

#### В. Е. Зуев, В. С. Комаров

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТ АТМОСФЕРЫ

# СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

#### Том 1

## СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТ АТМОСФЕРЫ

Том 2

ОПТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ

Том 3

СПЕКТРОСКОПИЯ АТМОСФЕРЫ

Том 4

ОПТИКА АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Том 5

ОПТИКА ТУРБУЛЕНТНОЙ АТМОСФЕРЫ

Том 6

НЕЛИНЕЙНАЯ ОПТИКА АТМОСФЕРЫ

Том 7

ОБРАТНЫЕ ЗАДАЧИ ОПТИКИ АТМОСФЕРЫ

Том 8

ДИСТАНЦИОННОЕ ОПТИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ

Том 9

ОПТИКА АТМОСФЕРЫ И КЛИМАТ

# АТМОСФЕРНОЙ ОПТИКИ

# Том 1

В. Е. Зуев, В. С. Комаров

# СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТ АТМОСФЕРЫ



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1986



Рецензенты: д-р физ.-мат. наук И. Л. Кароль, канд. физ.-мат. наук О. М. Покровский (Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова)

Излагаются результаты комплексного физико-статистического анализа высотного распределения температуры и малых газовых составляющих в тропосфере и стратосфере северного полушария.

Рассмотрены современные методы климатического обобщения и преобразования данных традиционных (радиозондовых) и новых (спутниковых, озонометрических и др.) видов наблюдений. Представлены результаты оригинального аэроклиматического районирования северного полушария. Даны описания среднезональных и региональных моделей атмосферы и рекомендации по их практическому использованию.

Книга предназначена для специалистов, работающих в области атмосферной оптики, физики атмосферы, климатологии и смежных дисциплин.

The book "Statistical Models of Temperature and Gaseous Components of the Atmosphere" by V. E. Zuev and V. S. Komarov is concerned with the complex physico-statistical analysis of high-altitude distribution of temperature and traces in tropo- and stratosphere of the Northern Hemisphere.

The up-to-date methods of climatic generalization and transformation of traditional (radiosonde) and novel (sattelite, ozonometrical etc.) observations have been considered. The results are presented of original aeroklimatological division of the Northern hemisphere into districts. The mid-zonal and regional models of the atmosphere and the recommendations to their practical applications have been described.

The book is addressed to specialists in atmospheric optics, atmospheric physics, climatology and adjacent fields. Среди современных проблем физики и оптики атмосферы особое место занимают проблемы изучения протекающих в атмосфере различных по масштабам и физической природе процессов и явлений с широким использованием богатого арсенала методов и средств оптических исследований.

Изучение закономерностей взаимодействия электромагнитных волн оптического диапазона с атмосферой как поглощающей, рассеивающей и случайно-неоднородной средой достигло сегодня такого уровня, при котором стало возможным получение надежных количественных данных о поглощении и рассеянии солнечного и любого другого оптического излучения для данной реальной физической модели атмосферы с высоким пространственно-временным разрешением и с учетом атмосферной турбулентности, Другими словами, в настоящее время достигнут существенный прогресс в решении прямых задач проблемы распространения электромагнитных волн оптического диапазона в атмосфере. Одновременно значительно продвинуто и решение соответствующих обратных задач, являющихся основой современных достаточно развитых дистанционных методов оптического зондирования атмосферы (как пассивных, так и активных).

Значительный прогресс, достигнутый за последние два-три десятилетия в атмосферной оптике, открывает заманчивые перспективы в решении задач долгосрочных прогнозов погоды и климата, оперативной диагностики загрязнений атмосферы продуктами индустриальной деятельности человека как в локальном, так и в глобальном масштабе.

Все это стимулировало идею создания серии монографий по современным проблемам оптики атмосферы, тем более, что в мировой литературе отсутствует подобного рода обобщение. При этом предполагается, что каждая из монографий должна комплексно освещать определенную проблему (фундаментальные научные основы, прикладные задачи и перспективы дальнейших исследований и разработок).

В монографиях предлагаемой серии будет дано описание земной атмосферы как физической газовой среды, будут рассмотрены закономерности, связанные с атмосферой как дисперсной средой и описаны новые оптические модели атмосферы; изложены проблемы спектроскопии атмосферы, оптики атмосферного аэрозоля, оптики турбулентной атмосферы, нелинейной оптики атмосферы, методы дистанционного зондирования атмосферы и, наконец, проблемы, связанные с использованием методов атмосферной оптики при изучении погоды и климата.

Каждая из монографий серии основывается прежде всего на результатах соответствующих оригинальных теоретических и экспериментальных исследований их авторов и, конечно, содержит все наиболее крупные результаты работ советских и зарубежных исследователей.

Первый том указанной серии «Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы» посвящен последовательному изложению основных результатов многолетних исследований по проблеме физико-статистического анализа и моделирования высотного распределения температуры и газового состава атмосферы. При этом основное внимание уделено таким оптически активным газовым составляющим атмосферы, как водяной пар и озон. Подробно обсуждены также современные данные о высотном распределении и других оптически активных газов (СО<sub>2</sub>, СО, СН<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO<sub>2</sub>, NO) и проведено их статистическое обобщение.

В томе 2 «Оптические модели атмосферы» подведены основные итоги многолетних исследований авторов по разработке аэрозольных моделей на основе оригинального подхода к проблеме. Главная идея этого подхода состоит, во-первых, в обстоятельном анализе наиболее представительных серий измерений микрофизических параметров аэрозолей (концентрация, спектры размеров, комплексный показатель преломления частиц), выполненных как сотрудниками Института оптики атмосферы СО АН СССР, так и разработки статистических другими исследователями с целью микрофизических аэрозольных моделей; во-вторых, в создании на основе последних с использованием теории Ми соответствующих оптических аэрозольных моделей и сравнении их с данными непосредственных измерений оптических характеристик аэрозолей (коэффициенты ослабления, рассеяния, индикатрисы рассеяния и другие компоненты матрицы рассеяния). Таким образом, созданные авторами и описанные в этой монографии аэрозольные модели построены без использования каких-либо априорных предположений и, следовательно, являются реалистическими, а не оценочными.

Том 3 «Спектроскопия атмосферы» содержит анализ современного состояния проблемы разработки теории колебательно-вращательных спектров поглощения атмосферных газов, а также методов и технических средств экспериментального исследования этих газов. При этом особое внимание здесь уделено методам лазерной спектроскопии высокого и сверхвысокого разрешений. Значительное место в монографии занимает изложение новых перспективных направлений современной молекулярной спектроскопии, связанных с использованием ЭВМ для аналитических вычислений и с разработкой автоматизированных банков, архивов, баз данных по параметрам спектральных линий атмосферных газов, пакетов соответствующих прикладных программ. Указанные направления бесспорно призваны революционизировать развитие как проблем спектроскопии атмосферы, так и молекулярной спектроскопии вообще.

Проблемам оптики атмосферного аэрозоля посвящен том 4 серии, в котором изложены физические основы рассеяния, электромагнитных волн оптического диапазона в дисперсных средах, видения или переноса контраста в замутненной атмосфере, поляризации излучения при взаимодействии оптических волн с атмосферными аэрозолями. Наряду с изложением фундаментальных основ указанных проблем в нем рассмотрены результаты количественных исследований явления взаимодействия оптических волн с аэрозольными системами как с использованием методов численного моделирования, так и с помощью соответствующих экспериментальных методов при широком вырьировании спектров излучений и условий в атмосфере.

Том 5 «Оптика турбулентной атмосферы» наряду с анализом современного состояния приближенных теорий распространения оптических волн в случайно-неоднородных средах содержит также анализ методов и технических средств соответствующих экспериментальных исследований. В ней также дано обобщение имеющихся данных о моделях турбулентной атмосферы, а также результатов численного моделирования и натурных экспериментов по изучению распространения оптических волн при различных условиях в атмосфере. Значительное внимание уделено вопросам распространения пространственно ограниченных световых пучков, в том числе лазерных, по горизонтальным и наклонным направлениям, и их совмещенного приема (локационные трассы).

С появлением лазеров, обладающих уникальными свойствами, в частности, высокой концентрацией мощности и энергии, а также возможности получения импульсов малой длительности за последние два десятилетия открыта и исследована целая совокупность нелинейных эффектов, сопровождающих оптическое излучение в атмосфере, и, таким образом, сформировалось новое направление в науке, основные итоги которого подведены в монографии «Нелинейная оптика атмосферы» (том 6).

Монографии «Спектроскопия атмосферы», «Оптика атмосферного аэрозоля», «Оптика турбулентной атмосферы» и «Нелинейная оптика атмосферы» составляют основу большого раздела современной оптики атмосферы, связанного с решением ее прямых задач, в котором всесторонне изучаются эффекты влияния атмосферы на параметры распространяющейся в ней оптической волны.

В томе 7 «Обратные задачи оптики атмосферы» рассмотрены методы решения соответствующих обратных задач, возникающих при активном и пассивном зондировании атмосферы с использованием оптического диапазона волн. Здесь даны фундаментальные основы решения некорректных обратных задач, каковыми являются большинство задач оптического зондирования атмосферы. Изложены также общие и конкретные алгоритмы однозначного восстановления различных физических параметров атмосферы по результатам лазерного зондирования, а также зондирования с использованием некогерентного теплового излучения и, наконец, основные результаты применения указанных алгоритмов.

Монография «Дистанционное оптическое зондирование атмосферы» (том 8) посвящена бурно развивающейся проблеме, связанной с использованием оптических волн для целей зондирования атмосферы как активными, так и пассивными дистанционными методами. Особое внимание уделено анализу методов и технических средств лазерных атмосферных зондов и полученных с их помощью профилей и полей аэрозолей, облачности, ветра, температуры, давления, влажности и газовых компонентов атмосферы, характеристик атмосферной турбулентности.

