера и ухода за ним. Близость высоких деревьев, зданий и плохая смазка флюгера могут привести к резкому увеличению числа штилей. При регистрации по анемометру необходимость в выделении штилей при обработке направления ветра отпадет. Разница в сроках наблюдений заметно сказывается на рядах данных по направлению ветра. В районах, где хорошо выражен суточный ход ветра (особенно при бризах и горно-долинных ветрах), это вносит неод-

нородность в ряды данных, и поэтому в таких районах объединять ряды четырех- и восьмисрочных наблюдений не следует.

Рассчитывая характеристики *скорости ветра*, прежде всего, следует считаться с имеющейся на всех станциях неоднородностью рядов за счет изменения приборов и методики наблюдения. Интервал осреднения флюгера составляет всего 2 мин, а анеморумбометр М-63М дает 10-минутный интервал осреднения. Различия в скоростях ветра, определенных по флюгеру и анеморумбометру, связаны еще и с тем, что большие скорости флюгером завышаются вследствие нелинейности его шкалы. Поэтому ежедневные данные о скоростях ветра, измеренных флюгером, начиная с 10 м/с, умножаются на коэффициент 0,88. Исправление ежедневных флюгерных данных необходимо при расчетах максимальных скоростей ветра и повторяемости скоростей. Средняя скорость ветра может рассчитываться без введения поправок, если она не превышает 7 м/с.

Основными климатическими показателями скорости ветра служат: средняя скорость, среднее квадратическое отклонение, коэффициенты вариации, асимметрии, а также повторяемость различных градаций скорости ветра, среднее число дней с большими скоростями ветра, максимальная скорость ветра (наблюденный максимум и расчетные максимумы различной вероятности), повторяемость коэффициентов порывистости при различных скоростях ветра.

Среднюю скорость ветра следует считать по ряду данных, начинающемуся с 1936 г. До этого года средние скорости ветра занижены из-за отсутствия ночного срока, когда обычно наблюдается слабый ветер. Среднее квадратическое отклонение, коэффициент вариации средней суточной скорости ветра также рассчитываются, начиная с 1936 г. Для расчета повторяемости обычно принимаются неравные градации: 0,1, 2–3, 4–5, 6–7, ..., 16–17, 18–21, 22–24, 25–28, 29–34, 35–40, 40–45, ... Такие градации выбраны с учетом точности наблюдений, обеспечиваемой флюгером. Скорость ветра относится к тем немногим метеорологическим величинам, повторяемость значений которой целесообразно вычислять непосредственным подсчетом по ежедневным данным.

Максимумы, рассчитанные по четырехсрочным наблюдениям, следует увеличивать на 10–15 %. Наряду с расчетными максимумами скорости ветра определяют наблюденный максимум ветра, который чаще всего соответствует расчетной скорости ветра, возможной один раз в 25 лет. Режим максимальных скоростей ветра характеризует также число дней с сильным ветром. Принято определять число дней со скоростью ветра более 15 м/с. Такая характеристика приводится в климатических справочниках. Днем с максимальной скоростью ветра называется день, когда скорость более 15 м/с наблюдалась хотя бы один раз в срок наблюдений или между сроками. Не рекомендуется вычислять эту характеристику по ряду, в котором соединены флюгерные и анемометрические данные, так как при переходе от флюгера к анемометру изменился способ фиксации сильного ветра между сроками наблюдений.

Еще одной важной характеристикой скорости ветра является коэффициент порывистости, вычисляемый совместно со скоростью ветра, при которой он наблюдается. Коэффициентом порывистости называется отношение скорости ветра в порыве за 10-минутный интервал к средней скорости за тот же интервал. Рассчитать такой коэффициент можно только за период анемометрических наблюдений. Исходные данные для расчетов надо извлекать даже не из таблиц ТМ-1, а из самих первичных записей наблюдений, книжек КМ-1. По совокупности синхронных данных о порывах и скоростях ветра в срок наблюдения составляется двумерное распределение коэффициентов порывистости и скорости ветра. Градации коэффициента порывистости обычно задают равными 0,5 в границах 0,0–0,5; 0,5–1,0 и т. д.; градации скорости ветра: 0–5; 6–9; 10–13; 14–17; 18–21 и т. д.

При совместной обработке скорости и направления ветра иногда вычисляют модуль и направление среднего вектора скорости ветра, а также повторяемость векторов ветра, представляемую в виде двумерной таблицы повторяемости различных градаций скорости и направления ветра. Характеристики среднего вектора ветра получают, осредняя индивидуальные векторы ветра за каждый срок наблюдения.

Атмосферное давление

Обработка данных атмосферного давления во многих отношениях аналогична обработке данных температуры воздуха, однако имеет и существенные особенности. Суточный ход атмосферного давления хотя и существует, но очень слабо выражен. Вследствие этого можно:

- объединять трех-, четырех- и восьмисрочные наблюдения, не вводя никаких поправок;
- не вычислять значения за каждый срок, а ограничиться расчетом характеристик средних суточных значений давления;
- выбирать только два экстремальных значения, максимальное и минимальное (а не шесть, как для температуры воздуха).

Важной особенностью обработки давления является необходимость приводить значения давления при осреднении ежегодных данных к одной высоте барометра, т. к. на протяжении многолетних наблюдений высота барометра обычно изменялась много раз. Поэтому подготавливаемый для обработки ряд погодичных данных должен иметь параллельный ряд исторических сведений о состоянии барометра. Данные барометра за различные отрезки времени, в течение которых высота барометра не менялась, приводятся к единой, последней высоте. Приведение облегчается, если, выполнив эту операцию по одному году и построив график связи давления на двух разных высотах (по 12 точкам, соответствующим данным за 12 месяцев), в дальнейшем пользоваться этим графиком для других лет. Среднее многолетнее значение давления, рассчитанное на уровне станции, приводится аналогичным образом и к уровню моря. Характеристики структуры атмосферного давления вычисляются только на уровне станции.

Влажность

Климатические характеристики влажности (парциального давления, относительной влажности, дефицита насыщения) аналогичны характеристикам температуры воздуха и вычисляются примерно также. Ряды, по которым рассчитываются характеристики влажности месячного разрешения, обычно начинаются с 1936 года. Это избавляет от необходимости вводить поправки к данным, полученным по трехсрочным наблюдениям. Без введения попра-

вок объединение данных этих наблюдений с данными четырех- и восьмисрочных наблюдений приводит к значительной неоднородности рядов, устранять которую трудно, а главное, нецелесообразно. Хотя изменения влажности вообще следуют за изменениями температуры воздуха, но вековые изменения влажности и циклические колебания выражены слабее. Кроме того, ряды влажности являются как бы производными от температуры воздуха и почвы и поэтому редко исследуются самостоятельно при изучении изменения и колебаний климата.

Исходным данным для расчета влажности свойственны довольно значительные ошибки наблюдений. В зимнее время при отрицательных температурах воздуха единственным прибором для измерения влажности является волосной гигрометр, который имеет очень большую инерцию (до суток и даже более). По этой причине для влажности не выполняется полный цикл обработки и расчетов. Чаще всего вычисляют число дней с большими и малыми значениями влажности: среднее число дней с относительной влажностью не более 30 % и не менее 80%. Днем с относительной влажностью не более 30 % называется такой день, когда относительная влажность ни в один из сроков не превышала 30 %. Относительная влажность не менее 80 % должна наблюдаться в срок с наименьшей за сутки влажностью (примерно в 13 ч по среднему солнечному времени).

Снежный покров

Снежный покров наблюдается по установленным стационарно (постоянным) рейкам и с помощью снегосъемок. Информация, полученная этими двумя способами, различается и используется в разных целях. Результаты снегосъемок, прежде всего, необходимы гидрологам, а также проектировщикам при выборе места строительства. Для нагрузочных расчетов и в исследованиях климатических изменений чаще используются данные постоянных реек. Климатические характеристики плотности и запаса воды в снежном покрове обычно определяют по данным снегосъемок, а характеристики высоты снежного покрова – по постоянной рейке и по снегосъемкам; число дней со снежным покровом, даты появления, схода, образования и разрушения снежного покрова, средние

квадратические отклонения высоты, числа дней, дат появления и схода снежного покрова – только по постоянной рейке. Особое положение в смысле метода ее получения занимает такая характеристика, как максимальный прирост (средний и абсолютный) снега за сутки. Она может быть определена из результатов наблюдений за высотой снежного покрова, а также по данным об осадках.

Для характеристики высоты снежного покрова вычисляют средние ее значения не по месяцам, а по декадам зимних месяцев. Эти величины в начале и конце зимы рассчитываются только в том случае, когда снежный покров наблюдался более чем в 50% зим. Среднюю величину за декаду получают делением суммарной высоты на все число лет выбранного периода независимо от наличия снега в эту декаду. Если же снег наблюдался менее чем в 50 % зим, то среднюю за данную декаду не вычисляют. Следует иметь в виду, что начиная с 1977 г. в месячных выводах таблицы ТМ-1 и, следовательно, в ежемесячниках приводится не средняя декадная высота снежного покрова, а высота его на последний день декады. Поэтому начиная с этого года среднюю многолетнюю высоту следует вычислять, используя имеющиеся в ТМ-1 суммы высот за декады.

Средние многолетние значения высоты снежного покрова по снегосъемкам вычисляют так же, как и по постоянным рейкам. Поскольку ряд наблюдений по снегосъемкам короче (снегосъемки начаты в 1936 г.), при его обработке полезно сравнивать некоторые результаты с данными, полученными по постоянной рейке. Так проверяются данные о высоте снежного покрова для крайних декад и декад внутри зимы с отсутствием снега в некоторые зимы. Если при снегосъемке снега в декаде не зафиксировано (в таблицах стоит прочерк), а по показаниям постоянной рейки он наблюдался, то этот год не следует включать в расчеты. Наибольшие и наименьшие декадные высоты снежного покрова по месяцам определяются по данным постоянной рейки, наибольшие и наименьшие высоты за зиму вычисляются для обоих способов наблюдения. Как правило, результаты различаются между собой, хотя и не слишком сильно.

Средние значения плотности снежного покрова (кг/м^3) и запаса воды в снеге, в отличие от аналогичных значений высоты снеж-

ного покрова, вычисляются только по данным тех лет, когда снежный покров образовывался. Плотность снежного покрова начинают измерять лишь тогда, когда его высота достигает 5 см, поэтому весной и осенью крайние декады, для которых указывается высота снега и плотность снега, могут не совпадать, т. е. период, за который приводится плотность снега, оказывается короче периода с указанием высоты снежного покрова. Кроме средней плотности, вычисляют среднюю плотность при наибольшей декадной высоте снежного покрова и при наибольшем запасе воды в снежном покрове. Для получения этих характеристик плотности за каждый год выбирается значение плотности в ту из декад, когда высота снежного покрова или запас воды в снеге были наибольшими. Эти декады обычно различаются в разные годы. Таким образом, осредняются данные плотности для разных декад. По запасу воды в снеге наряду со средним определяется еще и среднее из наибольших значение.

Для характеристики продолжительности залегания снежного покрова (число дней со снегом, даты появления, схода и образования, разрушения устойчивого снежного покрова) в соответствии с методикой ГГО приняты следующие критерии:

- устойчивым считают такой снежный покров, который лежит не менее месяца с перерывами не более 3 дней подряд или вразбивку, перерыву в один день в начале зимы предшествует залегание снежного покрова не менее 5 дней, а перерыву в 2–3 дня – не менее 10 дней;
- если в конце зимы, не более чем через 3 дня после схода снежного покрова, вновь образуется снежный покров, который лежит не менее 10 дней, такое залегание снежного покрова считается непрерывным;
- если за зиму имеется несколько периодов с устойчивым снежным покровом, разделенных по времени не более чем на 5 дней один от другого, то период от первого дня с устойчивым снежным покровом до последнего дня за зиму с таким покровом считается одним периодом с устойчивым снежным покровом;
- средние многолетние даты образования и разрушения снежного покрова вычисляются только в том случае, когда число зим со снежным покровом составляет более 50 % всех зим и лишь за зи-

мы, когда был только один период с устойчивым снежным покровом;

- при отсутствии снежного покрова хотя бы в одну из зим выбирают только две крайние даты – самого раннего появления и самого позднего схода снежного покрова, даты же самого позднего появления и самого раннего схода не определяются (аналогично и по устойчивому снежному покрову).

Облачность

Стандартные наблюдения на метеостанциях ведутся за количеством и формой облаков, а также за ее высотой. Обычно климатологической обработке подвергаются ряды двух первых характеристик. Высота облаков по визуальным наблюдениям определяется неточно, поэтому ее климатические характеристики получают по шаропилотным данным либо косвенным расчетным способом. Основными климатическими показателями количества облаков являются: среднее значение, повторяемость различных отметок облачности и среднее число ясных и пасмурных дней. Среднее значение, вообще говоря, непоказательно для облачности, так как оно не только не является преобладающим в течение месяца (года), но, как правило, находится в градации количества облаков наименее вероятной. Тем не менее, успешно используется как краткая климатографическая характеристика и в ряде специальных расчетов, например, радиационного баланса.

Повторяемость количества облаков (общих и нижних раздельно) вычисляют обычно по градациям 0–2 балла (ясно), 3–7 баллов (полуясно), 8–10 баллов (пасмурно) помесечно независимо от сроков наблюдения и по отдельным срокам. Иногда определяют повторяемость облаков и по более мелким градациям: 0, 1–3, 4–6, 7–9, 10 баллов. Выделение градаций 0 и 10 баллов связано с тем, что на эти отметки облачности обычно приходится наибольшее число случаев. В градациях же 0–2 и 8–10 баллов распределение числа случаев оказывается неравномерным.

Наряду с повторяемостью количества облаков по градациям вычисляют среднее число ясных и пасмурных дней по общей и нижней облачности. Эта характеристика в большей степени, чем повторяемость, позволяет судить об устойчивости ясного и пас-

мурного неба в течение суток. Ясным днем называют день, в котором сумма отметок облачности за 8 сроков не превышает 14 баллов и ни в один из сроков не была больше 5 баллов. Пасмурный день по определению – такой день, когда сумма отметок облачности за 8 сроков составляет не менее 66 баллов. В период четырех-срочных наблюдений ясным считался день, когда сумма баллов не превышала 7 баллов, а пасмурным, когда она была не менее 33. Из приведенных определений следует, что ясный день в настоящее время определяется несколько иначе, чем раньше, что создает неоднородность климатологического ряда при объединении данных за период до 1966 г. и после него. Дополнительную небольшую неоднородность вносит учашение сроков наблюдений. Попытки увязать эти данные с помощью введения поправок не увенчались успехом, т. к. поправки оказались неустойчивыми по территории. Поэтому, а также вследствие малой изменчивости указанной характеристики по территории целесообразно при расчетах ясных и пасмурных дней ограничиваться периодом восьмисрочных наблюдений.

Обработка форм облачности для получения климатических характеристик может проводиться по-разному. Например, вычисляя повторяемость различных форм облаков, за 100 % можно принимать как общее число наблюдений, так и число наблюдений, когда отмечались облака. Обычно применяется второй способ расчета, который позволяет получить относительную повторяемость форм облаков. Кроме того, определяя повторяемость облаков верхнего и среднего ярусов, следует также исключать случаи, когда эти облака были не видны, т. е. когда нижняя облачность была сплошной (10 баллов). Зная повторяемость ясной и пасмурной погоды, можно от относительной повторяемости данной формы облаков перейти к ее абсолютной повторяемости. Существуют и другие принципы климатологической обработки форм облачности. Например, рассчитываются повторяемости форм облаков только при облачности 5 баллов или при их количестве 1, 2, 3, ..., 10 баллов.

Атмосферные явления

Климатические характеристики частоты образования и продолжительности атмосферных явлений немногочисленны. Наблю-

дения за атмосферными явлениями ведутся визуально и всегда содержат элемент субъективности. В прошлые годы методика наблюдений предусматривала неодинаковые критерии при оценке того или иного явления его продолжительности. Так, до 1959 г. продолжительность явлений отмечалась с точностью до четверти часа, позднее – в долях часа, а с 1977 г. – в часах и минутах. Кроме того, качество самих наблюдений не всегда было одинаковым. Все эти причины, естественно сказавшиеся на качестве исходного материала наблюдений, затрудняют обработку данных. Поэтому СКО и коэффициент асимметрии для рядов наблюдений за явлениями при массовой обработке не вычисляют, ограничиваясь средним и наибольшим числом дней с явлением и повторяемостью различной продолжительности явлений (общей и непрерывной).

Наиболее сложной является обработка продолжительности явления. Прежде всего, следует различать среднюю продолжительность явления в данном месяце и среднюю месячную продолжительность явления в день с явлением. При расчете первой характеристики сумма всех случаев с явлением (в день может наблюдаться не один случай), делится на число лет наблюдений, при расчете второй – на число дней с явлением, т. е. вычисляется абсолютная и относительная повторяемость продолжительности явления. Обязательно следует оговорить при расчетах непрерывной продолжительности явления методику обработки тех случаев явления, которые начинаются в одном, а оканчиваются в другом месяце. Принято такое явление не делить на части для разных месяцев, а общую его продолжительность относить к тому месяцу, на который пришлась большая часть продолжительности явления. Климатической характеристикой непрерывной продолжительности служит ее повторяемость. Явления различной продолжительности разносятся по градациям продолжительности, и число случаев заданной продолжительности в каждой градации относится к общему числу случаев с данным явлением. Перечисленные характеристики обычно вычисляют по таким явлениям, как туман, гроза, метель, град и пыльная буря. Гололедно-изморозевые явления следует рассматривать особо, так как они наблюдаются не только визуально, но и с помощью прибора – гололедного станка.