В заключительной монографии серии «Оптика атмосферы и климат» (том 9) на основе результатов, изложенных в предыдущих монографиях, особенно в тех, которые посвящены моделям, прямым и обратным задачам, рассмотрена проблема адекватной связи между пространственно-временными изменениями оптических полей земной атмосферы и климатом Земли. Приводятся и анализируются данные количественного моделирования, в том числе с учетом антропогенного фактора.

Настоящая монография (том 1 серии) состоит из двух частей и приложения. В первой части «Земная атмосфера как поглощающая среда и объект дистанционного зондирования» приводятся общие сведения о структуре и газовом составе земной атмосферы (гл. 1), полученные на основе систематизации и обобщения данных многочисленных советских и зарубежных публикаций, а также результаты оригинальных исследований по физико-статистическому анализу высотного распределения температуры, влажности воздуха и озона в тропо- и стратосфере северного полушария (гл. 2-4). Изложение материала преследует цель дать наиболее полное представление о вертикальной крупномасштабной структуре noлей указанных физических параметров и выявить ее общие черты и региональные особенности с точки зрения возможностей объективной классификации и малопараметрического описания.

Вторая часть монографии «Статистические модели атмосферы» (гл. 5 и 6) посвящена проблеме объективной классификации аэрологических полей и адекватного малопараметрического описания высотного распределения температуры и газового состава атмосферы. Здесь дается не только изложение методов классификации метеорологических полей в свободной атмосфере, но и приводится описание среднезональных и региональных статистических моделей температуры и МГС, построенных применительно к задачам дистанционного зондирования окружающей среды.

Попытки исследовать состав и структуру земной атмосферы до больших высот имеют длительную историю. Однако лишь с момента появления регулярных радиозондовых (1930-1940 гг.) и озонометрических (1950-1960 гг.) наблюдений возникла реальная возможность получения достаточно надежных сведений об особенностях высотного распределения метеорологических величин (в частности, давления, температуры, влажности воздуха и озона) в тропосфере и стратосфере над обширными территориями. Сейчас благодаря значительному расширению мировой аэрологической сети (в настоящее время зондирование атмосферы осуществляется более чем на 1000 станциях) и заметному повышению потолка радиозондирования (особенно с начала 60-х годов), созданию озонометрической сети станций, появлению метеорологических спутников Земли, разработке методов и средств измерения концентраций малых газовых примесей, накоплен обширный материал стандартных и специальных высотных наблюдений, который позволяет провести комплексное аэроклиматическое исследование состава и структуры земной атмосферы в глобальном масштабе и до максимально возможных высот, зависящих от существующих методов измерения.

Комплексный анализ климатических показателей температуры, влажности воздуха, озона, углекислого газа и других малых газо-вых составляющих (СО, СН<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO<sub>2</sub> и NO), полученных в ре-зультате статистического обобщения различных аэрологических наблюдений, позволил не только наиболее полно и надежно выявить основные закономерности высотного распределения этих физических параметров в различных районах земного шара, но и проблему современной аэроклиматологии, решить важную а именно, проблему объективной классификации и статистического моделирования метеорологических полей в свободной атмосфере. Разработка подобной проблемы имеет большое научное значение, поскольку полученная при этом обобщенная информация может широко использоваться не только для малопараметрического описания аэрологических полей и построения теоретических моделей атмосферы, но и для решения многочисленных прикладных задач (в том числе и чисто метеорологического характера), где требуются малые по объему, глобальные и одновременно адекватные статистические данные о высотном распределении температуры и газовых компонент земной атмосферы.

В частности, подобные данные крайне необходимы для оперативной и надежной интерпретации спутниковых измерений уходящего теплового излучения системы земля—атмосфера, поскольку точность решения обратных задач, возникающих при дистанционном зондировании окружающей среды из космоса, в значительной степени зависят от вида, объема и степени адекватности взятой априорной информации о физическом состоянии атмосферы.

Статистические сведения о вертикальном распределении температуры, влажности воздуха, озона и других малых газовых примесей, полученные с учетом указанных выше требований, необходимы также при пассивном многоплановом зондировании атмосферы и подстилающей поверхности космическими средствами, при лазерном зондировании и контроле состояния окружающей среды с земли, самолетов и космических бортов, при конструировании и испытании разного рода летательных аппаратов и различных систем: локации, дальнометрирования, связи, передачи информации, работающих в атмосфере и использующих лазерные и другие оптические излучения, и т.п.

Обычно при решении всех перечисленных задач используют так называемые справочные модели, которые в отличие от стандартных атмосфер содержат более полные сведения о высотном распределении основных физических параметров атмосферы. Однако указанные модели не учитывают в достаточной мере реальную пространственно-временную изменчивость этих параметров и построены на основе ограниченного эмпирического материала. Среди чисто метеорологических задач, требующих обобщенных адекватных данных о высотном распределении температуры и газовых компонент атмосферы, можно назвать задачи объективного анализа аэрологических полей, численного моделирования климата Земли, оценки теплового и радиационного баланса атмосферы, долгосрочного прогноза погоды и т.п.

В настоящее время имеется обширная метеорологическая литература, посвященная исследованиям вертикальной статистической структуры полей температуры и влажности воздуха. Однако приведенные в ней данные не могут быть использованы для глобального и адекватного описания этой структуры, поскольку они получены для отдельных станций или ограниченных районов, по небольшому объему исходной информации, за различные периоды осреднения, с разным разрешением по высоте, а также без привлечения данных особых точек и при отсутствии единого методического подхода к обработке и обобщению взятых метеорологических наблюдений.

Аэроклиматические характеристики температурно-влажностного режима свободной атмосферы, полученные путем объединения исходных статистик по группам станций разных широтных зон, страдают рядом недостатков, поскольку такое объединение проведено по формальным признакам, без учета естественной изменчивости метеорологического поля. Особенно слабо изучена (с климатической точки зрения) статистическая структура вертикальных профилей температуры и влажности воздуха над Мировым океаном и в пограничном слое атмосферы. В метеорологической литературе практически нет данных о вертикальной статистической структуре поля влажности на больших высотах (особенно выше 4—5 км) из-за отсутствия массовых, а главное, достоверных высотных наблюдений, за исключением небольшого числа эпизодических измерений концентрации водяного пара, произведенных в верхней тропосфере и стратосфере специальной аппаратурой.

Многолетние особенности вертикальной статистической структуры поля атмосферного озона до сих пор почти совсем не изучены. Имеются лишь некоторые ограниченные данные, полученные для двух озонометрических станций: Арозе (Швейцария) и Берлин.

Аэроклиматические исследования высотного распределения других газовых примесей таких, как CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO<sub>2</sub> и NO, до настоящего времени вообще не проводились.

Таким образом, большая потребность в аэроклиматических данных и отсутствие в метеорологической литературе необходимой глобальной и адекватной статистической информации о высотном распределении температуры, влажности воздуха, озона и других малых газовых примесей сделали особо актуальной проблему скорейшего и эффективного обобщения на уровне современных требований накопленного аэрологического материала.

Все это послужило поводом к написанию данной монографии.

# ЗЕМНАЯ АТМОСФЕРА КАК ПОГЛОЩАЮЩАЯ СРЕДА И ОБЪЕКТ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Физическое состояние земной атмосферы зависит от ряда факторов, связанных с притоком солнечной радиации, внутриатмосферными процессами и взаимодействием атмосферы с подстилающей поверхностью. Под действием указанных факторов это состояние непрерывно изменяется, обусловливая соответствующие пространственно-временные изменения характеризующих его метеорологических величин. Знание основных закономерностей этого изменения очень важно для решения всевозможных задач физики и оптики атмосферы, динамической метеорологии, климатологии, дистанционного зондирования атмосферы и др.

В зависимости от решаемой задачи привлекаются различные совокупности физических параметров атмосферы. В настоящей работе в качестве такой совокупности главным образом использован комплекс температура—влажность—озон, включающий в себя наиболее изменчивые составляющие земной атмосферы и определяющий основные условия распространения в ней электромагнитного излучения видимого и инфракрасного диапазонов. Для более полного учета влияния атмосферы на распространение в ней оптического излучения дополнительно рассмотрены данные о высотном распределении содержания углекислого газа (CO<sub>2</sub>), окиси углерода (CO), метана (CH<sub>4</sub>), закиси азота (N<sub>2</sub>O) и окислов азота (NO и NO<sub>2</sub>).

Следует подчеркнуть, что статистическая структура вертикальных профилей температуры, влажности воздуха и озона анализируется преимущественно в нижнем 30-километровом слое атмосферы, где сосредоточена основная масса поглощающих газов и проводятся систематические аэрологические наблюдения. Кроме того, из всего многообразия естественных вариаций исследуемых метеорологических величин, определяемых атмосферными процессами разного масштаба (от нескольких метров до многих тысяч километров), мы рассматриваем лишь крупномасштабные вариации, формирующиеся под воздействием процессов синоптического и глобального масштабов (радиусом порядка сотен и более километров).

Главное внимание при рассмотрении особенностей высотного распределения температуры, влажности воздуха и озона в первой части монографии уделено не фоновым (средним климатическим) характеристикам, а параметрам пространственно-временной изменчивости и статистической связи этих физических величин, так как последние до сих пор наиболее слабо изучены и без них не может быть дано полное описание закономерностей вертикальной статистической структуры метеорологических полей.