Гололедно-изморозевые отложения

Гололедно-изморозевые образования, к которым относятся сложные отложения (гололед, зернистая и кристаллическая изморозь, замерзший мокрый снег, осаждающийся на проводах), определяются как по данным визуальных, так и инструментальных наблюдений. Число дней с обледенением, суммарные продолжительности нарастания отложения и обледенения в часах определяются визуально по наблюдениям за отложениями на гололедном станке так же, как аналогичные характеристики других атмосферных явлений (туман, метель и т. д.). Получение характеристик распределения максимумов масс на гололедном станке заключается в следующем. Если массы отложений непосредственно не измерялись, а измерялись только размеры большого и малого диаметра отложения, то масса рассчитывается по формуле. При определении размеров отложений возникают погрешности за счет осредненного значения плотности гололеда. Последняя зависит от физико-географических условий местности, и поэтому более правильно определять ее для каждого района. Кроме того, плотность отложения зависит от диаметра провода, троса или каната, на котором она образуется, а потому при оценке обледенения на проводах воздушных линий и на других объектах в значения плотности следует вводить поправки.

Обычно вычисляют повторяемость различных значений годовых максимумов масс гололедно-изморозевых отложений, а также среднее квадратическое отклонение распределения годовых максимумов масс отложений, а также массы отложения, повторяемостью один раз в 2, 5, 10, 15 лет. Большую опасность создает обледенение проводов при сильном ветре. Поэтому наряду с характеристиками собственно обледенения рассчитываются комплексные характеристики ветра и обледенения. Такими характеристиками служат:

- повторяемость направлений ветра (%) и штилей при максимальном отложении, образовавшемся за данный случай обледенения;
- повторяемость максимальной скорости ветра за период обледенения, при котором достигается максимальный размер отложения за год;

- повторяемость максимальной скорости ветра при обледенении за сезон.

Солнечная радиация и солнечное сияние

Ряды наблюдений за различными видами солнечной радиации имеют свои особенности, связанные со спецификой наблюдений. Прежде всего, наблюдения проводятся в сроки, отличные от сроков, установленных для наблюдения за другими метеорологическими величинами. Измерения составляющих радиационного баланса производятся 6 раз в сутки: в 0 час. 30 мин., в 6 час. 30 мин., в 9 час 30 мин., в 12 час 30 мин., в 15 час. 30 мин., в 18 час. 30 мин. Наблюдения в срок часто не позволяют получить достаточно надежные данные. Стоит в момент наблюдения небольшому облачку прикрыть солнце, как измеряемое значение прямой солнечной радиации резко изменится. По этой причине, а также исходя из практической необходимости получать суммарный приход солнечного тепла за некоторый отрезок времени (час, сутки, месяц), при климатологической обработке часто по ряду с характеристиками интенсивности солнечной радиации (энергетической освещенности) рассчитывают характеристики сумм солнечной радиации за часовые интервалы, сутки, месяц. Характеристики часовых сумм получают либо по данным самописцев, либо с использованием графиков суточного хода. Месячные суммы вычисляются как произведение суточного значения на число календарных дней месяца.

В климатических справочниках помещают обычно следующие климатические показатели:

- средняя интенсивность (энергетическая освещенность в кВт/м^2) прямой, рассеянной, суммарной радиации и радиационного баланса при ясном небе и при средних условиях облачности;
- средние суммы прямой солнечной радиации (МДж/м^2) на нормальную к лучу поверхность и на горизонтальную поверхность при ясном небе и средних условиях облачности;
- средние суммы суммарной солнечной радиации (МДж/м^2) на горизонтальную поверхность при ясном небе и средних условиях облачности;

- средние суммы рассеянной солнечной радиации (МДж/м^2) на горизонтальную поверхность при средних условиях облачности;
- альbedo деятельной поверхности (%) при средних условиях облачности;
- средние суммы радиационного баланса деятельной поверхности (МДж/м^2) при средних условиях облачности.

Средние значения интенсивности солнечной радиации при ясном небе получают при следующих условиях:

- для рассеянной, суммарной радиации и радиационного баланса – общая облачность не более 2 баллов, солнечный диск и околосолнечная зона радиусом 5° свободны от облаков и следов облаков;
- для прямой радиации – независимо от облаков, но при диске солнца и околосолнечной зоне 5° , свободных от облаков и их следов.

Характеристики интенсивности солнечной радиации при средних условиях облачности получают путем непосредственного подсчета по данным наблюдений при любых условиях облачности и состояния диска солнца. Наряду со средними значениями характеристик солнечной радиации вычисляют также средние квадратические отклонения, коэффициенты асимметрии и автокорреляции суточных сумм радиации. Для прикладных целей рассчитывают климатические характеристики сумм солнечной радиации на вертикальные и наклонные поверхности.

Климатологическими показателями солнечного сияния, регистрируемого гелиографом, служат:

- средняя общая продолжительность солнечного сияния (часы и %);
- средняя продолжительность сияния в день с солнцем;
- среднее месячное значение продолжительности солнечного сияния для каждого часового интервала;
- среднее число дней без солнца;
- среднее квадратическое отклонение продолжительности солнечного сияния.

Характеристики интенсивности солнечной радиации вычисляются непосредственным подсчетом за весь период наблюдений. Относительная характеристика продолжительности солнечного сияния представляет собой отношение наблюдавшейся продолжительности к теоретически возможной, т. е. продолжительности сияния при безоблачном небе от восхода до захода. Для горных

станций возможная продолжительность корректируется поправкой на закрытость горизонта.

Комплексы метеорологических величин

О комплексном значении двух или более метеорологических величин можно говорить в том случае, если каждое синхронное наблюдение за этими величинами рассматривать как одно возможное состояние природной среды. Тогда совместная обработка этих метеорологических величин позволяет получить дополнительную информацию о климате по сравнению с суммой информации, получаемой при обработке каждой из этих величин в отдельности. Результаты совместной обработки метеорологических величин обычно служат основой для последующего получения многих комплексных специализированных климатических параметров. Распределения наиболее важных метеорологических комплексов, таких как температура воздуха – относительная влажность и температура воздуха – скорость ветра, помещены в новый климатический справочник. В некоторые зарубежные справочники включены распределения даже тройных комплексов (температура воздуха – влажность – ветер). Более трех метеорологических величин в комплекс при расчетах его многомерного распределения, как правило, не включают.

Препятствием к образованию многокомпонентных комплексов является громоздкость представляемых результатов и их недостаточная статистическая точность. Эти препятствия можно обойти, если не вычислять повторяемость сочетаний значений ряда метеорологических величин, а формировать сначала по заданной формуле некоторую комплексную характеристику. В прикладных целях часто используют, например, разнообразные «эффективные» или «эквивалентные» комплексные характеристики (эффективные температуры, эквивалентный ветер). В этом случае распределение комплексной характеристики является одномерным. Однако прямые вычисления и при подобном способе комплексирования не просты, так как для каждого случая наблюдений приходится рассчитывать значение комплексной характеристики, что очень затрудняет ее обработку. Кроме того, каждая такая характеристика может быть использована для решения только одной конкретной задачи, в то время как многомерное распределение сочетаний ме-

теоретических величин позволяет определить множество разных комплексных прикладных характеристик косвенным способом.

В климатологической практике значения сочетаний двух или трех метеорологических величин принято сначала распределять по сравнительно узким градациям. Зачастую значения повторяемости сочетаний в тех или иных первоначальных градациях имеют недостаточную статистическую точность. Особенно часто малая точность данных наблюдается на концах распределений. Тем не менее, на это идут, так как в дальнейшем при вычислении комплексных прикладных показателей чаще всего приходится обобщать несколько градаций в соответствии с требованиями конкретной прикладной задачи. Объединение, т. е. укрупнение градаций, возможно в любой требуемой комбинации. При этом повышается точность повторяемости.

Совместная вероятность двумерного распределения для не связанных между собой двух климатических величин x и y вычисляется как произведение их вероятностей: $p(x,y) = p(x)p(y)$. В случае связанности переменных при расчете совместной вероятности учитывается коэффициент корреляции. Так для плотности вероятности двумерного нормального распределения при связанности случайных величин x и y справедлива следующая формула:

$$\phi(x,y) = \frac{1}{2\pi \sigma_x \sigma_y \sqrt{1-r^2}} e^{-\frac{1}{2(1-r^2)} \left[\frac{(x-m_x)^2}{\sigma_x^2} - \frac{2r(x-m_x)(y-m_y)}{\sigma_x \sigma_y} + \frac{(y-m_y)^2}{\sigma_y^2} \right]}$$

(6.7)

где: r – коэффициент корреляции случайных величин x и y , σ_x , σ_y – СКО случайных величин x и y , m_x , m_y – математические ожидания случайных величин x и y .

Если случайные величины x и y независимы, то плотность вероятности двумерного нормального распределения вычисляется по формуле:

$$\phi(x,y) = \frac{1}{2\pi \sigma_x \sigma_y} e^{-\frac{(x - m_x)^2}{2 \sigma_x^2} - \frac{(y - m_y)^2}{2 \sigma_y^2}} \quad (6.8)$$

Для дискретной случайной величины функция накопленной вероятности или функция двумерного распределения имеет следующий вид:

$$F(x,y) = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n p_{ij} \quad (6.9)$$

где: m, n – число случайных величин x и y , p_{ij} – совместная вероятность случайных величин x и y .

В табл. 6.1 приведены результаты расчета повторяемости сочетаний температуры воздуха и относительной влажности, полученные по 105400 срочным наблюдениям в г. Советске.

Таблица 6.1

Результаты расчета повторяемости сочетаний температуры воздуха и относительной влажности по наблюдениям на метеостанции Советск

Градации температуры	Градации относительной влажности (%)										m	Σm
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100		
-30-28	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	2	2
-28-26	1	0	0	0	0	0	8	17	0	0	26	28
-26-24	0	0	0	1	2	4	8	14	0	0	29	57
-24-22	5	0	0	0	6	7	20	38	18	0	94	151
-22-20	8	0	0	0	1	18	5	63	50	0	145	296
-20-18	16	0	0	0	3	16	37	75	86	6	239	535
-18-16	31	0	0	0	4	10	42	95	129	14	325	860
-16-14	44	0	0	1	3	10	66	149	199	35	507	1367
-14-12	35	0	0	1	3	28	79	236	318	62	762	2129

-12-10	72	0	0	0	5	43	124	286	461	108	1099	3228
-10-8	0	0	0	3	11	46	131	380	785	337	1693	4921
-8-6	0	0	0	1	23	61	171	458	1206	448	2368	7289
-6-4	1	0	0	6	27	79	181	581	1714	783	3372	10661
-4-2	0	0	0	10	35	94	265	734	2249	1381	4768	15429
-2 0	0	0	0	10	42	83	244	866	3065	2445	6755	22184
0 2	0	0	2	5	42	97	300	975	4340	4965	10726	32910
2 4	0	0	1	9	47	162	510	1059	3527	3282	8597	41507
4 6	1	0	3	17	96	251	458	972	3027	2552	7377	48884
6 8	0	0	1	25	134	243	529	1014	2599	2116	6661	55545
8 10	0	0	2	52	165	332	565	1030	2788	2151	7085	62630
10 12	0	0	4	63	174	388	686	1219	3233	2311	8078	70708
12 14	0	0	9	79	246	501	780	1398	3398	2161	8572	79280
14 16	0	0	7	109	267	585	1017	1663	2835	1456	7939	87219
16 18	0	1	7	137	313	643	1150	1457	1722	797	6227	93446
18 20	1	0	9	148	394	851	1084	1104	822	251	4664	98110
20 22	0	0	2 4	149	430	742	815	537	329	41	3067	101177
22 24	0	1	1 9	187	422	571	506	247	64	3	2020	103197
24 26	0	0	2 0	174	343	354	242	75	9	0	1217	104414
26 28	0	0	7	118	210	209	80	14	1	0	639	105053
28 30	0	0	2	62	101	69	22	2	0	0	258	105311
30 32	0	0	4	22	27	9	1	0	0	0	63	105374
32 34	0	0	0	7	1	2	1	0	0	0	11	105385
34 36	11	2	2	0	0	0	0	0	0	0	15	105400

В табл. 6.1 градации температуры заданы от -30°C до $+36^{\circ}\text{C}$ с шагом 2°C , а градации относительной влажности от 0% до 100% с шагом 10%, m – сумма числа случаев относительной влажности в каждой градации температур, а Σm – накопленная сумма числа случаев и $\Sigma P\%$ – накопленная вероятность в % равная $\Sigma m/N \square 100\%$, где $N = 105400$ – общее число наблюдений. Если посчитать вероятности в каждой градации температур воздуха деление числа случаев в градации на N , то получим условные частотные распределения в каждой градации температур воздуха или срезы двумерного распределения. Аналогичным образом можно получить и условные распределения температур воздуха для каж-

дой градации относительной влажности. Полученное общее двумерное распределение температуры воздуха и относительной влажности приведено на рис. 6.6.

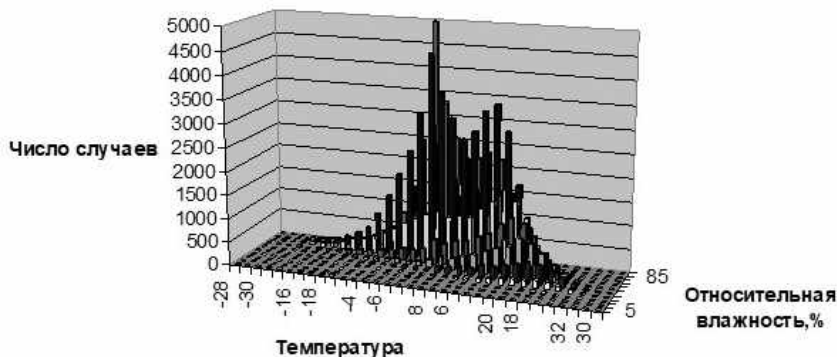


Рис. 6.6. Двумерное распределение температуры воздуха и относительной влажности на метеостанции г. Советска

6.3. Практические приложения

Построение эмпирического распределения и его аппроксимация

При выполнении лабораторной работы № 3 из «Практикума по климатологии. Часть 1» можно воспользоваться рабочей заготовкой, подготовленной в виде файла Excel, в котором имеется возможность построить эмпирическое распределение и получить до трех его аппроксимаций аналитическими распределениями при неравномерной нормализованной шкале обеспеченностей. На рис. 6.7 показано содержание такого файла, состоящего из двух половин: левая, в которой подготавливаются данные, и правой, в которой автоматически формируются результаты в виде графиков. В левой части вместо представленной заготовки пользователем подготавливаются свои данные как для эмпирического распределения, так и для его аналитических аппроксимаций. Первые 6 полей (столбцов) относятся к формированию эмпирического распределения, последовательно содержат следующие значения:

- многолетний ряд рассматриваемой климатической характеристики;
- годы наблюдений;

- эмпирическая обеспеченность p в %, вычисляемая по формуле (6.1);
- ордината z стандартизированного нормального распределения, определяемая по p из таблицы 19 приложения «Практикума по климатологии. Часть 1»;
- ранжированные по убыванию значения климатической характеристики;
- годы, соответствующие ранжированным значениям.

После заполнения всех полей в правой части файла будет автоматически сформировано эмпирическое распределение климатической характеристики. Затем заполняются поля, связанные с нахождением ординат аналитических распределений при 27 стандартных обеспеченностях (p , %) в диапазоне от 0,001% до 99,9% и соответствующим им также стандартным ординатам z стандартизированного нормального распределения. Поля ординат аналитических распределений (до трех возможных аппроксимаций) находятся из таблицы 17 приложения «Практикума по климатологии. Часть 1» для распределения Пирсона 3 типа и из таблицы 18 для распределения Крицкого–Менкеля при трех вычисленных параметрах: среднее значение (ср.), коэффициент вариации (Cv) и коэффициент асимметрии (Cs), которые также автоматически рассчитываются по данным наблюдений. В результате заполнения полей «1» и «2», как показано на рис. 6.7, на графике правой части появляются аналитические аппроксимации в виде непрерывных линий.

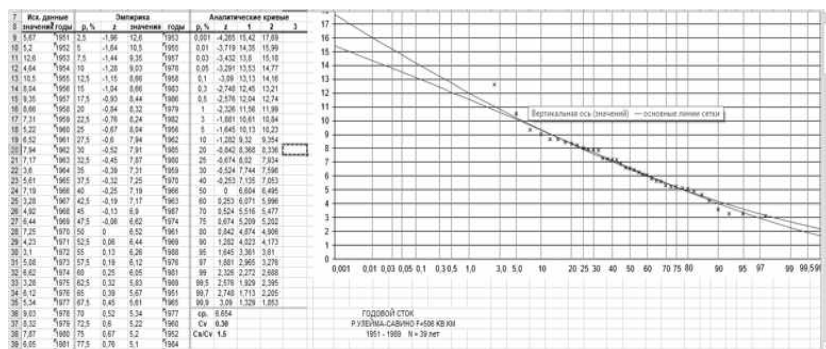


Рис. 6.7. Структура файла для построения эмпирического распределения климатической характеристики и его аппроксимации аналитическими распределениями

Программа «Обеспеченность»

Основная задача, для которой осуществляются расчеты в стационарных условиях – это определение параметров и расчетных климатических характеристик редкой повторяемости. Для этой цели служит программа «Обеспеченность». Программа предназначена для определения основных расчетных характеристик и параметров распределения при наличии данных наблюдений на основе аппроксимации аналитическими распределениями С.Н.Крицкого и М.Ф.Менкеля и Пирсона 3 типа при определении параметров распределения методами моментов, приближенно наибольшего правдоподобия, наименьших квадратов и подбором отношения C_s/C_v пользователем.

Программа «Обеспеченность» может вызываться как из основного меню ПК «Гидрорасчеты», так и из внутреннего меню после выбора климатической характеристики, для которой выполняются расчеты. В обоих случаях это функция меню «Программы» и в нем «Расчет обеспеченных характеристик по однородным данным». Для расчета по программе используются ряды, приведенные к многолетнему периоду («Восстановленные данные», «Работа с данными», «Выбор данных» и далее) рассматриваемая климатическая характеристика или исходные ряды наблюдений, если по программе «Аналог» не удалось восстановить ни одного года для данного пункта.

В качестве примера расчета по программе «Обеспеченность» рассмотрим ряд сумм осадков января на метеостанции Няксимволь, приведенный к многолетнему периоду. После выбора климатической характеристики и запуска программы (кнопка «ОК» и сообщение «Данные переданы в программу расчета обеспеченных характеристик!», «ОК») осуществляется переход в исходное меню программы «Обеспеченность», как показано на рис. 6.8.

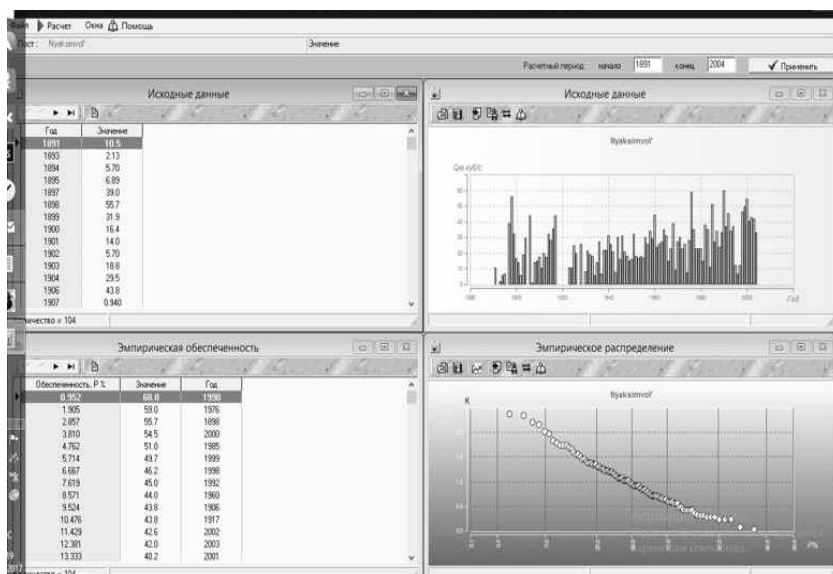


Рис. 6.8. Главное меню программы «Обеспеченность»

На экране рис. 6.8 представлена информация о пункте наблюдений, рассматриваемой характеристике, периоде наблюдений, который можно изменить при вводе значений в соответствующие поля, расположенные на контрольной панели в верхней части экрана. В левом верхнем окне представлена таблица хронологического ряда наблюдений, а справа от нее – окно хронологического графика. В левом нижнем окне приведена таблица эмпирических обеспеченностей, ранжированных значений ряда и соответствующих им лет, а справа – окно с графиком эмпирического распределения. Каждая таблица и график могут быть записаны в файлы.

Переход к вычислительному блоку осуществляется нажатием кнопки «Расчет». На появившемся экране (рис. 6.9) следует задать параметры расчета. В данном случае выбрано распределение Крицкого-Менкеля и метод наименьших квадратов для расчета параметров распределения.

Выбор параметров аналитического распределения для определения расчетных характеристик выполняется в следующей последовательности:

- выбор типа распределения – трехпараметрическое распределение Крицкого–Менкеля или распределение Пирсона III типа (биномиальная кривая);
- выбор метода определения параметров распределения – выбирается один из методов: моментов, наименьших квадратов, задание отношения C_s/C_v пользователем или метод наибольшего правдоподобия.

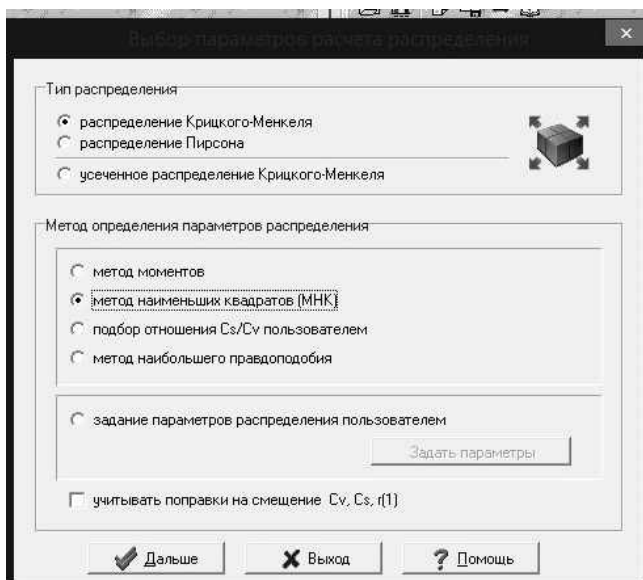


Рис. 6.9. Экран задания параметров расчета в программе «Обеспеченность»

Если выбрано задание отношения C_s/C_v пользователем, то аналитическое распределение сначала строится на основании эмпирических характеристик методом моментов (по выбранному типу распределения), а затем пользователь задает (подбирает) это отношение прямо в окне графика. Пользователь также может задать все характеристики распределения (выбранного типа распределения) при выборе соответствующего переключателя и при нажатии на кнопку «Задать параметры». В открывшемся диалоговом окне следует задать требуемые параметры (среднее значение, коэффициент вариации C_v , отношение C_s/C_v ,

коэффициент автокорреляции). Если какие-либо параметры не заданы пользователем, то они будут рассчитаны на основании других заданных параметров и характеристик эмпирического распределения.

Если выбран учет поправок на смещение, то при выполнении расчетов будут учитываться поправки на смещение при определении коэффициентов вариации C_v , асимметрии C_s и автокорреляции $R(I)$.

После задания типа распределения и метода расчета параметров осуществляется расчет (клавиша «Далее») аналитической аппроксимации эмпирического распределения, что представляется в следующем окне в виде графика. Пример показан на рис. 6.10 при задании аналитического распределения Крицкого–Менкеля и метода наименьших квадратов для расчета параметров распределения осадков января на метеостанции Няксимволь по ряду, приведенному к многолетнему периоду.

При выборе в верхней строке аналитического распределения Крицкого–Менкеля для него в окне легенды (слева) приводятся: средняя погрешность аппроксимации (в данном случае $E1 = 0,124$ или 12,4%), максимальная погрешность аппроксимации (в данном случае $E2 = 0,317$ или 31,7%), а также параметры выбранной аппроксимации $C_v = 0,518$, $C_s/C_v = 0,889$ и $C_s = 0,460$.

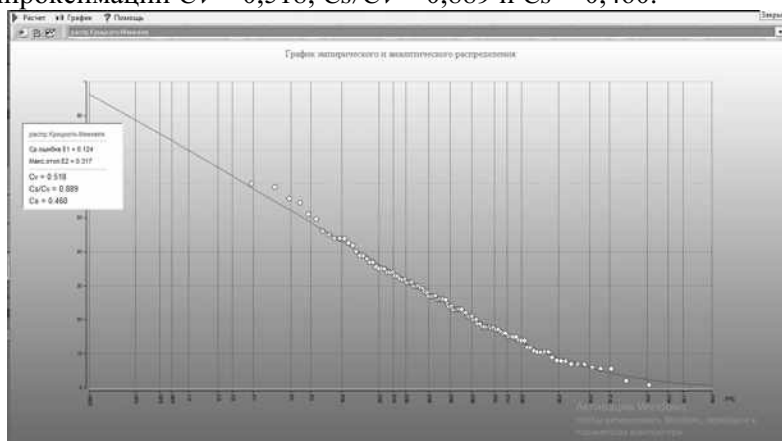


Рис. 6.10. Результаты аппроксимации эмпирического распределения аналитическим распределением для осадков января на метеостанции Няксимволь

Целью проводимых расчетов является определение надежной климатической нормы (среднего многолетнего значения) по ряду, приведенному к многолетнему периоду, а также расчетных климатических характеристик редкой повторяемости: повторяемость 1 раз в 100 лет и 1 раз в 200 лет. В данном случае рассматриваются суммы твердых осадков января и для практических расчетов интерес представляют их наибольшие значения. Поэтому повторяемости 1 раз в 100 лет соответствует квантиль распределения обеспеченностью 1%, а повторяемости 1 раз в 200 лет – квантиль обеспеченностью 0,5%, т. е. значения в верхней части кривой распределения. Если бы рассматривались осадки летнего месяца для оценки степени засушливости, то интерес представляли бы наименьшие значения осадков в нижней части кривой, и повторяемость 1 раз в 100 и 200 лет соответствовала бы обеспеченности 99% и 99,5% соответственно. Если рассматриваются другие климатические характеристики, например, температура воздуха, то выбор обеспеченности (в верхней или нижней частях кривой) также зависит от рассматриваемой задачи. Если исследуются условия засухи, то выбираются обеспеченности 1% и 0,5% для температуры июля. Для температуры января могут решаться задачи и анализа самых низких температур (обеспеченность 99% и 99,5%) и высоких (обеспеченность 1% и 99%), например, при оценке ожидаемого потепления климата. При использовании программы «Обеспеченность» следует иметь в виду, что она была разработана для гидрологических расчетов, где отсутствуют отрицательные значения и поэтому не предназначена для работы с отрицательными температурами и другими климатическими характеристиками, которые могут находиться в отрицательной области. Поэтому отрицательные температуры перед применением программы «Обеспеченность» следует перевести в положительную область, например, представив в градусах Кельвина или добавив константу.

Если аппроксимация верхней части кривой обеспеченности недостаточно эффективна, то следует перейти к другой аппроксимации («Расчет», «Выполнить новый расчет»). Для нового расчета выбираем также распределение Крицкого-Менкеля

и «Подбор отношения C_s/C_v пользователем». В результате подбора выбрано отношение $C_s/C_v = 1,5$ при котором достигается наиболее эффективная аппроксимация эмпирического распределения аналитическим в верхней части кривой, как показано на рис. 6.11.

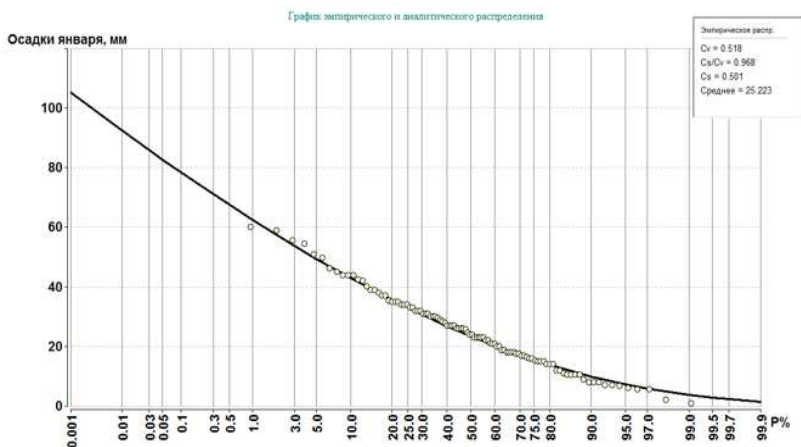


Рис. 6.11. Подобранная эффективная аппроксимация эмпирического распределения осадков января на метеостанции Няксимволь

После получения эффективной аппроксимации следует выйти из расчетного блока, нажав «Расчет» и затем «Переход к отчету». После этого формируется окно результатов расчета, как показано на рис. 6.12, в котором слева приведены варианты выполненных расчетов, а справа – параметры распределения, соответствующие данному варианту.

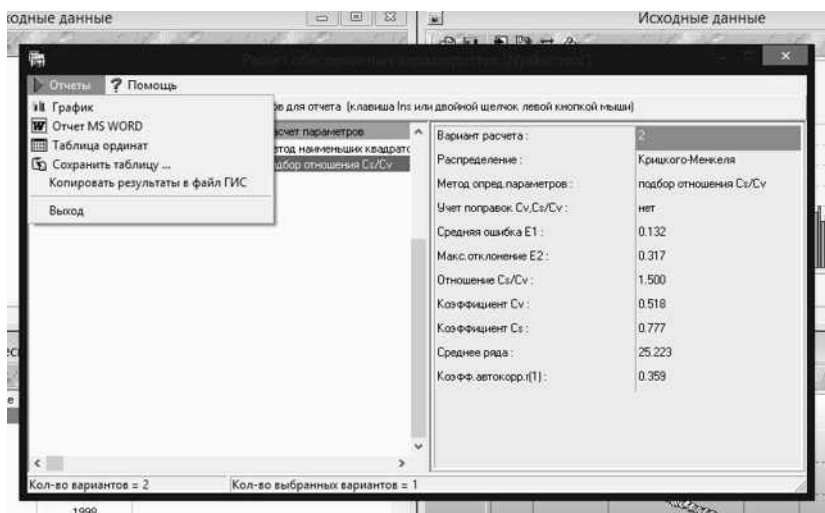


Рис. 6.12. Окно результатов расчетов по программе «Обеспеченность»

На следующем шаге следует выбрать вариант расчетов для просмотра и записи результатов, высветив требуемый вариант двойным щелчком мыши. После нажатия функции «Отчеты» для выбранного варианта открывается меню, в котором можно сформировать стандартный файл отчета в формате редактора Word, вызвать график аппроксимации, отредактировать его, если необходимо, и записать в буфер обмена или в файл, а также посмотреть таблицу ординат аналитической аппроксимации.

Оценка повторяемости зимних осадков

Зимой 2010–2011 гг. в г. Санкт-Петербурге выпало большое количество снега, что дало основание считать, выпавшие осадки аномальными и соответствующие очень редкой повторяемости. Для оценки фактической повторяемости зимних осадков были рассмотрены ряды сумм месячных осадков за месяцы зимнего периода: декабрь, январь и февраль за многолетний период с 1891 по 2018 гг. продолжительностью 128 лет, которые приведены на рис. 6.13.

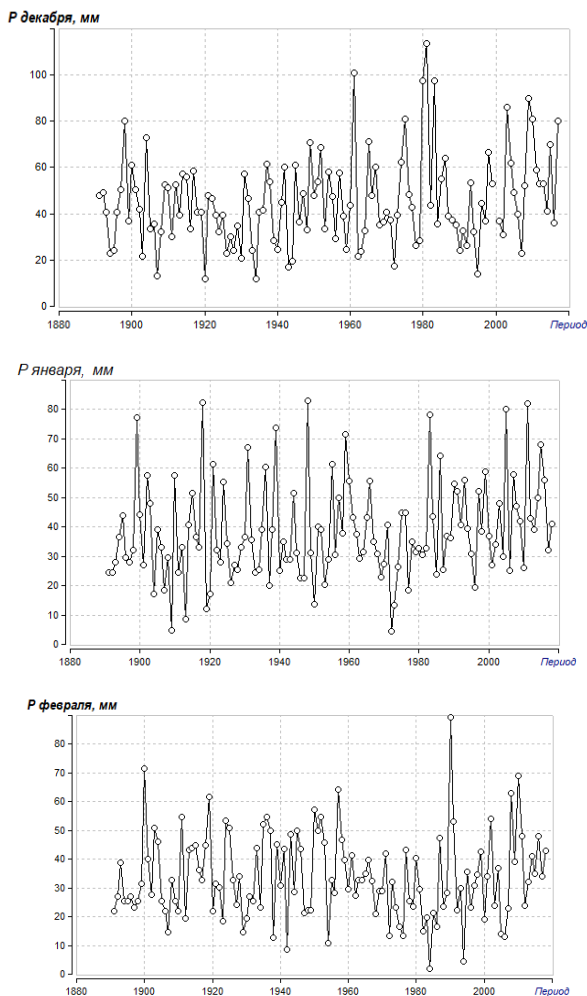


Рис. 6.13. Многолетние ряды сумм месячных осадков за зимние месяцы по метеостанции Санкт-Петербург

Выполненная оценка однородности эмпирических распределений осадков и стационарности их параметров, показала, что эмпирические распределения не содержат неоднородных экстремумов, а нестационарность установлена в осадках декабря и ступенчатый переход от одних стационарных условий в средних и осо-

бенно в дисперсиях относится к концу 1950-х годов и связан со сменой регистрирующих приборов (дождемера на осадкомер). Поэтому осадки декабря для расчетов рассматривались с 1960 г. Пропуски наблюдений в рядах сумм зимних осадков отсутствовали (за исключением осадков декабря 2000 г.), поэтому процедура приведения к многолетнему периоду не применялась. Результаты оценки эмпирической обеспеченности для зимних месяцев и особенно зимы 2010–2011 гг. (выделено жирным шрифтом) приведены в табл. 6.2, в которой P – эмпирическая обеспеченность в %, $X_{мм}$ – ранжированные значения сумм осадков, «Год» – год, соответствующий ранжированным осадкам. В этой же таблице приведены и расчетные значения осадков обеспеченности 1% и 0,5%, соответствующие повторяемости редких событий 1 раз в 100 и 200 лет, а также основные параметры распределений: среднее значение ($X_{ср}$), коэффициент вариации (Cv) и коэффициент асимметрии (Cs).