В отличие от температуры, влажности воздуха и озона физикостатистический анализ особенностей вертикального распределения содержания углекислого газа и других малых газовых примесей (CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO и NO<sub>2</sub>) проведен лишь на основе опубликованных в метеорологической литературе данных о фоновых характеристиках и возможных вариациях концентрации этих газов на различных высотах. Это связано с тем, что существующий материал высотных наблюдений за содержанием CO<sub>2</sub> и малых газовых составляющих (МГС) еще слишком мал по своему объему, и, следовательно, не может быть использован для подробного описания распределения указанных МГС в тропосфере и стратосфере над различными районами земного шара.

Модельное представление этого распределения, наряду с фоновыми характеристиками включающее также параметры абсолютной и относительной изменчивости содержания CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO, NO<sub>2</sub> на различных высотах, детально описывается во второй части настоящей монографии при анализе среднезональных статистических моделей атмосферы.

## ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ И ГАЗОВОМ СОСТАВЕ ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

Прежде чем перейти к детальному физико-статистическому анализу основных закономерностей вертикального распределения температуры, влажности воздуха, озона и других газовых примесей, остановимся коротко на общем описании земной атмосферы как объекта дистанционного зондирования и среды, поглощающей электромагнитное излучение оптического диапазона длин волн, которое в дальнейшем будем называть просто оптическим излучением.

Ниже излагаются общие представления о строении и составе земной атмосферы как газовой среды, сложившиеся в метеорологии к настоящему времени.

## 1.1. Строение земной атмосферы

Газообразная оболочка Земли по своим физическим свойствам неоднородна как по высоте, так и по горизонтали, хотя горизонтальная неоднородность проявляется значительно слабее.

В настоящее время существует ряд принципов деления атмосферы на отдельные слои — по характеру распределения температуры с высотой, по составу атмосферного воздуха, по влиянию атмосферы на летательные аппараты и т.п. Однако наиболее часто употребляется деление атмосферы по характеру изменения температуры воздуха с высотой.

Согласно номенклатуре, принятой Комиссией по аэрологии Всемирной метеорологической организации (ВМО) в 1961 г., земная атмосфера по характеру температурной стратификации делится на пять основных слоев: тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу и экзосферу и четыре переходных слоя: тропо-



Рис. 1.1. Стандартное распределение температуры воздуха по высоте.

паузу, стратопаузу, мезопаузу и термопаузу (некоторые из этих слоев для стандартных условий показаны на рис. 1.1).

**Тропосфера** — нижняя область земной атмосферы между деятельной поверхностью и тропопаузой, характеризующаяся понижением температуры воздуха с высотой в среднем на 6,5°С/км. В полярных и умеренных широтах высота тропосферы достигает 8—12 км, в тропиках — 16—18 км. В тропосфере сосредоточена основная масса атмосферного воздуха — от 75% в умеренных и полярных широтах до 90% в тропической зоне.

**Тропопауза** — переходной слой между тропосферой и стратосферой, являющийся основанием инверсионного либо изотермического распределения температуры в стратосфере.

Стратосфера — слой атмосферы, в котором температура обычно возрастает с высотой или остается без изменения. При этом температура воздуха в нижней его части (примерно, до 20 км) низкая и практически постоянная (около —56 °C), но в более высоких слоях она растет с высотой (в среднем с градиентом 1 °С/км между 20 и 32 км и 2,8 °С/км между 32 и 47 км [8] <sup>1</sup>), достигая на уровне 47 км для стандартных условий —2,5 °С. Та-кой рост температуры с высотой обусловлен поглощением ультра-фиолетовой солнечной радиации озоном.

В тропосфере и стратосфере (до высоты 30—35 км) заключено около 99 % всей массы атмосферного воздуха.

Стратопауза — переходной слой между стратосферой и мезосферой (на высоте 47—52 км), в котором температура постоянна и близка к 0 °С.

**Мезосфера** — слой земной атмосферы, в котором температура непрерывно понижается с высотой (в среднем на 2,8 °C/км до уровня 71 км и на 2,0 °C/км в слое 71—85 км), достигая на высоте 85—95 км —85...—90 °C (при среднем значении —86,5 °C).

**Мезопауза** — переходной слой между мезосферой и термосферой (основание инверсии температуры в верхней мезосфере), расположенный обычно на высотах 85—95 км и характеризующийся постоянством средней температуры (около — 86,5°С).

Термосфера — слой атмосферы над мезопаузой. Температура воздуха здесь вновь растет с высотой (примерно до 2000 °С на уровне 450 км — средней высоте верхней границы термосферы), что главным образом обусловлено поглощением коротковолновой ультрафиолетовой солнечной радиации кислородом, который при этом диссоциирует.

Самая верхняя часть атмосферы, выше 450 км — экзосфера мало изучена. Плотность воздуха в ней настолько мала, что молекулы и атомы могут свободно выбрасываться в межпланетную среду и навсегда покидать Землю [24].

В заключении отметим, что наряду с рассмотренным делением атмосферы мы будем использовать также деление по признаку ее взаимодействия с земной поверхностью. Согласно этому признаку атмосферу обычно делят на пограничный слой (иногда называемый слоем трения) и свободную атмосферу. В пограничном слое (высотой до 1—1,5 км) довольно ярко проявляется влияние земной поверхности и сил турбулентного трения, в свободной же атмосфере силами турбулентного трения в первом приближении можно пренебречь.

Из всех рассмотренных слоев атмосферы наиболее неустойчивым распределением метеорологических величин по высоте отличается тропосфера и особенно ее пограничный слой, где часто наблюдаются как инверсии, так и сверхадиабатические изменения температуры с высотой. Анализу особенностей вертикального распределения метеорологических величин в пограничном слое в дальнейшем уделяется особое внимание.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Нумерация литературных источников принята раздельной для каждой главы. При ссылке на источник из других глав используется двойная нумерация: номер главы и номер публикации.

#### 1.2.1. Основные единицы, используемые для оценки содержания газа в атмосфере

Содержание того или иного *i*-го газа в атмосферном воздухе в настоящее время характеризуется чаще всего следующими величинами [24, 35, 76]:

1) объемным  $P_v$  или массовым  $P_m$  содержанием, выраженным в процентах, причем

$$P_m = \frac{\mu_i}{\mu_{\rm s}} P_v, \qquad (1.1)$$

где  $\mu_i$  и  $\mu_B$  — относительные молекулярные массы *i*-го газа и сухого воздуха (по углеродной шкале  $\mu_B = 28,9645$  кг/моль);

2) парциальным давлением газа  $p_i$  в гПа или парциальной плотностью газа  $\rho_i^b$  в г/м<sup>3</sup> или г/см<sup>3</sup>, которые могут быть определены из соотношений:

$$p_i = P_v \rho, \tag{1.2}$$

$$\rho_i = P_m \rho, \tag{1.3}$$

где  $\rho$  — плотность сухого воздуха, равная 1293 г/м<sup>3</sup> при температуре t = 0 °C и давлении  $\rho = 1013,2$  гПа;

3) отношением смеси газ/воздух  $S_i$ , т.е. отношением массы *i*-го газа  $M_i$  к массе воздуха  $M_B$  в данном объеме, обычно измеряемым в кг на 1 кг воздуха (или в г на 1 г воздуха);

4) молярной концентрацией газа (или объемным отношением смеси)  $N_i$  в млн<sup>-1</sup> или млрд<sup>-1</sup>, представляющей собой отношение числа молей *i*-го газа к числу молей воздуха в данном объеме, т. е.

$$N_i = \frac{M_i/\mu_i}{M_B/\mu_B}.$$
 (1.4)

В зарубежной литературе часто используются следующие единицы измерения величины  $N_i$ : 1 ppm = 1 ppmV = 1 млн<sup>-1</sup> 1 ppbV = 1 млрд<sup>-1</sup> и 1 ppt = 10<sup>-3</sup> млрд<sup>-1</sup>; 5) концентрацией молекул газа  $n_i$  в см<sup>3</sup>, которая может быть

5) концентрацией молекул газа  $n_i$  в см<sup>3</sup>, которая может быть найдена для стандартных условий (t = 0 °С и p = 1013,2 гПа) из выражения

$$n_i = A \frac{\rho_i}{\rho}, \qquad (1.5)$$

где A — число Лошмидта, равное 2,68719·10<sup>19</sup> см<sup>-3</sup> [38]. Между  $N_i$  млн<sup>-1</sup> и  $n_i$  см<sup>-3</sup> существует зависимость вида

$$n_i = 2,68719 \cdot 10^{13} N_i; \tag{1.6}$$

6) полным содержанием газа в атм-см, которое представляет собой количество *i*-го газа в вертикальном столбе атмосферы, собранного в виде слоя при стандартных условиях, т.е. при t =

 $= 0^{\circ}$ С и p = 1013.2 гПа или p = 1 атм. Если эта величина определяется для пути, равного 1 км, то говорят об определенном количестве атм-см/км.

#### 1.2.2. Газовый состав сухого воздуха на уровне моря

Исследования газового состава сухой атмосферы вблизи земной поверхности показали, что она состоит главным образом из азота, кислорода и аргона, на долю которых приходится 99,96 %, а на долю всех остальных газов — около 0,04 %. Среднее объемное содержание и его среднее квадратическое отклонение для наиболее важных газовых компонент атмосферы, приведенные в табл. 1.1, характеризуют степень пространственной изменчивости отдельных составляющих сухого воздуха вблизи земной поверхности.

	Молеку-	Удельная газовая	Объемное соде	ржание	Полное со- держание
Газовая компонента	лярный вес	постоянная м²/(с²•К)	%	млн-1	тикальном столбе, атм-см
Азот (N <sub>2</sub> ) Кислород (O <sub>2</sub> ) Аргон (Ar) Углекислый газ (CO <sub>2</sub> )	23,01632,00039,94444,010	296,77 259,82 203,15 188,92	$78,084 \pm 0,004 20,948 \pm 0,002 0,934 \pm 0,001 0,033 \pm 0,003$	780840 209480 9340 330	$ \begin{array}{r} 6,244 \cdot 10^{5} \\ 1,675 \cdot 10^{5} \\ 7,47 \cdot 10^{3} \\ 2,51 \cdot 10^{2} \end{array} $

Состав сухого воздуха у поверхности Земли [3, 24, 26, 76]

#### 1.2.3. Газовый состав атмосферы на высотах до 100 км

411,95

99,22 63,32

2077,00

4124,20

20.183

83,800

131,300

2,016

4,003

Изучение состава атмосферного воздуха на различных высотах началось более 170 лет назад, когда Дальтоном был открыт закон, согласно которому всякий газ распределяется в пространстве независимо от присутствия там других газов. Если газы распределяются в атмосфере независимо друг от друга, то, согласно уравнению [24]

$$p = p_0 \exp\left(-\frac{1}{R} \int_0^z -\frac{g\mu \, dz}{T(z)}\right),\tag{1.7}$$

 $(1,821 \pm 0,004) \cdot 10^{-3}$ 

 $(5,239 \pm 0,05) \cdot 10^{-4}$ 

 $(1, 14 \pm 0, 1) \cdot 10^{-4}$ 

 $(8,7\pm0,1)\cdot10^{-6}$ 

5.10 5

(где  $p_0$  — давление на нижнем уровне z = 0; g — ускорение свободного падения, равное 9,80665 м/с<sup>2</sup>; µ — относительная молекулярная масса газа;  $R = 8.31441 \cdot 10^3$  Дж/(кмоль·K) — универсальная газовая постоянная; Т — температура в кельвинах) давление

Heon (Ne)

Гелий (Не)

Криптон (Кг)

Водород (Н<sub>2</sub>)

Ксенон (Хе)

Таблица 1.1

14.5

4,2

0,9

0,07

0, 4

18,2

5,2

1,1

0,09

0,5

более тяжелых газов должно убывать с высотой быстрее, чем давление более легких газов. Поэтому на больших высотах тяжелые газы должны уступать свое место более легким. Однако исследования, проведенные в последние десятилетия с помощью ракет и искусственных спутников Земли, показали, что газовый состав атмосферы остается постоянным до высоты около 95 км вследствие перемешивания воздуха по вертикали и по горизонтали.

Более подробные сведения о содержании постоянных газов в земной атмосфере можно дополнительно получить из известных монографий Юнге [64], Батчера и Чарлсона [43] и Уиттена и Поппова [103].

#### 1.3. Водяной пар и его распределение в земной атмосфере

Водяной пар — важнейшая переменная газовая составляющая воздушной среды — не только существенным образом влияет на радиационные процессы, определяющие тепловой баланс деятельной поверхности и системы Земля — атмосфера, но и вносит значительный вклад в трансформацию проходящего через атмосферу оптического излучения. С содержанием водяного пара в атмосфере тесно связаны процессы формирования погоды и климата.

#### 1.3.1. Основные единицы, используемые для оценки содержания водяного пара в атмосфере

В настоящее время для определения содержания водяного пара используются следующие гигрометрические величины:

а) парциальное давление водяного пара (упругость водяного пара e), измеряемое, как и давление воздуха, в гектопаскалях (1 гПа = 0,75008 мм рт. ст.). При данной температуре воздуха давление водяного пара не может превосходить некоторого предельного значения E, называемого давлением насыщенного водяного пара или давлением насыщения.

Давление насыщенного водяного пара зависит от температуры воздуха — быстро растет с ее повышением. Зависимость *E* от температуры *T* может быть представлена в соответствии с Техническим регламентом ВМО [34] эмпирическими формулами:

$$\log E_{W} = 10,79574 \left(1 - \frac{273,16}{T}\right) - 5,028 \log\left(\frac{T}{273,16}\right) + 1,50475 \cdot 10^{-4} \left[1 - 10^{-8,2969} \left(\frac{T}{273,16} - 1\right)\right] + 0,42873 \cdot 10^{-3} \left[10^{4,76955} \left(1 - \frac{273,16}{T}\right) - 1\right] + 0,78614, \quad (1.8)$$

$$\log E_{i} = -9,09685 \left(\frac{273,16}{T} - 1\right) - 3,56654 \log\left(\frac{273,16}{T}\right) + 0,87682 \left(1 - \frac{T}{273,16}\right) + 0,78614, \quad (1.9)$$

18

где T = 273,16 + t — температура насыщенного воздуха в кельвинах, t — температура в градусах Цельсия;  $E_W$  и  $E_i$  — давление насыщенного водяного пара по отношению к воде и льду соответственно при температуре T;

б) относительная влажность *и* — отношение фактического давления водяного пара *е* к давлению насыщения *E* над плоской поверхностью чистой воды, в процентах:

$$u = \frac{e}{E} 100; \tag{1.10}$$

в) абсолютная влажность *а* — отношение массы водяного пара к объему влажного воздуха (г/м<sup>3</sup>):

$$a = 217 \frac{e}{T}, \qquad (1.11)$$

где *е* — в гектопаскалях;

г) массовая доля (или просто доля) водяного пара q, т.е. количество водяного пара в 1 г или в 1 кг влажного воздуха (‰)

$$q = 0,622 \frac{e}{p}$$
 или  $q = 622 \frac{e}{p}$ ; (1.12)

д) отношение смеси s — количество водяного пара в 1 г сухого воздуха — также может быть определено по формуле (1.12). В метеорологии часто отношение смеси выражают в млн<sup>-1</sup>, т.е. в миллионных частях по объему (реже по массе). Для перехода от абсолютной влажности (a г/м<sup>3</sup>) к массовой

Для перехода от абсолютной влажности (a г/м<sup>3</sup>) к массовой доле водяного пара (q ‰) и объемному отношению смеси (s млн<sup>-1</sup>) можно использовать следующие зависимости:

$$q = 2,8709a \frac{T}{p}$$
, (1.13)

$$s = \frac{10^6}{216,7} a \frac{T}{p}, \qquad (1.14)$$

$$a = 0,34838q - \frac{p}{T},$$
 (1.15)

где T — температура воздуха в кельвинах, p — давление воздуха в гПа;

е) точка росы  $T_d$ , т. е. температура, при которой содержащийся в воздухе водяной пар при постоянном атмосферном давлении и постоянной массовой доле водяного пара становится насыщенным. Между парциальным давлением водяного пара и точкой росы существует связь:

$$e = E(T_d); \tag{1.16}$$

ж) дефицит точки росы  $\Delta T_d$ , т. е. разность между температурой воздуха T и точкой росы  $T_d$ :

$$\Delta T_d = T - T_d. \tag{1.17}$$

Перечисленные единицы измерения используются обычно для оценки содержания водяного пара на отдельных уровнях. Для оценки общего количества водяного пара во всем рассматриваемом слое атмосферы используется понятие слоя осажденной воды (короче — осажденной воды), под которым подразумевается содержание водяного пара в воздушном столбе единичного сечения над некоторой точкой земной поверхности в предположении гидростатического равновесия атмосферы.

Осажденная вода, или общее (интегральное) влагосодержание атмосферы, может быть определена по формуле

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_H} q \, dp = \int_{z}^{\infty} a \, dz, \qquad (1.18)$$

где  $p_0$  и  $p_H$  — атмосферное давление при z=0 и z=H, g — ускорение свободного падения, q — массовая доля водяного пара, a — абсолютная влажность, z — высота уровня, выше которого определяется содержание водяного пара.

Полагая в формуле (1.18)  $g = 9,80615 \text{ м/c}^2$  и представляя интеграл в виде суммы, приведем эту формулу к виду

$$W = 0.0102 \sum_{k=1}^{N} \overline{q}_k \Delta p_k.$$
 (1.19)

Здесь  $\bar{q}_k$  — среднее значение доли водяного пара (‰) в слое, заключенном между уровнями  $p_{k-1}$  и  $p_k$ ;  $\Delta p_k = p_{k-1} - p_k$  в гПа; N — число слоев, на которые разделена атмосфера от поверхности земли до высоты H; W — в кг/м<sup>2</sup>.

Величина слоя осажденной воды, приходящаяся на 1 км (W' см), связана с абсолютной влажностью a, выраженной в г/м<sup>3</sup>, соотношением

$$W' = 0,1a.$$
 (1.20)

#### 1.3.2. Общие сведения о пространственно-временном распределении водяного пара в земной атмосфере

Содержание водяного пара в земной атмосфере сильно изменяется в зависимости от времени, места и высоты измерения — от  $2 \cdot 10^{-6}$  до 5% по объему [14]. Общее представление об особенностях пространственно-временного распределения концентрации  $H_2O$  над земным шаром можно получить из рис. 1.2, из которого видно, что значения  $\bar{q}$  в тропосфере претерпевают существенные вариации как в пределах одного сезона, так и в зависимости от времени года. Наиболее сильно концентрация водяного пара в атмосфере изменяется с ростом высоты; так от поверхности земли до 8—9 км в среднем она уменьшается на 1—2 порядка.