Таблица 6.2

Результаты оценки эмпирической и расчетной обеспеченностей для сумм осадков зимних месяцев в Санкт-Петербурге

Декабрь			Январь			Февраль		
Р, %	$X_{мм}$	Год	Р, %	$X_{мм}$	Год	Р, %	$X_{мм}$	Год
1,724	114	1981	0,775	83,0	1948	0,775	89,3	1990
3,448	101	1961	1,550	82,3	1918	1,550	71,7	1900
5,172	97,7	1980	2,326	82,0	2011	2,326	69,0	2010
6,897	97,7	1983	3,101	80,0	2005	3,101	64,3	1957
8,621	90,0	2009	3,876	78,3	1983	3,876	63,0	2008
10,345	86,0	2003	4,651	77,2	1899	4,651	61,8	1919
12,069	81,2	1975	5,426	73,9	1939	5,426	57,3	1950
13,793	81,0	2010	6,202	71,5	1959	6,202	54,8	1936
15,517	80,0	2017	6,977	68,0	2015	6,977	54,8	1952
17,241	71,4	1965	7,752	67,0	1931	7,752	54,6	1911
18,966	70,0	2015	8,527	64,3	1986	8,527	54,0	2002
20,690	66,7	1998	9,302	61,4	1955	9,302	53,3	1924
22,414	64,2	1986	10,078	61,3	1921	10,078	53,1	1991
24,138	62,5	1974	10,853	60,5	1936	10,853	52,3	1935
25,862	62,0	2004	11,628	58,9	1999	11,628	50,9	1925
27,586	60,3	1967	12,403	58,0	2007	12,403	50,9	1903
29,310	59,0	2011	13,178	57,7	1910	13,178	50,0	1937
31,034	55,0	1985	13,953	57,7	1902	13,953	50,0	1945

Декабрь			Январь			Февраль		
Р,%	Хмм	Год	Р,%	Хмм	Год	Р,%	Хмм	Год
32,759	53,5	1993	14,729	56,0	1993	14,729	50,0	1951
34,483	53,0	1999	15,504	56,0	2016	15,504	48,5	1943
1	125		1	87,3			82,9	
0,5	138		0,5	94,3			93,9	
Хср	49,9			38,4			33,7	
Сv	0,46			0,43			0,44	
Сs	1,4			0,9			1,7	

В табл. 6.2 приведены только первые 20 наибольших значений сумм осадков в ранжированной последовательности. Из рассмотрения полученных данных можно сделать следующие выводы:

- норма осадков является наибольшей в декабре (50 мм) с уменьшением в другие зимние месяцы: 38 мм в январе и 34 мм в феврале;
- обеспеченность осадков декабря 2010 г. составляет 13,8% (1 раз в 7 лет), января 2011 г. – 2,3% (1 раз в 43 года), а осадки февраля даже не вошли в первые 20 ранжированных значений, и их обеспеченность составляет 16,3% (1 раз в 6 лет);
- естественная изменчивость осадков во все зимние месяцы примерно одинакова, а наименьшая асимметричность распределения в январе;
- осадки редкой повторяемости 1 раз в 100 лет составляют 125 мм для декабря, 87 мм для января и 83 мм для февраля, что в сумме за зиму может дать 295 мм против 211 мм, которые имели место зимой 2010–2011 гг.

Таким образом, зима 2010–2011 гг. не была аномальной по количеству выпавших твердых осадков, и средняя ее обеспеченность равна 10,8%, что соответствует повторяемости 1 раз в 9 лет. Близкими к аномальным были только осадки января с повторяемостью 1 раз в 43 года, но в декабре, когда в среднем выпадает больше всего осадков из зимних месяцев, повторяемость составляла 1 раз в 7 лет. Также можно отметить, что осадки за зимние месяцы практически не связаны между собой и парные коэффициенты корреляции меньше 0,2.

Прикладная климатология

Практическое применение результатов климатической обработки относится к области прикладной климатологии. Прикладная климатология – это применение климатических данных в различных отраслях экономики с целью решения конкретных задач как оперативной деятельности, так и будущего проектирования. В состав понятия прикладной климатологии входят строительная, транспортная климатология, агроклиматология, авиационная климатология, биоклиматология, индустриальная климатология, палеоклиматология, климатология туризма и другие виды. Каждый вид прикладной климатологии использует результаты обработки климатических характеристик, имеющих отношение именно к этой отрасли. Строительная, транспортная и индустриальная климатология связаны с изучением влияния климата на строительство, транспорт, индустрию. Агроклиматология – раздел климатологии, изучающий климат как фактор сельскохозяйственного производства. Медицинская климатология – изучение прямого и косвенного влияния климата и климатообразующих элементов на здоровье человека. Биоклиматология – раздел климатологии, изучающий влияние климатических факторов на жизненные процессы и функции человека, животных и растений. Авиационная климатология – область климатологии, изучающая климат применительно к запросам авиации.

Так, в сельскохозяйственной климатологии рассматриваются климатические характеристики и их комплексы, имеющие отношение к сельскому хозяйству, например, температура вегетационного периода, осадки за период созревания различных видов сельскохозяйственных культур, индекс засушливости, продолжительность периода с температурами выше определенного предела, высота снежного покрова и показатели суровости зимы и т. п. При этом рассчитываются как нормы, СКО, так и предельные значения, и расчетные характеристики редкой повторяемости. Выполненные расчеты дают возможность оценить, какие виды сельскохозяйственных культур можно и эффективно выращивать в данной местности, какие нормы полива требуется назначать в сухие сезоны, насколько подходящими являются условия для выращивания озимых культур и т. д. В сельхозклиматологии важным моментом является учет совместного

влияния комплекса климатических факторов, таких как температура воздуха и осадки или в виде их двумерного распределения, или в виде различных индексов засушливости или увлажнения.

С развитием каждой отрасли человеческой деятельности возникает потребность в получении новых специальных показателей, с помощью которых учитываются их конкретные запросы, т. е. требуется проведение соответствующих климатологических исследований, на базе которых и возникают новые отрасли прикладной климатологии. Так оформились все прикладные отрасли – агроклиматология, биоклиматология человека и растений, медицинская, курортная, морская, транспортная, строительная.

В прикладных отраслях климатологии много внимания уделяется опасным метеорологическим явлениям. Характер изучаемых опасных и вредных явлений различен в зависимости от объектов, которые подвергаются воздействию климатом. Так, транспортную климатологию прежде всего интересуют метели, снежные заносы, ливни, гололёды, агроклиматологию – заморозки, засухи и т. д. В целом при климатических исследованиях прикладного характера учитываются следующие виды воздействия климатических факторов:

- тепловые и механические (в виде нагрузок);
- химические (коррозия металла и железобетона);
- электрохимические;
- микробиологические (для оценки коррозии и старения материалов).

При этом применяются следующие методы исследований:

- лабораторные, натурные и экспедиционные;
- климатические и микроклиматические;
- моделирование, теоретические и физико-статистические.

При климатических исследованиях прикладного характера применяются следующие методы обобщения:

- описание, картирование, районирование, составление обзоров отдельных явлений;
- номографирование;
- составление справочников и справочных пособий;

- составление специальных классификаций климатов и климатических районирований (по строительству, технике, комфортности, сельскохозяйственному строительству, и т. д.);
- составление рекомендаций;
- формулировка соответствующих нормативов в СНиП и государственных стандартах (ГОСТ).

Главный способ внедрения полученных результатов исследований прикладного характера – включение их в СНиП (строительные нормы и правила) и ГОСТ (государственные стандарты).

Решение задачи о получении специальных климатических показателей можно разбить на следующие этапы:

- изучение влияния метеорологических условий на тот или иной объект и определение климатических показателей, которые позволяют наилучшим образом учесть это влияние при проектировании;
- разработка метода расчёта специализированных показателей на основе характеристик климата, содержащихся в справочниках, или путём специальной обработки данных метеорологических наблюдений;
- проведение статистико-климатологической обработки;
- составление рекомендаций по практическому использованию полученных показателей.

В общем можно считать, что каждый вид прикладной климатологии лежит на стыке разных наук. С одной стороны – это всегда физика атмосферы, а с другой – конкретная научная и практическая область деятельности (медицина, биология, сельское хозяйство и т. п.).

Рассмотрим результаты практического внедрения прикладной климатологии в виде СНиПа «Строительная климатология», принятого и введенного в действие с 1 января 2000г. постановлением Госстроя России от 11.06.99 г. № 45. Эти строительные нормы устанавливают климатические параметры, которые применяют при проектировании зданий и сооружений, систем отопления, вентиляции, кондиционирования, водоснабжения, при планировке и застройке городских и сельских поселений. Климатические параметры представлены в виде таблиц и схематических карт. В случае отсутствия в таблицах данных для района строительства значения климатических параметров следует принимать равными

значениям климатических параметров ближайшего к нему пункта, приведенного в таблице и расположенного в местности с аналогичными условиями.

На рис. 6.14 и 6.15 приведены таблицы климатических параметров холодного и теплого периодов года, которые рассчитаны для реперных метеостанций Российской Федерации и применяются при проектировании и строительстве. Для холодного периода года к таким параметрам относятся:

- температура воздуха наиболее холодных суток обеспеченностью 92% и 98%;
- температура воздуха наиболее холодной пятидневки обеспеченностью 92% и 98%;
- температура воздуха обеспеченностью 94%;
- абсолютная минимальная температура воздуха;
- средняя суточная амплитуда температуры воздуха наиболее холодного месяца;
- продолжительность и средняя температура воздуха периода со среднесуточной температурой воздуха $\leq 0^{\circ}\text{C}$;
- продолжительность и средняя температура воздуха периода со среднесуточной температурой воздуха $\leq 8^{\circ}\text{C}$;
- продолжительность и средняя температура воздуха периода со среднесуточной температурой воздуха $\leq 10^{\circ}\text{C}$;
- среднемесячная относительная влажность воздуха наиболее холодного месяца;
- среднемесячная относительная влажность воздуха в 15 час наиболее холодного месяца;
- количество осадков за ноябрь–март;
- преобладающее направление ветра за декабрь–февраль;
- максимальная из средних скоростей ветра по румбам за январь;
- средняя скорость ветра за период со среднесуточной температурой воздуха $\leq 8^{\circ}\text{C}$.

Республика, край, область, пункт	Температура воздуха наиболее холодного периода суток, °С, обеспеченность		Температура воздуха наиболее холодной пятидневки, °С, обеспеченность		Температура воздуха, °С, обеспеченность 0,94	Абсолютная минимальная температура воздуха, °С	Средняя суточная амплитуда температуры воздуха, °С	Продолжительность, сут, в среднем температура воздуха, °С, периода со средней суточной температурой воздуха						Средняя месячная относительная влажность воздуха в 15 ч наиболее холодного месяца, %	Средняя месячная относительная влажность воздуха в 15 ч наиболее холодного месяца, %	Количество осадков за ноябрь-март, мм	Преобладающее направление ветра за ноябрь-февраль	Максимальная из средних скоростей ветра по румбам за январь	Средняя скорость ветра по румбам за июль
	0,98		0,98					≤ 0°С		≤ 5°С		≤ 10°С							
	процент		процент					процент		процент		процент							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ																			
Республика Адыгея	-27	-22	-21	-19	-6	-34	9	40	-1	148	2,3	169	3,1	79	72	276	Ю	5,7	3
Майкоп																			
Алтайский край																			
Республика Алтай																			
Бийский	-44	-42	-41	-38	-23	-46	9,5	164	-11,5	216	-7,8	230	-6,7	80	78	130	ЮЗ	6,8	—
Вознесенск	-44	-42	-41	-39	-23	-52	10,2	168	-11,4	221	-7,7	235	-6,7	79	76	145	ЮЗ	5,9	3,9
Бийск	-27	-26	-25	-23	-14	-35	5,9	149	-6	223	-2,7	242	-1,7	59	55	121	ЮВ	7	4,5
Внеке	-45	-43	-41	-38	-23	-51	11	168	-11,6	222	-7,8	236	-6,7	81	79	165	ЮЗ	4,7	3,7
Земаногорск	-44	-41	-40	-38	-20	-49	10,5	163	-10,2	217	-6,6	232	-5,6	78	74	204	Ю	6,9	3,7
Катайск	-43	-42	-40	-38	-28	-48	12,3	175	-14	237	-9,2	258	-7,8	81	79	81	С	1,8	1,7
Копь-Аган	-49	-48	-48	-46	-36	-55	13	199	-18,1	262	-12,8	282	-11,2	76	74	20	В	4,1	1,7
Онуфрий	-42	-41	-40	-38	-26	-46	11,1	168	-13	231	-8,3	249	-7,3	79	71	46	З	2,3	9,1
Родино	-46	-44	-42	-41	-38	-52	11,1	194	-19,2	242	-14,7	259	-13,1	73	66	54	СВ	1,9	1,4
Рубцовск	-44	-41	-41	-38	-23	-49	9,7	162	-11	213	-7,4	227	-6,4	80	79	115	Ю	7,9	—
Славгород	-43	-40	-41	-37	-24	-48	9,2	166	-12,5	215	-8,7	228	-7,7	81	80	73	ЮЗ	6,2	5,2
Топки	-43	-41	-40	-37	-22	-48	8,6	170	-11	225	-7,3	240	-6,3	79	77	145	ЮЗ	—	—
Алтайская область																			
Артлея	-42	-40	-38	-36	-32	-50	11,7	171	-16,4	219	-11,8	233	-10,6	77	73	75	СЗ	3,4	3,2
Битогорск	-43	-40	-41	-37	-32	-48	10	174	-16,4	223	-11,9	236	-10,7	76	73	33	СЗ	2,7	2,9
Виноградный	-38	-37	-36	-34	-29	-45	10,5	170	-14,8	218	-10,6	232	-9,4	72	64	47	СЗ	3,4	2,9
Войновск	-46	-45	-44	-42	-37	-52	11,1	194	-19,2	242	-14,7	259	-13,1	73	66	54	СВ	1,9	1,4
Восточный	-41	-40	-39	-37	-33	-51	11,2	179	-17,1	229	-12,4	242	-11,2	75	72	38	СЗ	—	—
Воскресенск	-44	-43	-42	-41	-36	-51	14,8	186	-18,4	236	-13,6	252	-12,2	76	69	71	ЮВ	1,3	—
Горький	-46	-44	-43	-42	-36	-52	15,9	183	-18,9	233	-14	247	-12,7	73	66	50	З	1,5	—
Давыдов	-47	-46	-46	-43	-36	-54	13,6	196	-18,8	244	-14,3	261	-12,8	66	59	37	СЗ	5,2	1,7
Ерофей Павлович	-43	-42	-40	-38	-33	-51	15,6	195	-17	245	-12,7	262	-11,3	79	71	47	С	—	2
Примечание: — Абсолютная минимальная температура в воздухе выбрано из ряда наблюдений за период 1881—1983 гг. и с 2011 по 2019 гг. — Среднегодовая влажность и среднегодовая абсолютная минимальная температура в воздухе, для отдельных пунктов определены с помощью метода приведения.																			

Примечание — Абсолютная минимальная температура воздуха выбрана из ряда наблюдений за период 1881—1985 гг.; в СНиП 2.01.01-82 «Строительная климатология и геофизика» абсолютная минимальная температура воздуха для отдельных пунктов определялась методом привнесения.

Рис. 6.14. Климатические параметры холодного периода года

Для теплого периода года к расчетным климатическим параметрам относятся:

- барометрическое давление в гПа;
- температура воздуха обеспеченностью 95% (повторяемостью 1 раз в 20 лет);
- температура воздуха обеспеченностью 98% (повторяемостью 1 раз в 50 лет);
- средняя максимальная температура воздуха наиболее теплого месяца;
- абсолютная максимальная температура воздуха;
- средняя суточная амплитуда температуры воздуха наиболее теплого месяца;
- средняя месячная относительная влажность воздуха наиболее теплого месяца;
- количество осадков за апрель—октябрь;
- суточный максимум осадков;
- преобладающее направление ветра за июнь—август;
- минимальная из средних скоростей ветра по румбам за июль.