Как показывают многочисленные измерения влажности на большом числе аэрологических станций, несмотря на значительные различия, которые характерны для ее индивидуальных профилей, высотное распределение средней концентрации водяного пара в тропосфере достаточно хорошо описывается простой экспоненциальной зависимостью. Предложено большое число эмпирических формул, учитывающих эту зависимость (см., например,



Рис. 1.2. Вертикальный разрез поля массовой доли водяного пара (‰) вдоль 180° д. [9].

а — январь, б — июль.

[13, 16, 33, 35, 60, 94]). Однако все они не отражают даже в среднем всего многообразия атмосферных процессов, определяющих распределение влажности с высотой в реальных условиях, а применимы лишь для ограниченных по площади физико-географических районов.

Измерения содержания водяного пара в стратосфере сопряжены с значительными трудностями, которые связаны с чрезвычайно малой концентрацией его на больших высотах (начиная с верхней тропосферы) и с низкой точностью массовых наблюдений за влажностью при отрицательной температуре (особенно ниже — 30 °C) с помощью обычных сетевых радиозондов. Поэтому стандартные радиозондовые измерения концентрации водяного пара в стратосфере считаются не вполне надежными. Специальные методы измерения влажности стратосферного воздуха (спектральный и радиометрический методы, метод оценки содержания водяного пара с помощью конденсационных гигрометров, метод непосредственного забора проб воздуха с помощью ловушек и др.) не используются для систематических наблюдений. Эпизодические же данные, полученные с помощью таких методов, до сих пор вызывают широкую дискуссию в метеорологической литературе.

Первые обобщения результатов стратосферных измерений влажности воздуха были сделаны М. Гутником [58], который предложил профиль «влажной стратосферы», и авторами обзора [23], установившими два типа высотного распределения концентрации водяного пара. Для первого характерно резкое уменьшение величины  $\bar{q}$  с высотой до очень малых значений ( $10^{-3}$  —  $10^{-2}$ %) в нижней стратосфере, вблизи 15—16 км. Выше этого слоя влажность стратосференого воздуха растет с высотой до уровня 30—35 км, достигая значений, на 1—2 порядка превышающих ее значение на высоте 15—16 км. Для второго типа вертикального распределения водяного пара характерны малые изменения величины  $\bar{q}$  с высотой и сравнительно высокие их значения (от 0,01 до 0,05%) во всем слое атмосферы выше тропопаузы. Указанные типы высотного распределения массовой доли водяного пара в стратосфере получили название моделей «сухой» и «влажной» стратосферы.

В метеорологической литературе до настоящего времени публикуются противоречивые сведения о влагосодержании стратосферы, хотя большинство экспериментальных данных последних лет подтверждают распределение влажности согласно сухой модели стратосферы (по крайней мере, в области высот от 14 до 30 км). На наш взгляд, окончательный и вполне аргументированный ответ на этот вопрос может быть получен при тщательном анализе массовых измерений концентрации водяного пара на больших высотах. В последние годы проведено значительное число специальных наблюдений за влажностью в стратосфере. Использование этих наблюдений в совокупности с ранее полученными данными уже сейчас позволяет провести достаточно надежное обобщение всех имеющихся измерений концентраций H<sub>2</sub>O выше 8-10 км и построить вполне объективную статистическую модель вертикального распределения влажности воздуха до высот 50-60 км.

Результаты проведенного нами подобного обобщения рассмотрены во второй части настоящей монографии (п. 5.3.2).

#### 1.3.3. Изменчивость влажности воздуха в различных слоях атмосферы

Влажность атмосферного воздуха на различных высотах претерпевает значительные изменения в зависимости от времени и места наблюдения. При этом фактические значения концентрации водяного пара могут существенно отличаться от средних. Поэтому





1 - [59], 2 - [67], 3 - [98], 4 - [53], 5 - [51], 6 - [73, 74], 7 - [79], 8 - [47] H 9 - [83].

наряду со средним распределением влажности воздуха с высотой важно знать также и ее вариации на разных уровнях атмосферы.

Наиболее показательной характеристикой таких вариаций являются значения массовой доли водяного пара на границах доверительных интервалов с различной обеспеченностью, которые определяют заданный процент всех наблюдений, укладывающихся в данные интервалы.

Из табл. 1.2 видно, что высотные профили доли водяного пара на границах доверительных интервалов, взятых с обеспеченностью 50 и 97,5 %, во всех рассматриваемых широтных зонах и независимо от сезона аналогичны среднему профилю  $\bar{q}$ . Близкие к экстремальным значениям доли водяного пара, которые можно выявить с помощью доверительного интервала с обеспеченностью 97,5 %, отличаются друг от друга на 1—2 порядка. Так, например,

							ł							Taón	ица 1.2
Типич	ные среді	нестатис с обеспи	тические еченность	профили ю 50 и 9	доли вод 7,5 % для	яного п некото	ара <i>ф</i> % рых шиј	<sub>9</sub> И ЕЕ ЗИ ротных з	ачения он север	на грани ного пол	цах дове ушария [	рительнь 31]	их интер	валов	
Vpo-		Полярная	я зона (90-	-60° с. ш.			умеренна	я зона (60-	-40° с. ш.	(	Субт	опическа	и зона (40	30° c	. ш.)
вень, гПа	9		q <sub>50</sub>		797,5	4	. d <sub>i</sub>	0	d <sup>i</sup>	97,5	- b	$q_{50}$		q <sub>97</sub> ,	<del>د</del>
							3849								
0001	1 0 0 0 1		107 V		1 1 1 1 1	100101	1 206		10 000	100	0100010	00014	0 1 1 0 1	171	0.76
0001	0,001	0,117	0,430	0,029	1, 900	2,130	0.001	3,000	0, 200	4,090	2 020.0	746 0	447   1, Z	+ 1	0,070
850	0,546	0,288	0,730	0,005	1,825	1,922	1,018	2,652	0,287	4,541	2,498   1	,746 3,	2/0 0,4	<u>م</u>	0,080
700	0,357	0,210	0,436	0,064	1,196	1,123	0,525	1,582	0,141	2,965	1,579 0	,830 2,	096 0,1	22 22	5,155
500	0,103	0,060	0, 120	0,030	0,304	0,308	0,164	0,428	0,045	1,040	0,448 0	,206 0,	600 0,0	47	1,512
400	0,043	0,029	0,051	0,013	0,108	0,107	0,062	0, 145	0,006	0,306	0,155 0	,079 0,	234 0,0	10	),490
300	0,017	0,011	0,020	0,006	0,045	0,028	0,018	0,037	0,003	0,071	0,038 0	,023 0,	050 0,0	8	0,110
200	0,019	0,011	0,024	0,002	0,073	0,027	0,010	0,040	0,001	0,126	0,019 0	,009 0,	024   0,0	02	),074
						•									
							Лето								
1000	5,006	3,979	5,635	2,515	9,681	9,379	7,789	10,983	5,775	13,486	6,974 4	,933   8,	983 2,1	37   1	3,015
850	4,625	3,216	5,963	1,239	10,407	6,759	5,442	7,983	4,076	10,508	5,722 4	,014 7,	417 1,9	53 1	1,122
200	2,990	1,949	3,982	0,720	6,359	3,912	2,702	5,128	0,865	6,724	4,758 3	,142 6,	104 0,8	83	0,457
500	1,013	0,637	1,428	0,168	2,396	1,289	0,775	1,756	0, 295	2,667	1,444 0	,798 2,	110 0, 2	44	4,218
400	0,407	0,243	0,542	0,104	1,017	0,518	0,320	0,685	0, 133	1,168	0,512 0	,325 0,	621 0,0	96	1,498
300	0,109	0,072	0,133	0,031	0,286	0,127	0,085	0,162	0,031	0,282	0,169 0	,104 0,	225 0.0	41	0,462

1,4980,4620,098

0,173 0,032 0,019 0,043 0,007

0,010 0,031

0,077 0, 162

1,017 0,518 0,320 0,127 0,085 0,059 0,030

0,2430,0720,058

0,4070, 1090, 111

400300 200

0,2860,295

0,016

0,150 0,133

24

зимой в умеренной зоне на уровне 200 гПа (~12 км) 97,5 % всех наблюдавшихся значений доли водяного пара попадает в интервал 0,001—0,126 ‰. Доверительные интервалы с различной обеспеченностью (особенно с обеспеченностью 97,5 %) указывают также на то, что в тропосфере (до высот 10—12 км) диапазон вариаций влажности от зимы к лету существенно уменьшается. Если зимой он составляет более одного порядка величины (см., например, вариации  $q_{97,5}$  на уровнях 850 и 700 гПа в умеренной зоне), то летом концентрация водяного пара на границах доверительного интервала с обеспеченностью 97,5 % изменяется лишь в 2—2,5 раза.

В отличие от тропосферы, данные о влажности стратосферного воздуха не имеют еще достаточно удовлетворительного статистического обеспечения. Однако имеющиеся результаты измерения концентрации H<sub>2</sub>O в отдельных слоях стратосферы подтверждают широкий диапазон ее вариаций (рис. 1.3).

Обычно объемное отношение смеси водяного пара  $S_v$  в стратосфере варьирует в довольно узких пределах — от 2 до 7 млн<sup>-1</sup>, но в некоторых случаях оно может уменьшаться до 0,8 млн<sup>-1</sup> или увеличиваться до 20—25 млн<sup>-1</sup> [61, 98].

В заключение следует подчеркнуть, что вопрос об изменчивости содержания водяного пара на больших высотах до сих пор еще изучен слабо и требует специальных исследований на основе результатов массовых аэрологических наблюдений.

#### 1.3.4. Распределение общего влагосодержания атмосферы

Для решения многочисленных задач требуется знать не только вертикальное распределение водяного пара в атмосфере, но и общее (интегральное) влагосодержание как отдельных слоев атмосферы, так и всей ее толщи в целом.

К настоящему времени накоплен значительный по объему материал наблюдений за влагосодержанием атмосферы. Этот материал получен прежде всего путем обработки результатов массовых радиозондовых наблюдений за влажностью воздуха, а также путем обобщения спутниковых радиометрических измерений, подробный анализ которых дан в монографии [25].

Остановимся коротко на рассмотрении общих пространственно-временных закономерностей, которые свойственны распределению интегрального влагосодержания атмосферы над земным шаром.

Среднее влагосодержание атмосферы, характеризуемое толщиной слоя осажденной воды, достаточно переменно и изменяется от 0,5 до 60 см [4, 5, 44, 83], что соответствует слою водяного пара толщиной от 6 до 75 см при нормальном давлении (1013 гПа) и температуре 15°С. При этом общее содержание водяного пара (или эквивалентное количество осажденной воды) непрерывно возрастает от полюсов к экватору (рис. 1.4). Подобная закономерность в пространственном распределении величины W над земным шаром проявляется четко даже при осреднении небольшого числа исходных данных (см. кривую 2 на рис. 1.4, построенную по данным аэрологических наблюдений, проведенных с 27 марта по 4 июля 1969 г. на научно-исследовательском судне «Профессор Визе»).

Заметим, однако, что, несмотря на эту общую тенденцию, распределение интегрального влагосодержания атмосферы имеет более сложный характер, так как кроме широты оно зависит еще от ряда других факторов (физико-географических и циркуляционных условий, времени года, характера подстилающей поверхности и т.п.).





В частности, зимой наименьшие средние значения толщины слоя осажденной воды отмечаются не только в высоких широтах, но и над центральными районами континентов Евразии и Северной Америки. Так, согласно [27], зимой в умеренных широтах суммарное содержание водяного пара над континентами составляет около 3 кг/м<sup>2</sup>, т.е. оно почти такое же, как и в полярной зоне. В то же время над умеренными широтами океанов  $\overline{W} \approx 20$  кг/м<sup>2</sup>, т.е. в 6—7 раз больше. Нарушение широтного распределения интегрального влагосодержания отчетливо прослеживается также и по данным табл. 1.3 [21, 32].

Согласно этим данным, зимой, например, вблизи ст. Сковородино, расположенной в центральной части материка Евразии, где господствует холодный сибирский антициклон с очень сухим воздухом, отмечается такое же малое общее количество водяного пара (менее 2 кг/м<sup>2</sup>), как и в полярной зоне (ГМО им. Е. К. Федорова, мыс Челюскин). В то же время в районах, расположенных на западе Европейской части СССР и подверженных влиянию морских воздушных масс, приходящих с Атлантики, величины  $\overline{W}$  достигают значений 8—10 кг/м<sup>2</sup> и более.

Летом (см. табл. 1.3) распределение интегрального влагосодержания атмосферы имеет почти везде зональный характер, причем величина  $\overline{W}$  возрастает от 15 кг/м<sup>2</sup> в Арктике до 30— 40 кг/м<sup>2</sup> в южных районах СССР. Лишь в Средней Азии, где над

#### Средние ( $\overline{W}$ ) и экстремальные ( $W_{\min}$ и $W_{\max}$ ) значения интегрального влагосодержания атмосферы (кг/м<sup>2</sup>) для некоторых станций СССР [21, 32]

		Январ	ь		Июль	
Станция	W	Wmin	Wmax	W	w <sub>min</sub>	W <sub>max</sub>
Полярная	зона (	к север	у от 70° с	. ш.)		
Диксон ГМО им. Е. К. Федорова Тикси	2,05 1,78 1,23	0,36 0,32 0,31	5,81 3,25 3,04	18,37 14,85 17,01	4,70 4,21 4,21	32,25 30,63 32,70
Умерен	іная зо	на (70°-	—40° с. ш	.)		
Ленинград Калининград Москва Свердловск Новосибирск Иркутск Якутск Сковородино Петропавловск-Камчатский Владивосток	5,75 8,87 5,76 4,36 3,84 3,28 1,53 1,88 4,43 3,08	$\begin{array}{c} 1,10\\ 1,57\\ 0,98\\ 0,73\\ 0,63\\ 0,50\\ 0,34\\ 0,47\\ 0,80\\ 0,64\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 11,20\\ 14,80\\ 12,04\\ 12,20\\ 10,13\\ 6,61\\ 3,50\\ 5,30\\ 11,92\\ 8,30 \end{array}$	21,90 23,93 25,64 27,80 28,59 31,93 23,36 32,43 23,45 39,34	$\begin{array}{c} 8,50\\ 8,65\\ 9,91\\ 9,90\\ 5,82\\ 13,20\\ 4,72\\ 9,50\\ 6,50\\ 13,82\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 34,70\\ 35,02\\ 36,84\\ 37,62\\ 38,51\\ 44,32\\ 34,50\\ 43,52\\ 35,01\\ 55,51 \end{array}$

Субтропическая зона (к югу от 40° с. ш.)

Ашхабад Цушанбе	10,37 8,02	1,76 1,20	$19,72 \\ 16,50$	$25,36 \\ 25,91$	5,62 6,73	46,13 39,71
--------------------	---------------	--------------	------------------	------------------	--------------	----------------

обширными пустынями формируется сухой континентальный воздух, наблюдается относительный минимум общего содержания водяного пара ( $\overline{W} \approx 25 \text{ кг/m}^2$ ). Подобное нарушение зонального распределения общего влагосодержания атмосферы имеет место и над другими пустынями земного шара, особенно над Сахарой и Центральной Мексикой [44].

В связи с тем что содержание водяного пара в земной атмосфере за короткие промежутки времени претерпевает существенные временные изменения, целесообразно рассмотреть некоторые оценки такого изменения. Из табл. 1.3 следует, что экстремальные величины (максимум и минимум) общего влагосодержания атмосферы могут различаться в одном и том же физико-географическом районе более, чем на порядок, а для территории СССР в целом эти различия еще значительнее. Так, зимой величина W варьирует от 0,3 до 20 кг/м<sup>2</sup>, летом — от 4 до 55 кг/м<sup>2</sup>.

Приведенные данные, естественно, не отражают всех особенностей пространственного изменения величины W над территорией земного шара. В связи с этим отметим, что общее влагосодержание в атмосфере приэкваториальных широт Атлантического океана (при среднем значении около 36—38 кг/м<sup>2</sup>) может изменяться от 24 до 53 кг/м<sup>2</sup> [12, 30]. Аналогичные данные получены и для атмосферы над Индийским океаном [29].

Анализ данных о влагосодержании отдельных слоев атмосферы [20, 28, 32, 39] показывает, что по форме кривые высотного распределения количества осажденной воды, построенные



для разных сезонов и регионов (Евразии и района Атлантики между 60° с. ш. и 60° ю. ш.), мало отличаются друг от друга при различных значениях общего влагосодержания во всей толще атмосферы ( $W_{\rm общ}$ ).

Это позволило нам построить некоторый универсальный профиль распределения с высотой величины  $W_i/W_{\rm общ}$  ( $W_i$  — количество осажденной воды в *i*-м слое атмосферы), который представлен на рис. 1.5.

Из рис. 1.5 видно, что в слое 0-2 км содержится около 55 %

Рис. 1.5. Универсальная кривая изменения количества осажденной воды с высотой, построенная по данным разных авторов.

всего количества осажденной воды, а в слое 0—5 км — около .90 %. В верхней тропосфере сосредоточено около 10 % общей массы водяного пара, а в стратосфере количество осажденной воды составляет десятые и даже сотые доли процента.

## 1.4. Озон и его распределение в земной атмосфере

Озон (O<sub>3</sub>), как и водяной пар, относится к довольно изменчивым составляющим атмосферного воздуха. Он оказывает существенное влияние на проходящие в атмосфере радиационные процессы, хотя и содержится в воздухе в ничтожном количестве  $(10^{-6} - 10^{-5})$  по объему).

#### 1.4.1. Основные единицы измерения озона

Рассмотрим наиболее часто используемые в метеорологии единицы измерения атмосферного озона:

а) плотность озона ρ<sub>3</sub> — масса газообразного озона в единице объема воздуха, выражаемая чаще всего в мкг/м<sup>3</sup>. Иногда тер-

мин «плотность озона» употребляется и для обозначения толщины слоя озона, содержащегося в слое атмосферы километровой толщины, приведенного к нормальному давлению 1013,25 гПа и температуре 288,15 К. Значение 10<sup>-3</sup> см/км соответствует плотности озона, равной 21,415 мкг/м<sup>3</sup>;

б) парциальное давление озона  $P_3$  — давление, которое имел бы озон, находящийся в газовой смеси, если бы он один занимал объем, равный объему смеси при той же температуре. Оно обычно оценивается в миллипаскалях (мПа) или в нанобарах (1 нбар = = 0,1 мПа);

в) отношение смеси озон/воздух  $r_3^*$  — отношение массы озона  $\rho_3$  к массе воздуха  $\rho$  без озона в данном объеме, измеряемое количеством мкг  $O_3$  в 1 г воздуха;

г) массовая концентрация озона  $r_3$  — отношение массы озона к массе воздуха в данном объеме атмосферы, измеряемое количеством мкг  $O_3$  в l г воздуха и выражаемое в миллионных долях по массе (млн<sup>-1</sup>);

д) молярная концентрация озона  $N_3$  — отношение числа молей озона к числу моделей воздуха в данном объеме атмосферы, которое также выражается в миллионных долях по объему (млн<sup>-1</sup>);

е) концентрация озона  $n_3$  — количество молекул озона в единице объема, выражаемое в см<sup>-3</sup>.