Литература

- 340

Тема 2. Факторы формирования климата

Лекция 7. Астрономические факторы

7.1. Классификация факторов климата

При определении климата в Лекции 1 говорилось о двух главных факторах его формирующих: радиационном (приходящая солнечная радиация) и адвективном или циркуляционном (перенос и перераспределение тепла и холода на планете атмосферными и океаническими течениями). Помимо этих факторов на формирование климата влияет еще характер подстилающей поверхности, высота местности, растительный покров, близость к морскому побережью, наличие снега и льда, степень загрязнения атмосферы и ряд других.

Факторы, которые формируют климат, называются климатообразующими факторами. Иначе климатообразующие факторы – это механизмы воздействия на климатическую систему и основные взаимодействия между ее звеньями.

К климатической системе относят атмосферу, гидросферу, литосферу, криосферу и биосферу. Звенья климатической системы имеют различные физические свойства [1].

Атмосфера (от греческих слов: $\alpha\tau\mu\acute{o}\varsigma$ – пар и $\sigma\phi\alpha\iota\rho\alpha$ – шар) – газовая оболочка, окружающая планету Земля. Внутренняя её поверхность покрывает гидросферу и частично земную кору, внешняя граничит с околоземной частью космического пространства. Два свойства атмосферы делают её ведущим компонентом климатической системы – масштабность и всепроникновение. Атмосфера находится в любой точке поверхности планеты, тогда как все остальные компоненты проявляются только на части этой поверхности: так, океан занимает 70,8% поверхности Земли, суша, соответственно, – 29,2%, ледники – немногим более 3% поверхности, а вместе с морскими льдами и снежным покровом – примерно 11% поверхности. Площадь, занятая биосферой, значительная, но она разорвана на ареалы с различной плотностью распространения. Объем атмосферы, содержащий 99,8% её массы, ограничивается высотой около 60 км и равен $3,82 \cdot 10^{12}$ км³. Масса воздуха в этом

объеме составляет $5,2 \cdot 10^{18}$ кг. Всепроницаемость атмосферы обусловлена тем, что газы, составляющие атмосферу, постоянно и непрерывно обмениваются с другими компонентами климатической системы. Вместе с тем атмосфера – самая подвижная и изменчивая составляющая климатической системы. Скорость ветра у земли обычно несколько метров в секунду, в свободной атмосфере может достигать нескольких десятков метров в секунду.

Гидросфера (от греческих слов: $\Upsilon\delta\omega\rho$ – вода и $\sigma\phi\alpha\iota\rho\alpha$ – шар) – совокупность всех водных запасов Земли. Гидросфера включает в себя: Мировой океан (96%), подземные воды (2%), лед и снег (2%), поверхностные воды (0,02%). Гидросфера, основную часть которой составляет Мировой океан, имеет объем $1,37 \cdot 10^9$ км³ и массу $1,43 \cdot 10^{21}$ кг. Таким образом, масса гидросферы в 275 раз больше массы атмосферы, а её объем меньше объема атмосферы почти в 279 раз. Вода имеет примерно в 4 раза большую удельную теплоемкость, чем воздух, а теплопроводность воды превышает теплопроводность воздуха примерно в 20 раз. Следовательно, воды Мирового океана являются хорошим аккумулятором солнечной энергии, значительная часть которой передается затем в атмосферу в виде потоков скрытого и явного тепла. Гидросфера – менее подвижная среда по сравнению с атмосферой, средняя скорость океанических течений равна 3,5 см/с (0,035 м/с). Таким образом, скорость перемещения вещества в гидросфере на два порядка меньше, чем в атмосфере. Несмотря на это, гидросферу по сравнению с другими компонентами климатической системы (литосфера, криосфера) следует считать также очень подвижной средой, характеризующейся, как и атмосфера, сложными циркуляционными особенностями.

Вместе с тем скорость и время полной замены водных масс в разных частях гидросферы разная. Так, почвенная влага полностью заменяется на новую в среднем за 0,9 года, вода в реках и озерах – за 3,3 года, а полный обмен вод океана осуществляется за 2600 лет.

Кроме поверхностных океанических течений, в океане образуются вихри, подобные атмосферным барическим образованиям (циклоны – антициклоны), вихреобразные кольцевые структуры, имеющие диаметр до 100 км и включающие массу воды, отлича-

ющуюся по свойствам от окружающей воды. Обнаружены также подповерхностные течения и движения вод на больших глубинах. Атмосфера и океан соприкасаются и взаимодействуют на 2/3 поверхности планеты, передавая друг другу тепло, массу и движение. С поверхности океана в атмосферу испаряется основная часть воды, дающая начало влагообороту. Атмосферные ветры формируют поверхностные течения в океане, которые переносят огромное количество тепла, гигантским аккумулятором которого является океан.

Численные значения основных характеристик атмосферы и гидросферы и их отношения приведены в табл. 7.1.

Таблица 7.1

Соотношение основных параметров атмосферы и гидросферы

	Объем (км ³)	Масса (кг)	Теплоемкость	Теплопроводность
Атмосфера	$3.82 \cdot 10^{12}$	$5.2 \cdot 10^{18}$	1	1
Гидросфера	$1.37 \cdot 10^9$	$1.43 \cdot 10^{21}$	4	20
Отношение	279	275	4	20

Криосфера (от греческих слов: *kryos* – холод и *sphaira* – шар) – одна из географических оболочек Земли, характеризующаяся наличием или возможностью существования льда. Криосфера простирается от нижних слоёв ионосферы до верхних слоев земной коры и включает в себя следующие части:

- системы ледяных облаков,
- снежный покров,
- ледяной покров водоёмов,
- наледи,
- ледники гор,
- ледниковые покровы,
- сезонномёрзлые почвы,
- горные породы с подземными льдами.

Криосфера характеризуется отрицательной или нулевой температурой, при которых вода, содержащаяся в парообразном, свободном или химически и физически связанном с другими компонентами виде, может существовать в твёрдой фазе (лёд, снег, иней и другие).

Температура 0°C определяет равновесие между химически чистыми льдом и водой. В естественных условиях различные примеси и растворённые вещества, а также поверхностные силы и давление понижают точку замерзания воды, в результате чего в границы криолитозоны попадает и жидкая фаза воды во временно или устойчиво охлаждённом ниже 0°C состоянии.

Криолитозона включает также безводные толщи горных пород и относительно сухие воздушные массы с отрицательной температурой, в которых естественными или искусственными путями могут создаваться условия для конденсации воды, а тем самым и формирования её твёрдой фазы.

Наиболее значительная часть массы льда на Земле приходится на покровные и горные ледники. Самый большой ледниковый щит на Земле – Антарктический. Объем льда Антарктического щита по различным оценкам составляет от 23 до 30,4 млн км³, а его полное таяние может привести к повышению уровня океана приблизительно на 55 м.

Роль малых покровных и горных ледников в формировании климата Земли не велика, однако они являются чувствительными индикаторами его изменений. А вот ледниковые щиты таких размеров, как, например, Гренландский и в особенности – Антарктический, фактически создают свой собственный климат. Это обусловливается высоким коэффициентом отражения и большой излучательной способностью льдов, а также практически полным отсутствием парникового эффекта над полярными шапками. Особенно велика в процессах климатообразования роль Антарктического щита, охлаждающего не только прибрежные водные массы, но и все Южное полушарие.

Подземные льды – вторая по массе составляющая криосферы. Они включают «многолетнемерзлые» грунты, больше известные под названием «вечной мерзлоты», и так называемые «сезонномерзлые», оттаивающие на часть года. Последние распространены в верхнем слое Земли незначительной толщины на свободной от ледников поверхности площадью до 60 млн км. Многолетняя мерзлота охватывает площадь в 32 млн км². Лед в ней встречается в трех формах: в виде льда-цемента, в виде жильного льда, запол-

няющего пустоты в горных породах, и в виде ископаемого льда. Наиболее распространены цементирующие льды.

Необходимое условие существования многолетнемерзлых пород – отрицательные средние годовые температуры земной поверхности. Там, где отрицательны даже летние температуры слоев мерзлых пород и подземных льдов выходит на поверхность. Имеются районы, где вечная мерзлота является реликтовой, то есть существует, несмотря на положительные средние годовые температуры, как результат суровых климатических условий в прошлом. В северном полушарии слои многолетнемерзлых пород занимают намного больше пространства, чем в южном. Особенно велики области мерзлоты в Евразии.

Морские льды и снежный покров составляют всего около 0,25% массы криосферы, однако для климатообразования они имеют огромное значение, так как формирование климата и его колебания в значительной мере зависят от площади распространения этих составляющих криосферы. Морской лед не только увеличивает отражательную способность поверхности океана, но и резко уменьшает теплообмен океана с атмосферой. В Северном полушарии период наименьшего развития морского льда приходится на конец лета – сентябрь; в этот период его распространение ограничено центральным бассейном Северного Ледовитого океана. Здесь на площади около 8,4 млн км² из года в год сохраняется многолетний паковый ледяной покров.

Литосфера (от греческих слов: λίθος – камень и σφαίρα – шар, сфера) – твёрдая оболочка Земли до астеносферы, где скорости сейсмических волн понижаются, свидетельствуя об изменении пластичности пород. Состоит из земной коры и верхней части мантии. В строении литосферы выделяют подвижные области (складчатые пояса) и относительно стабильные платформы. Блоки литосферы – это литосферные плиты, которые двигаются по относительно пластичной астеносфере. Изучению и описанию этих движений посвящён раздел геологии о тектонике плит.

Земная кора под океанами и континентами значительно различается. Земная кора под континентами состоит из трех слоев: осадочного, гранитного и базальтового общей мощностью до 80 км. Земная кора под океанами претерпела множество этапов

частичного плавления в результате образования океанической коры, она сильно обеднена легкоплавкими редкими элементами, в основном состоит из дунитов и гарцбургитов, её толщина составляет 5–10 км, содержит всего два слоя (осадочный и базальтовый), а гранитный слой полностью отсутствует.

Поверхность континентальной коры подвержена воздействию атмосферы и гидросферы, что выражается в процессах выветривания. Физическое выветривание является механическим процессом, в результате которого порода размельчается до частиц меньшего размера без существенных изменений в химическом составе. Химическое же выветривание приводит к образованию новых веществ и происходит под воздействием влаги, особенно подкисленной, и некоторых газов (например, кислорода), разрушающих минералы. Простейший процесс выветривания – это растворение минералов в воде, которая вызывает разрыв ионных связей.

Биосфера (от греческих слов: βίος – жизнь и σφαῖρα – сфера, шар) – оболочка Земли, заселённая живыми организмами, находящаяся под их воздействием и занятая продуктами их жизнедеятельности. Биосфера – это «пленка жизни» или глобальная экосистема Земли.

Целостное учение о биосфере создал российский биогеохимик и философ В.И. Вернадский. Он впервые отвёл живым организмам роль главнейшей преобразующей силы планеты Земля, учитывая их деятельность не только в настоящее время, но и в прошлом.

Биосфера включает в себя верхние слои литосферы, в которых живут организмы, гидросферу и нижние слои атмосферы.

Границы биосферы следующие (рис. 7.1):

- верхняя граница находится в атмосфере на высотах 15–20 км и связана с озоновым слоем, задерживающим коротковолновое ультрафиолетовое излучение, губительное для живых организмов;
- нижняя граница на суше находится в литосфере на глубине 3,5–7,5 км и определяется температурой перехода воды в пар и температурой денатурации белков, однако в основном распространение живых организмов ограничивается вглубь несколькими метрами;
- нижняя граница в океане находится на глубине 10–11 км и определяется дном Мирового океана, включая донные отложения.

По структуре биосфера включает в себя следующие формы.

Живое вещество представляет всю совокупность тел живых организмов, населяющих Землю, которая физико-химически едина, вне зависимости от их систематической принадлежности. Масса живого вещества сравнительно мала и оценивается величиной $2,4\cdot 3,6\cdot 10^{12}$ т (в сухом весе) и составляет менее одной миллионной части всей биосферы в $3\cdot 10^{18}$ т, которая, в свою очередь, представляет собой менее одной тысячной массы Земли. Но это одна «из самых могущественных геохимических сил нашей планеты», поскольку живые организмы не просто населяют земную кору, а преобразуют облик Земли. Живые организмы населяют земную поверхность очень неравномерно, и их распространение зависит от географической широты.

Биогенное вещество – это вещество, создаваемое и перерабатываемое живыми организмами. На протяжении органической эволюции живые организмы тысячекратно пропустили через свои органы, ткани, клетки, кровь большую часть атмосферы, весь объём мирового океана, огромную массу минеральных веществ. Эту геологическую роль живого вещества можно представить себе по месторождениям угля, нефти, карбонатных пород и т. д.

Косное вещество – это продукты, образующиеся без участия живых организмов.

Биокосное вещество – это вещество, которое создается одновременно живыми организмами и косными процессами, представляя динамически равновесные системы тех и других. Таковы почва, ил, кора выветривания и т. д. Организмы в них играют ведущую роль.

Кроме того, к формам биосферы относится вещество, находящееся в радиоактивном распаде; рассеянные атомы, непрерывно создающиеся из всякого рода земного вещества под влиянием космических излучений и вещество космического происхождения.

Биосфера присутствует в каждой из сфер климатической системы, где имеет собственное название (рис. 7.1). Весь слой воздействия жизни на неживую природу называется мегабиосферой, а вместе с артебиосферой – пространством человеческой экспансии в околоземном пространстве – панбиосферой.

В атмосфере биосфера имеет название *аэросфера*. Субстратом для жизни в атмосфере микроорганизмов (аэробиионтов) служат

водные капли – атмосферная влага, источником энергии – солнечная энергия и аэрозоли. Примерно от верхушек деревьев до высоты наиболее частого расположения кучевых облаков простирается тропобиосфера с тропобионтами, и это пространство – более тонкий слой, чем тропосфера. Выше простирается слой крайне разреженной микробиоты – альтобиосфера с альтобионтами. Еще выше находится пространство, куда организмы проникают случайно и не часто и не размножаются – это парабиосфера и еще выше расположена апобиосфера.

Находящаяся в литосфере биосфера имеет название *геобиосферы* и ее населяют геобионты, субстратом, а отчасти и средой жизни, для которых служит земная твердь. Геобиосфера состоит из области жизни на поверхности суши – террабиосферы (с террабионтами), разделяемой на:

- фитосферу от поверхности земли до верхушек деревьев;
- педосферу в почвах и подпочвах, и иногда сюда включают всю кору выветривания;
- литобиосферу, представляющую собой жизнь в глубинах с литобионтами, живущими в порах горных пород, главным образом в подземных водах.

На больших высотах в горах, где уже невозможна жизнь высших растений, расположена высотная часть террабиосферы – эоловая зона с эолобионтами. Литобиосфера распадается на слой, где возможна жизнь аэробов – гипотеррабиосферу, и слой, где возможно лишь обитание анаэробов – теллуроббиосферу. Жизнь в неактивной форме может проникать глубже – в гипобиосферу. Поэтому можно считать, что метабиосфера включает в себя все биогенные и биокосные породы, а глубже расположена абиосфера.

В гидросфере биосфера называется *гидробиосфера*. Весь глобальный слой воды (без подземных вод), населенный гидробионтами распадается на слой континентальных вод – аквабиосферу с аквабионтами и область морей и океанов – маринобиосферу с маринобионтами. Выделяют 3 слоя: относительно ярко освещенную фотосферу, всегда очень сумеречную дисфотосферу (до 1% солнечной инсоляции) и слой абсолютной темноты – афотосферу.

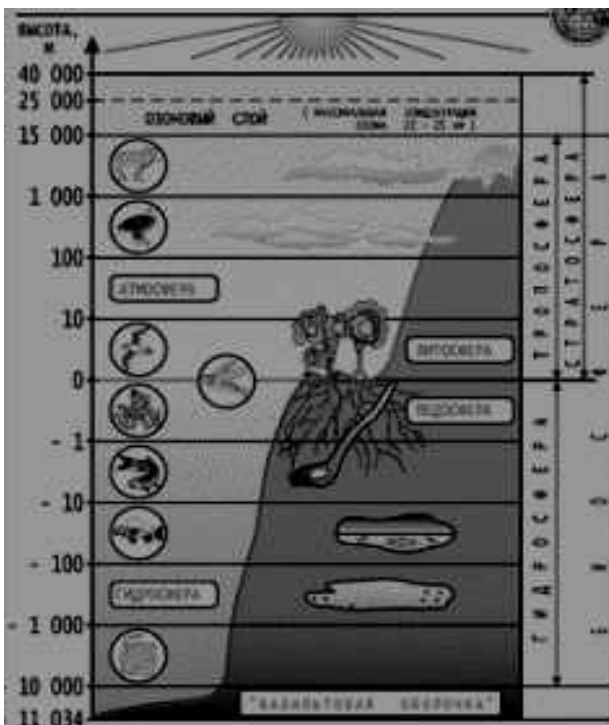


Рис. 7.1. Вертикальный разрез биосферы и ее границы

В **криосфере** биосфера отсутствует или находится в замороженном состоянии.

Такая климатическая система, состоящая из пяти сфер, существовала не всегда. Так, миллионы лет назад климат на Земле был теплее, и постоянной криосферы не наблюдалось. В современных условиях три из рассмотренных сфер (атмосфера, гидросфера и криосфера) характеризуют воду, находящуюся в трех агрегатных состояниях на Земле: парообразное, жидкое и твердое, литосфера характеризует нижнюю границу климатической системы, а биосфера пронизывает все сферы за исключением криосферы.