В связи с тем что на практике используют различные единицы измерения содержания озона, приведем формулы перехода от одних единиц к другим, если давление воздуха *р* выражается в гектопаскалях, температура воздуха *T* — в кельвинах:

парциальное давление

$$P_3 = 0,1732 \cdot 10^{-3} T \rho_3;$$

отношение смеси — озон/воздух

$$r_3 = 2,8704 \cdot 10^{-3} \frac{T}{p} \rho_3;$$

молярная концентрация озона

$$N_3 = 1,7322 \cdot 10^{-3} \frac{T}{p} \rho_3;$$

концентрация озона

$$n_3 = 1,25467 \cdot 10^{10} \rho_3$$
.

Наряду с вышеперечисленными единицами при исследовании содержания озона в атмосфере широко используется общее содержание озона (суммарный озон) X— количество озона в вертикальном столбе атмосферы, численно равное толщине слоя газообразного озона в этом столбе при нормальных условиях, т.е. при давлении 1013,25 гПа (760 мм рт. ст.) и температуре 288,15 К, которое выражается в атм-см. Величину  $X = 10^{-3}$  атм-см часто называют единицей Добсона (Д. Е.). Общее содержание озона в слое атмосферы толщиной 1 км при нормальных условиях может быть рассчитано с помощью формулы

$$X = \frac{\rho_3}{2,1414 \cdot 10^4} = 4,66968 \cdot 10^{-5} \rho_3, \tag{1.21}$$

где  $\rho_3$  — плотность озона в мкг/м<sup>3</sup>, X — в атм-см/км.

#### 1.4.2. Суммарный озон в земной атмосфере

Сведения о суммарном озоне (общем содержании атмосферного озона) Х приводятся в большом количестве публикаций,



Рис. 1.6. Широтный ход средних значений общего содержания озона [37]. *1* — средние годовые (1957—1975 гг.), 2 — в месяц минимума, 3 — в месяц максимума.

в том числе и в ряде фундаментальных монографий (см., например, [10, 35, 37, 101]). Поэтому дадим лишь самое общее описание главных закономерностей и особенностей географического распределения и временной изменчивости суммарного озона, воспользовавшись данными упомянутых выше монографий и некоторыми другими публикациями.

Исследования последних лет показали, что суммарный озон в земной атмосфере испытывает значительные пространственновременные вариации. Наблюдаемая в природе толщина слоя озона X меняется в широких пределах — от 68 Д. Е. (Тромсе, северная Норвегия, 23 и 26 декабря 1942 г.) до 760 Д. Е. (о. Кергелен, 20 октября 1967 г.) [36]. При этом распределение общего содержания озона даже в среднем имеет четко выраженную зависимость от широты и времени года (рис. 1.6). Наименьшие изменения величина  $\overline{X}$  испытывает в тропических широтах (между 25° с. ш. и 25° ю. ш.). Здесь в течение всего года общее содержание озона варьирует в пределах от 242 до 296 Д. Е. В направлении к полярным широтам толщина слоя озона  $\overline{X}$  существенно возрастает и имеет хорошо выраженный сезонный ход с максимумом весной в северном полушарии и весной — летом в южном. Наиболее чегко этот сезонный ход выражен в полярной зоне северного полушария, где годовая амплитуда величин  $\overline{X}$ 



Рис. 1.7. Распределение средних за каждый месяц амплитуд колебаний суммарного озона (Д. Е.) в зависимости от широты и времени года [10].

составляет около 170 Д. Е. при изменении общего содержания озона в среднем от 276 до 446 Д. Е.

При среднем глобальном содержании озона в земной атмосфере 297 Д. Е. средние месячные значения  $\overline{X}$  могут изменяться по территории и в течение года в пределах 170—576 Д. Е. [37], т. е. более, чем в 3 раза.

На фоне общего годового хода озона довольно ярко проявляются его изменения, обусловленные процессами синоптического масштаба (длительностью 1—5 суток), изменения в зависимости от широты и сезона.

Как видно из табл. 1.4 и рис. 1.7, наибольшие вариации среднесуточных значений общего содержания озона в земной атмосфере отмечаются в полярных и умеренных широтах, особенно в весенне-зимний период, когда средние квадратические (стандартные) отклонения могут достигать 42—57 Д. Е., а средняя амплитуда — 150—200 Д. Е. Летом в высоких и умеренных широтах колебания суммарного озона X существенно ослабевают, в среднем на 30—50 % [11].

#### Таблица 1.4

Средние квадратически	ие отклонения	среднесуточных	значений общего	
содержания озона (Д. Е.)	для некоторы	их станций север	оного полушария [3	56]

	Ши- рота	Месяц											
Станция		I	11	ш	IV	v	VI	VII	VIII	IX	х	XI	XII
Резольют	75° с.ш.			44,0	<b>38</b> ,2	22,9	17,0	14,2	27,4	17,1	25,2		
Оксфорд Бельск	52 51	57,3 31,9	50,0 41.2	$37,1 \\ 42,3$	33,7 39.4	24,4 27.9	$20,6 \\ 21.0$	$\frac{22,9}{14,2}$	18,8 17,6	16,5 16.8	$24,3 \\ 21.5$	29,4 26.8	51,4 38.1
Сринагар Дели	34 29	12,5 14,1	11,1 19,7	20,8 20,5	13,5 16,2	$15,3 \\ 12,2$	13,1 15,8	7,5	7,9 9,7	8,4 10,6	7,6 11,5	13,8 9,1	11,3 10,7
Кодайканал Ган	10 0	5,7	6,7 8,6	5,0 13,8	5,3 22,4	6,4 5,9	7,5 7,3	4,5 6,3	<b>4,</b> 8 9,5	4,8	3,2	2,4	3,6 —

Наименьшие вариации величины X отмечаются в тропиках, причем в течение всего года. Амплитуда колебаний суммарного озона здесь составляет всего 15—25 % колебаний его в северных районах.

#### 1.4.3. Вертикальное распределение озона

В связи со значительным влиянием озона на ослабление оптического излучения, проходящего через всю толщу атмосферы, исследованиям высотного распределения  $O_3$  уделяется в настоящее время все большее внимание. В последние десятилетия распределение озона по высоте (до 30 км) изучается на основе данных озонозондирования, а в более высоких слоях атмосферы с помощью спектрографов, поднимаемых на ракетах. Несмотря на малочисленность высотных измерений  $O_3$  (по сравнению с суммарным озоном) в настоящее время уже сложились достаточно определенные представления об особенностях пространственновременного распределения этого газового компонента.

Так, парциальное давление озона вблизи земной поверхности и в тропосфере довольно мало (1—4 мПа). С увеличением высоты оно существенно возрастает и достигает максимальных значений (10—30 мПа) между 20 и 27 км. Выше максимума содержание атмосферного озона с высотой резко убывает.

В тропосфере, как показывает рис. 1.8, количество озона мало и распределение его с высотой сравнительно однородно. С некоторого уровня парциальное давление озона  $P_3$  начинает резко возрастать и достигает максимальных значений: в тропиках— на высоте 24—27 км, в умеренной зоне— на высоте 19—21 км и в полярных областях— в слое 13—15 км, где также отмечается и наибольшее количество атмосферного озона ( $P_3 \approx 24$  мПа).

Выделяют три основных типа вертикального распределения озона [1, 2, 37]:

тип А — тропический, характерный для тропических широт и отличающийся устойчивым ото дня ко дню вертикальным распределением озона, высокой озонопаузой (уровнем, с которого начинается резкое увеличение содержания озона),  $h_{\rm on} = 17...$ ... 19 км, расположенной несколько выше тропопаузы (в среднем на 0,6 км) и максимумом парциального давления O<sub>3</sub> на высоте 25— 26 км;



Рис. 1.8. Среднее распределение парциального давления озона (P<sub>3</sub> мПа) по высоте в низких (9° с. ш.), средних (47° с. ш.) и высоких (85° с. ш.) широтах [45].

тип В — умеренный, наблюдаемый в умеренной зоне, для которого характерно положение озонопаузы немного ниже тропопаузы (обычно  $h_{on} = 10...11$  км) и максимума  $P_3$  на высотах 22—24 км. При этом форма вертикального профиля  $\overline{P}_3(h)$  и количество озона в различных слоях атмосферы более изменчивы (очевидно, из-за меняющейся атмосферной циркуляции);

тип С — полярный, проявляющийся наиболее четко в полярных областях; для него характерно очень низкое положение озонопаузы ( $h_{\text{оп}}$  может опускаться иногда до 6—7 км) и слоя максимального содержания озона. Высота максимума озона составляет около 13—18 км. Наряду с тремя основными типами вертикального распределения озона в слое 0—30 км существует еще комбинированный тип (тип Д). В этом случае одновременно с максимумом содержания озона на высоте 19—21 км имеется вторичный максимум на высоте 11—14 км (иногда и несколько выше) больший, чем основной. Указанный тип распределения наблюдается не только в полярных широтах, но иногда и в умеренной зоне в зимний и весенний периоды при притоке арктического воздуха.



Рис. 1.9. Среднее распределение (Р мПа) по высоте в меридиональной плоскости [45].

Общее представление об особенностях пространственно-временного распределения озона в земной атмосфере можно получить из рис. 1.9, на котором приведен меридиональный разрез значений  $P_3$  мПа на различных высотах для периода его наибольшей концентрации (март—апрель).