Составляющие климатической системы обмениваются между собой энергией и веществами, наиболее важными из которых являются: лед, снег, вода и водяной пар, влияющие на радиационный и тепловой режимы. Кроме этого, на климат большое влияние ока-

зывают геохимические циклы, основным из которых является углеродный цикл. В связи с множеством влияющих факторов климатическую систему принято считать интразитивной, т. е. имеющую возможность формирования разных характеристик и разных генеральных совокупностей при неизменных внешних воздействиях и начальных условиях.

Факторы климата можно разделить на внешние и внутренние по отношению к климатической системе. К внешним факторам, определяющим верхние граничные условия климатической системы, относятся такие астрономические факторы, как: светимость Солнца, положение орбиты и характеристики орбитального движения Земли (наклон оси и скорость вращения). К внешним факторам, определяющим нижние граничные условия, относятся такие геофизические факторы, как размер и масса Земли, гравитационное и магнитные поля Земли, внутреннее тепло. К внутренним факторам климатической системы относятся состав и масса атмосферы, состав и масса океана, особенности распределения суши и океана, рельеф и структура поверхности суши и океана, и другие.

Внешние факторы определяют поток солнечной радиации, ее распределение и колебание на внешней границе климатической системы, гравитационное воздействие Солнца, Луны и других планет, а также потоки тепла, поступающего к деятельному слою из недр Земли, вулканическую деятельность. Гравитационное поле самой Земли определяет распределение давления и плотности воздуха с высотой. В целом под влиянием внешних факторов формируется на планете климат, называемый астрономическим. Поскольку определяющим фактором формирования такого климата служит солнечная радиация, а на распределение и изменение ее решающее влияние оказывает высота Солнца над горизонтом (наклон солнечных лучей), то отсюда и происхождение термина «климат» от греческого слова климатос, означающего наклон.

Можно считать, что все особенности климатического режима определяются географической широтой и высотой над уровнем моря, циркуляцией атмосферы и характером земной поверхности, что представлено в виде наиболее распространенной классификации климатообразующих факторов, приведенной на рис. 7.2 [2,3].

Географическая широта, высота над уровнем моря и характер поверхности представляют собой неизменно действующие факторы. Циркуляция атмосферы определяет многолетний режим погоды, отличающийся изменчивостью и контрастностью своих воздействий на природу и деятельность человека. В понятие климата входят неразрывно связанные с ним микроклиматические, т. е. узкоместные, особенности режима инсоляции, температуры воздуха и почвы, испарения – особенности, вызываемые формой и экспозицией рельефа, характером растительности, типом почвы, искусственными сооружениями и другие.



Рис. 7.2. Классификация климатообразующих факторов

Таким образом, в рамках темы факторов формирования климата последовательно будут рассмотрены следующие из них:

- астрономические факторы климата, связанные с поступлением солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы и ее прохождением к поверхности земли;
- радиационный баланс и его составляющие, обуславливающие поступление солнечной радиации к поверхности земли и отражение от поверхности;
- тепловой баланс и его составляющие, обеспечивающие перераспределение поступившей солнечной энергии;
- общая циркуляция атмосферы и ее составляющие в разных частях планеты;

- общая циркуляция океана и ее влияние на климат;
- влияние гор на формирование климата.

7.2. Приходящая солнечная радиация

Астрономические факторы климата определяют [6]:

- поступление солнечной энергии на внешнюю границу атмосферы,
- гравитационное воздействие Солнца, планет, Луны, создающих приливы и влияющих на скорость вращения Земли.

Основным источником энергии, приходящей из космоса, является лучистая энергия Солнца или солнечная радиация. Именно она формирует все процессы, происходящих в различных сферах климатической системы, и, прежде всего, в атмосфере и гидросфере. Для сравнения геотермическая энергия, идущая из недр Земли, в 30000 раз меньше солнечной, а энергия, воспроизводимая и используемая человеком пока еще в 10000 раз меньше солнечной, что свидетельствует о недостаточно высоком энергетическом уровне земной цивилизации.

Солнце, наиболее близко расположенная к нам звезда, представляет собой раскаленный газовый шар с температурой поверхности около 6000°C. Температура Солнца возрастает с глубиной, где протекают ядерные реакции. Источником солнечной энергии является ядерная реакция превращения водорода в гелий. Эта энергия распространяется в окружающем пространстве в виде электромагнитной радиации и корпускулярных потоков, состоящих преимущественно из протонов и электронов. Для оценки энергетической мощности Солнце можно рассматривать, как абсолютно черное тело с температурой поверхности 6000°K. Оно испускает электромагнитное излучение, вид энергии, перемещающийся в пространстве со скоростью света. Количество энергии, излучаемое единицей поверхности черного тела (E), описывается законом Стефана-Больцмана: $E = \sigma T^4$, где σ – постоянная Стефана-Больцмана, а T – абсолютная температура поверхности. Путь Солнца среди звезд является большим кругом небесной сферы и называется эклиптикой.

Хотя Солнце излучает электромагнитные волны очень широкого спектра – от гамма-излучения с длинами волн 10^{-10} см и коро-

че до сверхдлинных радиоволн порядка десятков и сотен километров, однако, интенсивность излучения Солнца по длинам волн распределяется неравномерно. Эта энергия распределена в широком диапазоне длин волн, как показано на рис. 7.3. В зависимости от длины волн энергетический спектр удобно разделить на три части:

>0,7 мкм – инфракрасное излучение, составляющее около 48% всей солнечной энергии;

0,4–0,7 мкм – видимая часть спектра, составляющая 43%;

< 0,4 мкм – ультрафиолетовое излучение и рентгеновские лучи, составляющие около 9%.

Приблизительно 99% солнечной радиации имеют длины волн от 0,15 до 4 мкм. Максимум интенсивности солнечного света приходится на длину волны 0,50 мкм (зелено-голубой свет). Максимум излучения Солнца приходится на 0,47 мкм (сине-голубой участок спектра).

В метеорологии принято выделять коротковолновую и длинноволновую радиацию. К коротковолновой относят радиацию в диапазоне длин волн от 0.1 до 4 мкм, т. е. она включает кроме видимого участка спектра еще и ближайшие к нему по длинам волн участки ультрафиолетового и инфракрасного спектров. Длинноволновая – это радиация с длинами волн от 4 до 100–120 мкм. Такой радиацией обладают земная поверхность и атмосфера.

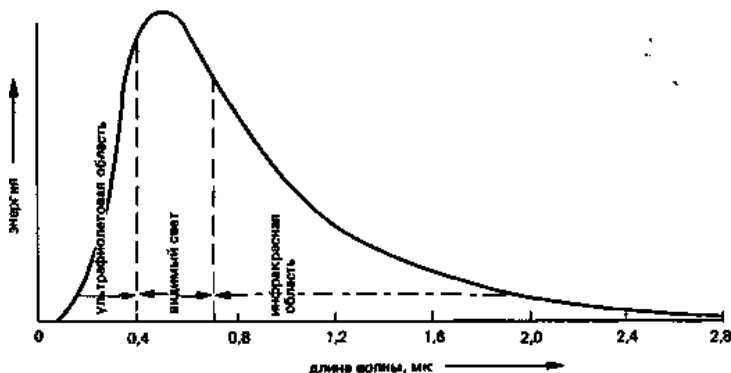


Рис. 7.3. Распределение интенсивности радиации по длинам волн для черного тела с поверхностной температурой 6000 °K

Энергия корпускулярных потоков в среднем в 10^7 раз меньше, чем энергия электромагнитной радиации Солнца, и она сильно меняется в зависимости от солнечной активности. Под действием корпускулярной радиации происходит ионизация воздуха в верхних слоях атмосферы. Она влияет на магнитное поле Земли, в частности вызывая магнитные бури; ею обусловлены полярные сияния и другие явления в верхних слоях атмосферы.

Почти всю радиационную энергию от Солнца Земля получает на верхней границе атмосферы. Количество тепла, приносимого солнечной радиацией на 1 см^2 поверхности, перпендикулярной солнечным лучам, в 1 мин., называется интенсивностью солнечной радиации, которая определяется по формуле:

$$I = S_s / 4\pi r^2, \quad (7.1)$$

где S_s – мощность излучения (энергетическая светимость) Солнца, равная примерно $4 \cdot 10^{20}$ МВт; r – расстояние от Земли до Солнца.

Интенсивность солнечной радиации измеряется специальными приборами – актиометрами и пиргелиометрами и выражается в кал/(см^2 мин) или в Вт/(м^2 с), где 1 кал = 4,1868 Дж. Вычисления, основанные на многочисленных измерениях у земной поверхности, и непосредственно измерения, проведенные с помощью искусственных спутников Земли и геофизических ракет, показали, что при среднем расстоянии Земли от Солнца ($r_0 = 149,600$ млн км) интенсивность солнечной радиации составляет 1,98 кал/(см^2 мин) или 1,367 кВт/(м^2 с). Эта величину назвали солнечной постоянной. Энергетический спектр солнечной радиации на границе атмосферы близок к спектру абсолютно черного тела с температурой порядка 6000 °К.

Раньше солнечную постоянную определяли, измеряя радиацию на уровне поверхности Земли и внося поправки на ее уменьшение при прохождении через атмосферу. При этом погрешность измерения составляла $\pm 5\%$. Использование данных космического зондирования с 1970-х годов позволяет определить эту величину более точно и оценить ее естественную изменчивость. К настоящему времени получен непрерывный ряд непосредственных измерений солнечной постоянной, выполненных несколькими

специальными космическими аппаратами с 1978 года. Эти технически сложные измерения выполнены для трех полных циклов солнечной активности (21–23-го циклов) и продолжают и в настоящее время (рис. 7.4).

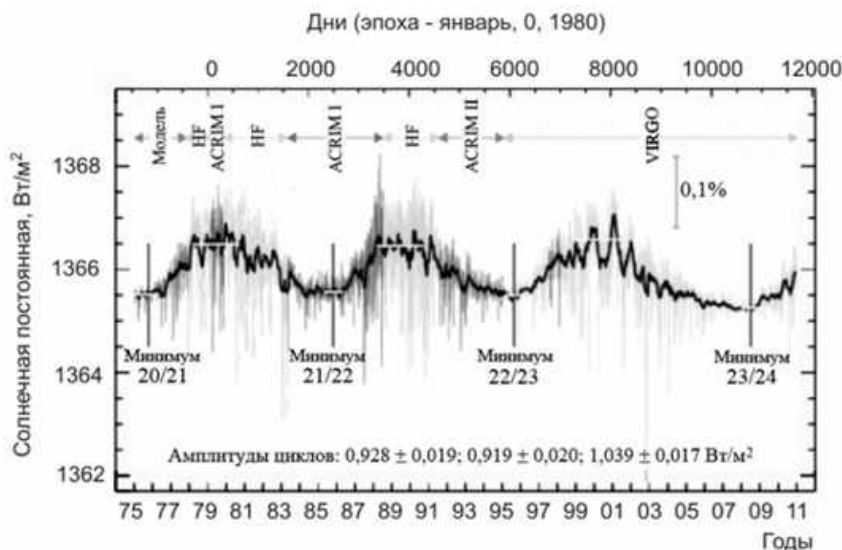


Рис. 7.4. Данные прямых измерений солнечной постоянной 1975–2011 гг.

Как следует из рис. 7.4, солнечная постоянная не является неизменной во времени величиной и варьирует как внутри года, так и за многолетний период. На ее изменчивость влияют два основных фактора: расстояние между Землей и Солнцем, изменяющееся в течение года по причине эллиптичности орбиты Земли, что приводит к внутригодовой изменчивости до 4 Вт/м², и 11-ти летняя солнечная активность, приводящая к межгодовым изменениям примерно в 1 Вт/м², что в сумме составляет 0,4% (рис. 7.4). Влияние солнечной активности обусловлено, в основном, изменением потока излучения при изменении числа и суммарной площади солнечных пятен, при этом поток излучения меняется сильнее всего в рентгеновском и радиодиапазоне. Полученное среднее значение солнечной постоянной по данным рис. 7.4 составляет 1366 Вт/м².

Теоретические расчеты за многолетний период в несколько столетий показывают, что солнечная радиация на Земле могла изменяться на 2% и более при сравнении периодов активного и спокойного Солнца.

В настоящее время с учетом того, что солнечная постоянная не является неизменной величиной, ее определение изменилось. Полное количество солнечной энергии по всему спектру, падающее за единицу времени на единицу площади, перпендикулярную солнечным лучам, на среднем расстоянии Земли от Солнца за пределами земной атмосферы (под которым ранее понималась солнечная постоянная) теперь обозначается как TSI (суммарный или общий поток излучения). Под солнечной постоянной понимается среднее многолетнее значение TSI при расстоянии 1 а.е. (астрономическая единица), которое равно 1361 Вт/м².

Главная особенность поступления солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы состоит в том, что Земля вращается вокруг Солнца по эллиптической орбите и находится от него в среднем на расстоянии 149,6 млн км (1 а.е.). Колебания этой величины в настоящее время составляют около 5 млн км в зависимости от времени года. В теории движения Земли по эллиптической орбите устанавливается соотношение:

$$\left(\frac{r_0}{r}\right)^2 dt = \frac{\Pi_0 d\lambda_s}{2\pi\sqrt{1-e^2}}, \quad (7.2)$$

где r , r_0 – соответственно фактическое и среднее расстояние от Земли до Солнца; Π_0 – длина тропического года (время между последовательными вступлениями Солнца в точку весеннего равноденствия); e – эксцентриситет орбиты Земли $e = 0,0167$; λ_s – геоцентрическая долгота Солнца.

Иначе фактически поступающую к Земле радиацию (I^*) можно выразить через солнечную постоянную (I_0) и относительное расстояние до Солнца в долях а.е. (r/r_0):

$$I^* = \frac{I_0}{(r/r_0)^2} \quad (7.3)$$

При нахождении Земли в перигелии (от греч. *peri* – возле, около и *helios* – Солнце) – ближайшей к Солнцу точке орбиты 3 января расстояние равно 147,1 млн км и в Северном полушарии в это время зима. Самое большое расстояние до Солнца в афелии (от греч. *apo* – вдали от и *helios* – Солнце) 5 июля, когда в Северном полушарии лето, и оно равно 152,1 млн км. (рис. 7.5).



Рис. 7.5. Изменение расстояния при движении Земли вокруг Солнца

Количественные значения относительных расстояний между Землей и Солнцем в разные дни года приведены в табл. 7.2.

Таблица 7.2
Относительные расстояния от Земли до Солнца (r/r_0) в разные дни года
(номер дня от начала года)

№ дня	r/r_0	№ дня	r/r_0	№ дня	r/r_0	№ дня	r/r_0	№ дня	r/r_0
1	0.98331	74	0.99446	152	1.01403	227	1.01281	305	0.99253
15	0.98365	91	0.99926	166	1.01577	242	1.00969	319	0.98916
32	0.98536	106	1.00353	182	1.01667	258	1.00566	335	0.98608
46	0.98774	121	1.00756	196	1.01646	274	1.00119	349	0.98426
60	0.99084	135	1.01087	213	1.01497	288	0.99718	365	0.98333

В день зимнего солнцестояния 22 декабря, когда Земля находится в перигелии, интенсивность солнечной радиации примерно на 3,3% больше, а в день летнего солнцестояния 22 июня – на 3,3% меньше, чем весной и осенью.

Второй главной особенностью поступления солнечной энергии на внешнюю границу атмосферы является изменение наклона падения солнечных лучей. Величина инсоляции (приходящей солнечной радиации) меняется во времени и от места к месту в соответствии с изменением угла, под которым солнечные лучи падают на поверхность Земли: чем выше Солнце над головой, тем она больше. Изменения этого угла определяются в основном обращением Земли вокруг Солнца и ее вращением вокруг своей оси.

Плоскость орбиты Земли называется плоскостью эклиптики. Обращение Земли вокруг Солнца не имело бы большого значения, если бы земная ось была перпендикулярна плоскости орбиты Земли. В этом случае в любой точке земного шара в одно и то же время суток Солнце поднималось бы на одинаковую высоту над горизонтом, и проявлялись бы только небольшие сезонные колебания инсоляции, обусловленные изменением расстояния от Земли до Солнца. Но на самом деле земная ось отклоняется от перпендикуляра к плоскости орбиты на $23^{\circ}30'$, и из-за этого меняется угол падения солнечных лучей в зависимости от положения Земли на орбите, и на Земле происходит смена времен года. В связи с наклоном Земли равные потоки подходящей солнечной энергии приходятся у полюсов на большую площадь, а в тропиках и на экваторе – на меньшую. Тогда единица площади у полюсов получает меньше энергии, чем та же единица площади в тропиках.

Для практических целей удобно считать, что Солнце во время годового цикла смещается к северу в период с 21 декабря по 21 июня и к югу – с 21 июня по 21 декабря. В местный полдень 21 декабря вдоль всего Южного тропика ($23^{\circ}30'$ ю.ш.) Солнце «стоит» прямо над головой. В это время в южном полушарии солнечные лучи падают под наибольшим углом. Такой момент в северном полушарии носит название «зимнего солнцестояния». В ходе кажущегося смещения к северу Солнце пересекает небесный экватор 21 марта (весеннее равноденствие). В этот день оба полушария получают одинаковое количество солнечной радиации. Наиболее

северного положения в $23^{\circ}3'$ с.ш. (Северного тропика), Солнце достигает 21 июня. Этот момент, когда в северном полушарии солнечные лучи падают под наибольшим углом, называется летним солнцестоянием. В осеннее равноденствие, 23 сентября, Солнце вновь пересекает небесный экватор.

Наклоном земной оси к плоскости орбиты Земли обусловлены изменения не только угла падения солнечных лучей на земную поверхность, но и ежесуточной продолжительности солнечного сияния. В равноденствие продолжительность светового дня на всей Земле (за исключением полюсов) равна 12 ч, в период с 21 марта по 23 сентября в северном полушарии она превышает 12 ч, а с 23 сентября по 21 марта – меньше 12 ч. Севернее $66^{\circ}30'$ с.ш. (Северного полярного круга) с 21 декабря полярная ночь длится круглые сутки, а с 21 июня в течение 24 ч продолжается световой день. На Северном полюсе полярная ночь наблюдается с 23 сентября по 21 марта, а полярный день – с 21 марта по 23 сентября.

Таким образом, причиной двух отчетливо выраженных циклов атмосферных явлений – годового, продолжительностью 365 и $1/4$ суток, и суточного, 24-часового, – является вращение Земли вокруг Солнца и наклон земной оси.

Если обозначить через h_0 (рис. 7.6) высоту Солнца, то непосредственно на единицу горизонтальной поверхности AC приходится радиации во столько раз меньше, во сколько раз AC больше AB . Обозначив количество солнечной радиации, падающей на 1 см^2 в 1 мин. на площадку AB , через I_0 , а на площадку AC – через I_h , получим:

$$I_h = I_0 \sin h_0. \quad (7.4)$$

Тогда с учетом изменения расстояния до Солнца и высоты Солнца над горизонтом приходящая радиация будет вычисляться как:

$$I^* = \frac{I_0}{(r/r_0)^2} \sin h_0 \quad (7.5)$$

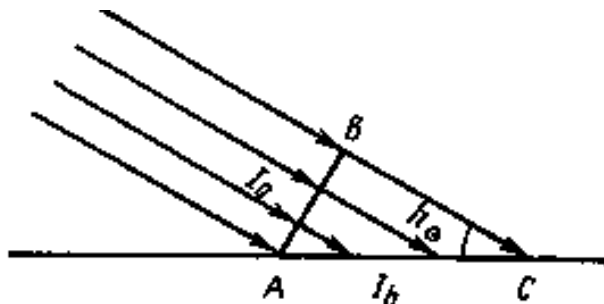


Рис.7.6. Поступление солнечной энергии на единицу горизонтальной поверхности

Из астрономии известно, что:

$$\sin h_0 = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \psi , \quad (7.6)$$

где φ — широта места; δ — склонение Солнца; ψ — местный часовой угол Солнца.

Следовательно, приток тепла от солнечной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность, зависит:

- от широты места φ , чем в основном обуславливаются различия климатических поясов земного шара;
- от склонения Солнца δ , которое изменяется в течение года от $\delta = 23,5^\circ\text{N}$ до $\delta = 23,5^\circ\text{S}$, чем обуславливаются времена года;
- от местного часового угла Солнца ψ , которым обуславливается суточный ход интенсивности солнечной радиации.

Для четырех характерных дней в году (дни равноденствия и солнцестояния) координаты Солнца определяются точно и значения склонения Солнца соответственно равны: $\delta = 0^\circ 00'$ на 21 марта и 23 сентября, $\delta = 23^\circ 26'$ на 22 июня и $\delta = -23^\circ 26'$ на 22 декабря. В остальные дни склонение определяется из решения сферических треугольников и его изменение происходит неравномерно в течение года и выражено синусоидой. Склонение быстрее всего изменяется вблизи равноденствий, примерно $\pm 0,4^\circ$ в сутки в течение 30 дней до и 30 дней после равноденствия. Медленнее всего изменения склонения Солнца происходят вблизи солнцестояний: $\pm 0,1^\circ$ в сутки в течение 30 дней до и 30 дней после солнцестояния. В промежутках скорость изменения склонения Солнца приблизительно $\pm 0,3^\circ$ в сутки. Если количество вычисленных точек синусоиды

внутригодового изменения склонения достаточно велико, то между ними можно осуществлять линейную интерполяцию для получения склонения на каждый день, как, например, по табл. 7.3

Таблица 7.3

Склонение Солнца (δ) в разные дни года

Чис- ла	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	-23.02	-17.11	-7.41	4.26	15.00	22.01	23.08	18.05	8.23	-3.05	-14.20	-21.46
5	-22.39	-16.00	-6.09	5.58	16.11	22.31	22.49	17.03	6.55	-4.37	-15.37	-22.20
10	-22.00	-14.26	-4.13	7.51	17.04	23.00	22.16	15.39	5.03	-6.32	-17.04	-22.53
15	-21.20	-12.46	-2.15	9.40	18.48	23.18	21.34	14.08	3.08	-8.25	-18.25	-23.15
20	-19.58	-10.39	0.08	11.46	20.08	23.27	20.32	12.13	0.49	-10.36	-19.51	-23.26
25	-19.02	-9.11	1.42	13.06	20.54	23.24	19.43	10.51	-0.45	-12.00	-20.42	-23.24

Часовой угол ψ – это угол между плоскостью меридиана данного места и плоскостью, проходящей через ось вращения Земли и Солнца. Он связан с длиной солнечных суток $\Pi = 86400$ с и местным солнечным временем t соотношением:

$$\psi = \frac{2\pi}{\Pi} t \quad (7.7)$$

При этом время отчитывается от местного полудня, а угол ψ от меридиана места на запад.

На основе формул (7.4) и (7.6) можно определить приходящую радиацию в единицу времени (минуту или секунду) на единицу площади (м^2). Для того, чтобы получить значение инсоляции за сутки или суточную инсоляцию Q_c , следует просуммировать ее единичные значения за светлое время суток, т. е. когда светит солнце:

$$Q_c = \int_{-t_0}^{t_0} I^* dt = \frac{\Pi}{2\pi} \int_{-\psi_0}^{\psi_0} I^* d\psi \quad , \quad (7.7)$$

где: $-t_0, t_0$, – моменты восхода и захода Солнца, $-\psi_0, \psi_0$ – часовые углы этих моментов, определяемые из (7.5) при равенстве правой части нулю, что дает выражение:

$$\cos \psi_0 = -\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta, \quad (7.8)$$

На экваторе ($\varphi = 0$) $\psi_0 = \pi/2$ и продолжительность солнечных суток равна 12 час, а их половина $t_0 = 6$ час.; в условиях полярного дня $\psi_0 = \pi$ и $t_0 = 12$ час.; а в условиях полярной ночи $\psi_0 = 0$ и $t_0 = 0$.

Принимая, что в течение суток δ и r/r_0 практически не изменяются, и их можно принять постоянными, из (7.7) с учетом (7.4) и (7.6) следует выражение для расчета суточной инсоляции через часовые углы:

$$Q = \frac{I_0 \Pi}{\pi R^2} (\psi_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \psi_0) \quad (7.9)$$

или через половину солнечных суток (t_0):

$$Q = \frac{2I_0}{R^2} [t_0 \sin \varphi \sin \delta + \frac{\Pi}{2\pi} \cos \varphi \cos \delta \sin(\frac{2\pi}{\Pi} t_0)], \quad (7.10)$$

где: $R = r/r_0$.

Формулы (7.9) и (7.10) показывают, что суточная инсоляция зависит от широты и времени года и ее распределение обладает широтной зональностью. Впервые расчет суточной инсоляции с привлечением уравнений эллиптической орбиты Земли или уравнений Кеплера выполнил сербский ученый Милутин Миланкович (1879–1958 гг.). Распределение приходящей солнечной радиации по широтам и внутри года приведено на рис. 7.7.

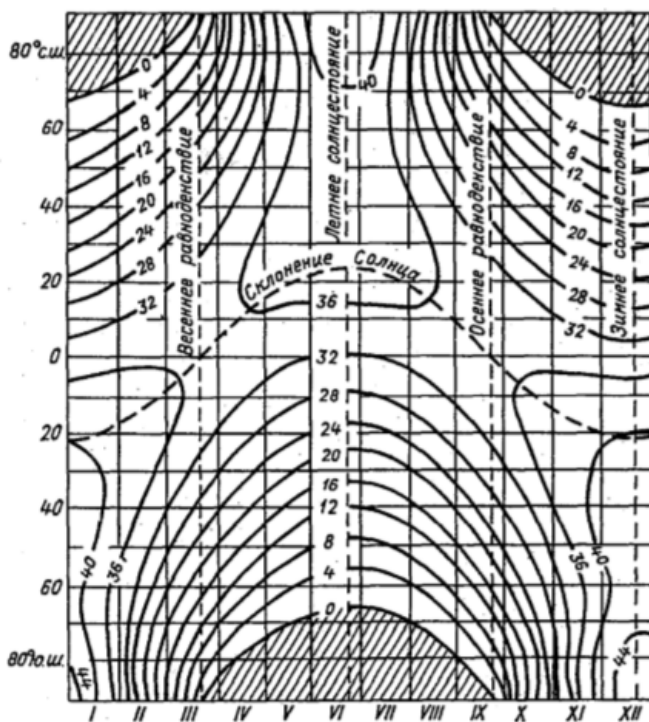


Рис. 7.7. Внутригодовое и широтное распределения приходящей радиации на верхней границе атмосферы (МДж/м²)

Из рис. 7.7 следует, что распределение приходящей радиации, хотя и зависят от широты и времени года, но имеет достаточно сложный вид. Так, в день летнего солнцестояния в северном полушарии максимальное значение суточной инсоляции, равное $Q = 45,62$ МДж/м² наблюдается на северном полюсе. Второй широтный максимум в этот день, равный $Q = 42,04$ МДж/м², имеет место на $43,5^\circ$ с.ш., где меньше продолжительность дня, но большая высота Солнца над горизонтом. В день зимнего солнцестояния инсоляция равна нулю на всех широтах выше полярного круга ($\varphi = 66,5^\circ$ с.ш.), а в направлении от полярного круга к экватору она монотонно растет. В южном полушарии в этот день летнее солнцестояние, и максимум на Южном полюсе равен $Q = 48,7$ МДж/м², и он больше максимума на Северном полюсе 22 июня, а второй

максимум на $43,5^\circ$ ю.ш. и равен $Q = 44,95$ МДж/м², что также больше, чем в северном полушарии на той же широте.

Поэтому, если сравнить инсоляцию в одни и те же дни летнего полугодия и на одних и тех же широтах, то в южном полушарии ее поступает больше, чем в северном. Это объясняется тем, что Земля летом северного полушария находится в настоящий исторический период вблизи афелия (152 млн км от Солнца), а летом южного полушария – вблизи перигелия (147 млн км от Солнца). По этой же причине зимние инсоляции в южном полушарии меньше, чем в северном полушарии.

Формула (7.9) имеет более простой вид в некоторых частных случаях. Так в дни весеннего и осеннего равноденствия $\psi_0 = \pi/2$, $\delta = 0$ и инсоляция от максимума на экваторе убывает к полюсам пропорционально $\cos\varphi$, что выражается формулой:

$$Q = \frac{I_0 \Pi}{\pi R^2} \cos \varphi \quad (7.11)$$

Для широт, где имеет место полярный день $\psi_0 = \pi$ и суточная инсоляция рассчитывается по формуле:

$$Q = \frac{I_0 \Pi}{R^2} \cos \varphi \sin \delta \quad (7.12)$$

При этом в северном полушарии в период с 21 марта по 24 мая и с 20 июля по 23 сентября наблюдаются два широтных максимума: один в низких широтах, а второй меньший на полюсе, а в период с 25 мая по 19 июля на полюсе наблюдается больший максимум, а в субтропиках – меньший.

Из формулы (7.8) можно определить условия полярной ночи, когда радиация не поступает, а также на каждый день года – широту на которой наступает полярная ночь (φ_n):

$$\operatorname{tg} \varphi_n \operatorname{tg} \delta = -1, \quad (7.13)$$

Пример широт и дат начала и окончания полярной ночи для них дан в табл. 7.4.

Таблица 7.4

Широты φ_n и даты начала и окончания полярной ночи для них

Дата	23.09	16.10	8.11	30.11	22.12	3.01	4.02	26.02	21.03
φ_n	90°	81°10'	73°20'	68°40'	66°30'	68°40'	73°20'	81°10'	90°

Как следует из данных табл. 7.4, на Северном полюсе полярная ночь длится с 23 сентября по 21 марта, на широте 81°10' – с 16 октября по 26 февраля, на широте 68°40' – с 30 ноября по 3 января, а на полярном круге ($\varphi_n = 66°30'$) всего одни сутки 22 декабря.

Последовательность и примеры расчета суточной приходящей солнечной радиации даны в «Практикуме по климатологии. Часть 1» [4].

Суммируя суточные значения инсоляции можно получить ее значение за полугодия (летнее и зимнее от дней равноденствия) и за год. Можно также проинтегрировать суточные значения инсоляции и получить формулу для расчета ее годового значения (Q_0), имеющую вид:

$$Q_0 = \frac{I_0 T_0}{\pi \sqrt{1-e^2}} S(\varepsilon, \varphi) \quad , \quad (7.14)$$

где: $S(\varepsilon, \varphi)$ – функция, выражаемая через эллиптические функции; ε – угол наклона земного экватора к эклиптике (орбите Земли вокруг Солнца), равный 23,44570°;

$T_0 = 365.2422$ – число солнечных суток (длина года).

Тогда, выражая инсоляцию за полугодия через суммарную годовую инсоляцию можно получить следующие расчетные формулы:

$$Q_S = \frac{Q_0}{2} + \frac{I_0 T_0}{2\pi \sqrt{1-e^2}} \sin \varepsilon \sin \varphi \quad , \quad (7.15)$$

$$Q_N = \frac{Q_0}{2} - \frac{I_0 T_0}{2\pi \sqrt{1-e^2}} \sin \varepsilon \sin \varphi \quad , \quad (7.16)$$

где: Q_S , Q_N – суммарная инсоляция за летнее (с 21 марта по 23 сентября) и зимнее (с 23 сентября по 23 марта) полугодия соответственно. Результаты расчетов инсоляции по (7.14)–(7.16) за год и полугодия приведены в табл. 7.5.

Таблица 7.5

Летняя, зимняя и годовая инсоляция на различных широтах (ГДж/м ²)										
φ°	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Q_S	6.72	7.12	7.31	7.33	7.12	6.74	6.24	5.80	5.63	5.57
Q_N	6.72	6.15	5.40	4.52	3.52	2.47	1.40	0.56	0.13	0
Q_0	13.44	13.27	12.71	11.85	10.64	9.21	7.64	6.36	5.76	5.57

Из данных табл. 7.5 следует, что летняя инсоляция увеличивается от экватора до широты 30° и затем убывает до полюса. Причем радиация на полюсе в летнее полугодие всего на 20% меньше, чем на экваторе. Зимой же на полюсе инсоляция отсутствует, а максимум имеет место на экваторе и затем монотонно падает к полюсу. При этом градиент инсоляции экватор–полюс в зимнее полугодие в 5,8 раза больше, чем в летнее полугодие. Отсюда следует, что интенсивность теплового обмена и циркуляции воздуха между экватором и полюсом (градиент экватор–полюс) зимой значительно больше, чем летом.

Приведенные в табл. 7.5 значения инсоляции одинаковы для одних и тех же широт, как в северном, так и южном полушарии. Вместе с тем ранее было отмечено, что южное полушарие в современный период получает больше энергии от Солнца в свое летнее полугодие, чем северное. Поэтому, если посчитать продолжительности летнего (T_S) и зимнего (T_N) астрономических полугодий в северном полушарии по формулам:

$$T_S = \frac{T_0}{2} \left(1 + \frac{4}{\pi} e \sin \lambda_{\pi} \right) \quad (7.17)$$

$$T_N = \frac{T_0}{2} \left(1 - \frac{4}{\pi} e \sin \lambda_{\pi} \right) , \quad (7.18)$$

где λ_{Π} – долгота перигелия земной орбиты, то окажется, что они не равны между собой, и их разность:

$$T_S - T_N = \frac{4T_0}{\pi} e \sin \lambda_{\Pi} \quad (7.19)$$

составляет 7,6557 солнечных суток при современном $e \sin \lambda_{\Pi} = 0,016454$.

Отсюда летнее астрономическое полугодие в южном полушарии короче, чем летнее астрономическое полугодие в северном полушарии более, чем на 7 суток. В табл. 7.6 приведены среднесуточные значения инсоляции за полугодия в северном и южном полушариях.

Таблица 7.6

Средние за астрономические полугодия значения суточной инсоляции на различных широтах (МДж/м²)

Полушарие	φ								
	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Летнее полугодие									
Северное	37,5	38,5	38,6	37,5	35,6	32,9	30,6	29,7	29,3
Южное	39,1	40,2	40,3	39,1	37,1	34,3	31,9	30,9	30,6
Зимнее полугодие									
Северное	33,8	29,7	24,8	19,3	13,6	7,7	3,1	0,7	0,0
Южное	32,4	28,5	23,8	18,5	13,0	7,4	3,0	0,7	0,0

Из данных табл. 7.6 следует, что в летнее астрономическое полугодие поступление радиации в южном полушарии больше, чем в северном для любой одинаковой широты. В зимнее же астрономическое полугодие ситуация обратная: южное полушарие получает меньше радиации, чем северное. Поэтому разность между летней и зимней инсоляцией в южном полушарии больше, чем в северном, и она монотонно увеличивается с широтой от экватора к полюсу.

Подобное несоответствие в количестве радиации в разных полушариях и разной продолжительности астрономических полугодий неудобно для решения задач теории климата. Поэтому

М. Миланкович предложил рассматривать полугодия одинаковой длины $T_0/2$, когда на данной широте любое значение суточной инсоляции в летнее полугодие больше любого значения суточной инсоляции в зимнем полугодии и такие полугодия назвать калорическими полугодиями. Формулы для расчета инсоляции в летнее (Q_S^*) и зимнее (Q_N^*) калорические полугодия имеют следующий вид:

$$Q_S^* = \frac{Q_0}{2} + \frac{I_0 T_0}{2\pi} \left(\sin \varepsilon \sin \varphi - \frac{4}{\pi} e \sin \lambda_{II} \cos \varphi \right) \quad (7.20)$$

$$Q_N^* = \frac{Q_0}{2} - \frac{I_0 T_0}{2\pi\sqrt{1-e^2}} \left(\sin \varepsilon \sin \varphi - \frac{4}{\pi} e \sin \lambda_{II} \cos \varphi \right) \quad (7.21)$$

Тогда за калорические полугодия в отличие от астрономических (табл. 7.5) летняя и зимняя инсоляция в разных полушариях неодинаковы. Так в летнее калорическое полугодие суммарная инсоляция в южном полушарии будет больше, чем в северном, а в зимнее наоборот меньше, чем в северном на одной и той же широте. При расчете же сезонных значений инсоляции за астрономические полугодия неодинаковость поступающей радиации к полушариям компенсировалась разной продолжительностью полугодий и поэтому летняя и зимняя радиация в обоих полушариях оказывались одинаковыми.

Приходящая радиация, как следует из всех рассмотренных особенностей ее поступления и изменения во времени, зависит также и от характеристик орбитального движения Земли, которые изменяются, хотя и очень медленно, с периодами от 21 тыс. лет для прецессии до 92 тыс. лет для эксцентриситета. Астрономическая гипотеза или теория изменения климата была предложена М. Миланковичем и будет детально рассмотрена во второй части курса лекций, который имеет самостоятельное название «Динамика климата» [5]. Здесь же интересно показать только один фрагмент этого влияния, связанного с увеличением наклона земной оси на 1° . При этом, фактические колебания наклона земной оси достигают $2,5^\circ$ при среднем периоде цикла колебаний в 40 тыс. лет.

В табл. 7.7 приведено изменение приходящей солнечной радиации за год и сезоны при увеличении угла наклона земной оси на 1° в %.

Таблица 7.7

Изменение солнечной радиации летом, зимой и за год (в %) на различных широтах при увеличении угла наклона земной оси на 1°

Широта	Лето	Зима	Год
0	-0.35	-0.35	-0.35
10	-0.04	-0.69	-0.34
20	+0.26	-1.07	-0.30
30	+0.59	-1.54	-0.22
40	+0.96	-2.17	-0.08
50	+1.41	-3.14	+0.19
60	+2.04	-4.78	+0.78
70	+3.18	-4.64	+2.49
80	+4.02	-	+4.02

Из данных табл. 7.7 следует, что годовая сумма радиации будет увеличиваться от 50° широты к полюсу, где достигнет максимума в 4%. На экваторе и в низких широтах суммарная годовая радиация несколько уменьшится с наибольшим уменьшением в 0,35% на экваторе. Такое изменение обусловлено с разным изменением по сезонам. Летом радиация увеличивается практически на всех широтах от 20° широты к полюсу, где рост составляет +4%, а зимой наоборот уменьшается к полюсу, где наибольшее уменьшение составит -4,8% на 60° широты. Поэтому увеличение или уменьшение угла наклона земной оси даже на 1° приводит с существенным климатическим изменениям:

- при увеличении угла наклона (увеличение склонения Солнца) – усиливаются сезонные (лето теплее, зима холоднее) и уменьшаются широтные различия (уменьшение градиента экватор – полюс);
- при уменьшении угла наклона – уменьшаются сезонные различия (лето холоднее, зима теплее) и увеличиваются широтные (увеличение градиента экватор – полюс).

Во втором случае при уменьшении угла наклона земной оси уменьшается амплитуда внутригодовых колебаний и увеличиваются широтные контрасты, что является благоприятными условиями для возникновения оледенений на планете. Это связано с тем, что теплая зима практически не изменяет площадь снежного покрова и альбедо планеты, но из-за холодного лета снег может не стаять и постепенно накапливаться за многолетний период.

7.3. Трансформация солнечной энергии в атмосфере

Солнечная радиация при продвижении сквозь толщу атмосферы к поверхности Земли ослабевает за счет двух причин [7]:

- поглощения термодинамическими активными примесями;
- рассеяния в облаках, аэрозолях, и за счет микронеоднородностей воздуха.

Поглощение

Коротковолновое излучение Солнца охватывает спектральный интервал от 0,1 до 4 мкм. Излучение с длинами волн короче 0,29 мкм полностью поглощается уже в самых верхних слоях атмосферы молекулами азота, кислорода, озона и атомами азота и кислорода. При поглощении излучения происходит либо, разогрев воздуха, либо его ионизация. Поэтому температура воздуха и концентрация ионов в верхнем слое атмосферы – термосфере или ионосфере очень велики. В результате поглощения солнечного ультрафиолетового излучения часть молекул кислорода и азота в верхней атмосфере претерпевает фотохимическую диссоциацию и распадается на атомарный кислород и азот, участвующие также в поглощении радиации.

Ниже, в мезосфере и верхней стратосфере, где поглощается относительно более длинноволновое и более интенсивное ультрафиолетовое излучение, энергия идет главным образом на нагревание воздуха. Здесь ведущую роль в поглощении радиации играет озон. Максимальная концентрация молекул озона наблюдается в слое от 20 до 35 км. Однако поглощательная способность озона в интервале 0,22–0,29 мкм настолько велика, что энергия этого сол-

нечного излучения полностью поглощается уже в самой верхней части слоя озона, на высоте около 55 км. Благодаря этому на данной высоте температура воздуха увеличивается до 10°C. Из всего потока солнечной радиации озон поглощает около 4% энергии. Таким образом, он имеет большое значение для термического режима мезосферы и верхней стратосферы. Но самая важная роль озона состоит в том, что он практически полностью поглощает опасное для всего живого на Земле жесткое ультрафиолетовое гамма, альфа и бета излучение или рентгеновские лучи. Кроме того, озон имеет полосы поглощения и в видимой части спектра 0,44–1,18 мкм (полосы Шаппюи). Особенно сильным является поглощение в диапазоне 0,22–0,29 мкм (полосы Хартли) и в диапазоне 0,31–0,36 мкм (полосы Хеггинса). Ультрафиолетовое излучение поглощается также кислородом в полосе 0,13–0,24 мкм. Водяной пар и углекислый газ имеют полосы поглощения, приходящиеся в основном на ближнюю инфракрасную область.

В нижней атмосфере имеется только одна газообразная составляющая, которая способна поглощать значительное количество солнечной радиации, – это водяной пар. Обычно им поглощается около 10% солнечного излучения, однако в зависимости от локальных концентраций водяных паров эта величина может несколько изменяться. Кроме того, часть радиации поглощается здесь облаками и присутствующими в атмосфере частицами пыли.

Изменение спектра приходящей солнечной радиации после его поглощения различными атмосферными газами показано на рис. 7.8.

Рассеяние

Рассеяние коротковолнового излучения в атмосфере происходит на микронеоднородностях воздуха, на частицах аэрозоля и облачных частицах, обладающих различными коэффициентами преломления. На неоднородностях воздуха или частицах с размерами меньше длины волны происходит рэлеевское рассеяние. В результате рассеяния формируется рассеянная радиация – часть солнечного излучения, преобразованная в атмосфере из прямой солнечной радиации в радиацию, идущую по всем направлениям.

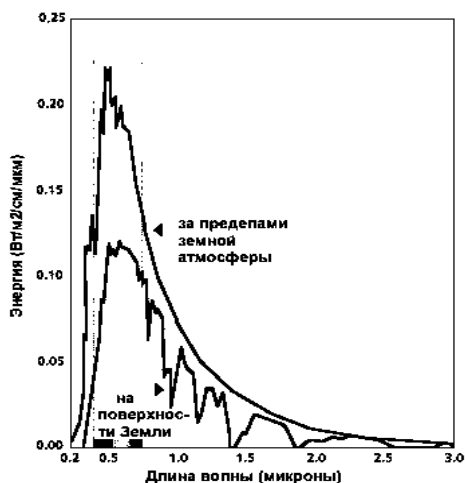


Рис. 7.8. Трансформация спектра приходящей радиации в атмосфере Земли за счет поглощения

Значительная часть рассеянной радиации обусловлена рассеянием молекулами воздуха, которые вследствие беспорядочного теплового движения образуют флуктуации плотности и тем самым оптическую неоднородность атмосферы. Это молекулярное рассеяние очень близко к рассеянию по закону Релея, т. е. обратно пропорционально четвертой степени длины волны радиации, подвергающейся рассеянию. Радиация распространяется от рассеивающих частиц воздуха так, как если бы эти частицы сами были источником излучения.

Рассеяние на более крупных частичках аэрозолей (аэрозольное рассеяние) обратно пропорционально меньшим степеням длины волны, а для капель тумана, облаков и мороси совсем не зависит от длины волны и переходит в диффузное отражение.

Пространственное распределение интенсивности рассеянной радиации зависит от угла рассеяния (угол между направлениями падающего и отклоненного лучей рассеяния) и величины рассеивающей частички. Графически оно представляется индикатрисой рассеяния. В случае молекулярного рассеяния — рассеяние в направлении падающего луча и в обратном направлении одинаковы по интенсивности и вдвое больше, чем в направлении, перпен-

дикулярном к лучу. В случае рассеяния крупными частицами интенсивность в направлении падающего луча значительно превышает интенсивность в обратном направлении. Рассеянная радиация подвергается вторичному рассеянию.

Рассеянием радиации объясняются голубой цвет неба, дневное освещение в отсутствие прямых солнечных лучей, поляризация небесного света, дымка и другие оптические явления.

В идеальной атмосфере рассеяние является практически единственной причиной ослабления прямой солнечной радиации. В действительной атмосфере к нему присоединяется поглощение.

Наибольшее рассеяние (и поглощение) имеет место в облаках. На рис. 7.9 показаны схемы уменьшения приходящей солнечной радиации за счет поглощения и рассеяния в двух случаях: при ясном небе и при сплошной облачности. Как видно из рис. 7.9, при ясном небе до поверхности земли доходит 80% радиации, поступившей на верхнюю границу атмосферы. Потеря радиации в 20% связана со следующими процессами:

- рассеяние в космическое пространство в верхней атмосфере (7%);
- поглощение радиации в верхней атмосфере в основном озоном (3%);
- поглощение радиации в нижней атмосфере преимущественно водяным паром (10%).

Если же небо практически полностью покрыто облаками, то до поверхности земли доходит всего 25% поступающее радиации. При этом 20% обусловлено теми же причинами, что и при ясном небе, а еще 55% облаками:

- рассеяние или отражение радиации в космическое пространство (45%);
- поглощение радиации в облаках (10%).

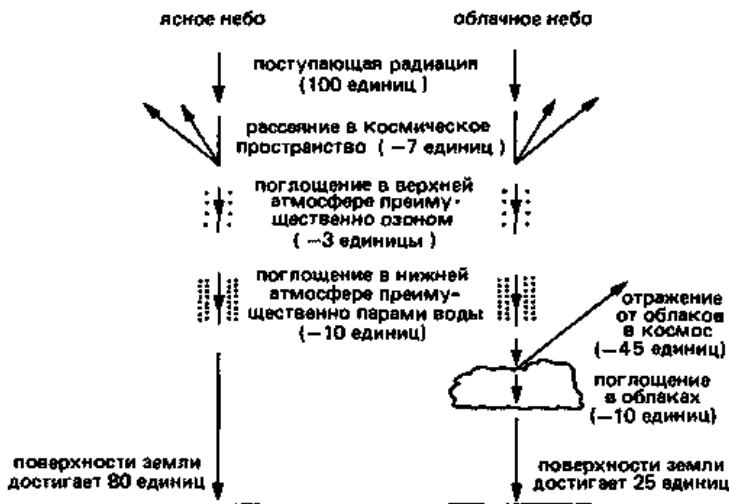


Рис.7.9. Трансформация приходящей радиации в атмосфере Земли за счет рассеяния и поглощения

В результате к поверхности земли доходит радиация двух видов: прямая (I), проходящая прямо через толщу атмосферы, и та часть рассеянной (i) или отраженной от облаков, аэрозолей или неоднородностей воздуха радиации, которая направлена к поверхности земли. Общая или суммарная радиация (S), доходящая до поверхности, поэтому является суммой прямой и рассеянной радиации. Суммарная радиация зависит от угла падения солнечных лучей, продолжительности дня, облачности, прозрачности атмосферы и ряда других факторов.

При расчетах вначале устанавливают зависимости ослабления радиации при безоблачном небе, а затем корректируют полученное значение на влияние облачности.

При безоблачной атмосфере приходящая суммарная радиация (S_0) рассчитывается по формуле:

$$S_0 = \frac{I_0 \sinh_0}{1 - 2b\tau \operatorname{cosec}(h_0)}, \quad (7.22)$$

где: h_0 – угловая высота Солнца, τ – оптическая масса атмосферы, b – множитель, зависящий от угловой высоты Солнца.

Наибольшая угловая высота Солнца в местный полдень и оптическая масса атмосферы зависят от широты места, поэтому и количество суммарной радиации тоже будет зависеть от широты. Такая зависимость представлена на рис. 7.10 для безоблачного неба. Из рис. 7.10 следует, что поток суммарной радиации при безоблачном небе быстро растет от приполярных районов до 50° широты, затем, медленно возрастая, достигает максимума у экватора.

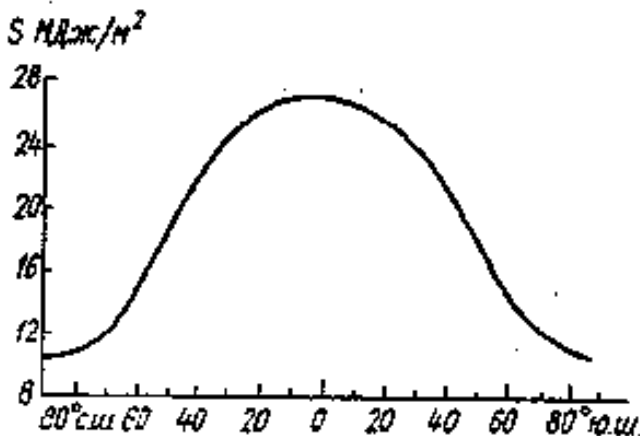


Рис. 7.10. Зависимость суммарной солнечной радиации за год (S) от широты (φ) при безоблачном небе

При безоблачном небе приходящая солнечная радиация уменьшается в среднем на 20%.

Влияние облачности на ослабление суммарной радиации можно выразить следующей эмпирической формулой:

$$S = S_0[1 - (a + bn)n], \quad (7.23)$$

где: n – балл облачности в долях единицы, a , b – эмпирические коэффициенты, зависящие от широты.

При расчете по (7.23) при отсутствии облачности ($n=0$) S составляет 80% от общей радиации на верхней границе атмосферы, при средней облачности ($n = 0,5$) $S=65\%$, а при сплошной облачности ($n=1$) $S=20\%$. Таким образом, облачность в среднем уменьшает приходящую радиацию еще на 20–30%.

В результате суммарного влияния факторов поглощения и рассеяния при средней облачности поверхности земли достигает в среднем 50–60% от приходящей к верхней границе атмосферы радиации.

Литература

1. Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С. Курс климатологии. Ч. I и II. – Л.: Гидрометеиздат, 1952. – 487 с.
2. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
3. Кароль И.Л. Введение в динамику климата Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 295 с.
4. Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шаду́рский А.Е. Практикум по климатологии. Часть 1: учебное пособие. – СПб., 2011. – 144 с.
5. Лобанов В.А. Лекции по климатологии. Динамика климата (Книга 1). – СПб.: РГГМУ, 2016. – 332 с.
6. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 215 с.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 751 с.

Учебное издание

Владимир Алексеевич Лобанов

ЛЕКЦИИ ПО КЛИМАТОЛОГИИ

ЧАСТЬ 1

ОБЩАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ

Книга 1

Печатается в авторской редакции.

Подписано в печать 18.06.2019. Формат 60×90 $\frac{1}{16}$.

Гарнитура Times New Roman.

Печать цифровая. Усл. печ. л. 23,63. Тираж 150 экз. Заказ № 784.

РГГМУ, 192007, Санкт-Петербург, Воронежская ул., 79.