Хорошо видно, что в нижней стратосфере (между уровнями 100 и 50 гПа) над высокими широтами обоих полушарий располагаются области больших значений  $P_3$  (до 14 мПа и более над южным полюсом и около 22 мПа над северным). Максимум  $P_3$ (около 14—15 мПа), но на больших высотах (вблизи уровня 20 гПа), отмечается и над тропическими широтами.

В тропосфере над всеми районами земного шара высотное распределение озона почти неизменно, а его парциальное давление варьирует в основном от 2 до 4 мПа. Лишь в районе экватора хорошо выражен тропосферный минимум значений  $P_3$ . Такое распределение озона в тропосфере подтверждается и последними данными (рис. 1.10).

В другие сезоны года пространственное распределение озона в земной атмосфере имеет тот же характер, что и в весенний период. Однако вследствие ослабления к лету меридиональной стратосферной циркуляции, приводящего к уменьшению притока озона из тропиков в полярную зону, его содержание здесь существенно снижается.



Рис. 1.10. Широтный профиль концентрации озона (млрд<sup>-1</sup>) для средней тропосферы [90].

Вертикальное распределение содержания озона на высотах, больших высот стратосферного максимума, исследуется с помощью



Рис. 1.11. Вертикальное распределение концентрации озона (см-3).

1 — модель Крюгера [69]; 2, 3, 4 — данные Крюгера и др., 21 июля 1975 г. [68]; 5, 6 — данные Академии наук ГДР, 12 и 19 сентября 1975 г. [37]; 7 — данные ЦАО, 19 сентября 1975 г. [37].

ракет. На рис. 1.11 представлены примеры вертикальных профилей озона для слоя 20—80 км, построенных по данным ракетных измерений в отдельные сроки наблюдений [37, 68]. Здесь же дана широко используемая модель Крюгера 1976 г. [69]. Видно, что концентрация озона выше стратосферного максимума быстро уменьшается с высотой и становится на три-четыре порядка меньше в слое 60—80 км.

Более детальная статистическая пространственно-временная картина распределения озона в атмосфере будет дана в гл. 4.

#### 1.4.4. Изменчивость атмосферного озона

Расчет характеристик радиационного поля в атмосфере и многие другие задачи требуют знаний как о среднем содержании озона на различных высотах, так и его возможных вариациях.

Известно, что высотное распределение озона зависит от места и времени измерения, фотохимических процессов его образования и распада, горизонтального и вертикального переноса, разрушения в тропосфере и т. п. Содержание озона в атмосфере отличается большой изменчивостью. Так, даже средняя сезонная концентрация озона в слое главного максимума, например, в полярных широтах может изменяться в 7—12 раз (табл. 1.5).

Таблица 1.5

		X*•1	0 <sup>3</sup> атм-с	м/км				X*•1	03 атм-с	м/км	
Высота, км	Субар	жтика	Сре шир	дние оты	Тропи-	Высота, км	Субар	октика	Сре, шир	цние оты	Тропи-
	зима	лето	зима	лето	КИ		зима	лето	зима	лето	ки
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24	1,8 2,0 2,6 3,2 4,2 10,1 18,2 28,0 29,1 26,2 26,2 24,2 18,3	2,0 2,0 2,0 2,0 2,0 1,7 2,0 2,3 2,3 4,2 8,9 8 12,8 16,0	1,8 2,0 2,2 4,2 6,3 12,0 15,0 17,1 19,1 21,0 17,0	2,6 2,6 3,2 3,8 4,2 6,1 8,0 9,6 13,0 26,0 27,0 15,0	1,7 $1,8$ $1,9$ $2.0$ $3,8$ $6,0$ $10,2$ $12,8$ $16,2$ $18,6$ $18,6$ $18,6$ $14,8$ $13,2$	26 28 30 32 34 36 38 40 42 44 46 48 50	13,59,67,15,54,74,03,11,90,50,30,2	$\begin{array}{c} 16,0\\ 13,5\\ 11,0\\ 8,4\\ 5,8\\ 4,0\\ 3,1\\ 1,9\\ 1,3\\ 0,8\\ 0,5\\ 0,2\\ 0,2\\ \end{array}$	$14,4 \\ 11,2 \\ 8,8 \\ 6,7 \\ 4,0 \\ 3,1 \\ 1,9 \\ 1,3 \\ 0,8 \\ 0,5 \\ 0,3 \\ 0,2 \\ 0,$	$13,2 \\ 11,5 \\ 9,5 \\ 7,6 \\ 5,8 \\ 4,0 \\ 3,1 \\ 1,3 \\ 0,8 \\ 0,5 \\ 0,2 \\ 0,$	10,6 8,3 6,4 5,5 4,6 4,0 3,1 1,9 1,3 0,8 0,5 0,3 0,2

#### Средние вертикальные профили концентрации озона X\* для различных широтных зон земного шара [81]

Анализ изменчивости вертикальных профилей озона, проведенный рядом авторов [6, 52, 85, 95, 96] для отдельных пунктов на ограниченном материале, позволяет получить некоторое предварительное представление о вариациях  $P_3$  на различных высотах. Так, наибольшие суточные изменения озона наблюдаются в слое атмосферы ниже главного максимума, где они могут достигать 50—80 % (рис. 1.12). В нижней стратосфере наблюдаются и самые большие стандартные отклонения содержания атмосферного озона (табл. 1.6).
Из данной таблицы видно, что наибольшие значения стандартных отклонений парциального давления озона (как и его межсезонной изменчивости) отмечаются также в полярных широтах (здесь  $\sigma_{P_3}$  составляет 3,1—3,6 мПа).



Рис. 1.12. Среднее вертикальное распределение парциального давления озона (а) и его изменчивость (б) для станций Берлин (1) [96] и Аспендейл (2) [85].



Стандартные отклонения парциального давления озона (×10 мПа) в различных широтных зонах (январь—август) [7]

				Слой а	тмосфер	ы,г∏а			
Широтная зона	500 250	250 — 125	125— 62,5	62,5- 31,2	31,2— 15,6	15,6— 7,8	7,8— 3,9	3,9 1,95	1,95— 0,98
Полярная Умеренная Субтропическая Тропическая Экваториальная	15 11 12 9 7	36 23 22 8 5	$31 \\ 25 \\ 26 \\ 12 \\ 9$	20 19 19 10 6	9 7 7 8 5	7 6 7 7 5	5 5 6 5 5	1,7 2,1 2,2 2,2 2,4	$1,0 \\ 1,4 \\ 1,5 \\ 1,4 \\ 1,3$

В годовом ходе среднее квадратическое отклонение  $\sigma_{P_3}$  в области наибольших изменений озона имеет четко выраженный максимум в зимне-весенний период (особенно в апреле) и минимум осенью (рис. 1.13). В средней стратосфере, как видно из табл. 1.6,



Рис. 1.13. Вертикальное распределение стандартных отклонений парциального давления озона для ст. Берлин [96].

1 — январь-апрель, 2 — май-сентябрь.

стандартные отклонения парциального давления озона очень малы (0,10—0,25 мПа). Однако относительная изменчивость озона на больших высотах (выше 50 км), как указывают авторы [22], может достигать 400 %.

#### 1.5. Углекислый газ

Углекислый газ (CO<sub>2</sub>) играет существенную роль в поглощении солнечного излучения земной атмосферой, особенно в создании тепличного эффекта. Этим проблемам посвящено большое число работ, в том числе касающихся прогноза климата Земли в будущем. Естественно, что интерес к изучению пространственно-временного распределения СО<sub>2</sub> в атмосфере огромен.

Углекислый газ распределен в земной атмосфере значительно более однородно, чем водяной пар и озон. Он относится к основным поглощающим оптическое излучение газам атмосферы, его концентрация сущест-

его концентрация сущест венно больше концентраций малых газовых примесей.

По данным [17, 48, 63], количество СО2 за последлесятилетия **Устой**ние чиво возрастает (со скоростью около 7 млн-1 за 10 лет). Уровень его фонового глобального содержания v поверхности Земли составляет в навремя около стоящее 334 млн<sup>-1</sup> [55, 91]. В городских и индустриальных районах содержание углекислого газа в атмосферном воздухе может возрастать до 500 млн-1 [70]. Согласно [15], абсолютный минимум и мак-

Рис. 1.14. Вертикальное распределение объемного отношения смеси углекислого газа, в умеренных широтах (44° с. ш.) [42].



симум концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере равны соответственно 0,015 и 0,090 % по объему. Однако отклонения концентрации углекислого газа от среднего значения невелики и, как правило, носят эпизодический характер. В частности, значения суточных вариаций содержания CO<sub>2</sub>, по данным [91], находятся в интервале 1—2 млн<sup>-1</sup>.

Экспериментальные данные о высотном распределении CO<sub>2</sub> показывают, что углекислый газ достаточно хорошо перемешан на всех уровнях тропосферы и стратосферы (средняя концентрация 320—330 млн<sup>-1</sup> [49, 100]). Типичное для умеренных широт северного полушария распределение содержания CO<sub>2</sub> до высоты 35 км по данным самолетных и аэростатных измерений представлено на рис. 1.14. Как следует из обзора [19], диапазон значений концентрации углекислого газа в различных экспериментах составляет 270—400 млн<sup>-1</sup> в тропосфере и 180—400 млн<sup>-1</sup> в стратосфере. Однако в подавляющем числе случаев вариации содержания  $CO_2$  на разных высотах незначительны (менее 2 млн<sup>-1</sup>), хотя летом в тропосфере могут наблюдаться заметные изменения концентрации углекислого газа (до 6 млн<sup>-1</sup>) по пространству (в пределах синоптического масштаба) [17].

#### 1.6. Малые газовые составляющие атмосферы

Так называемые малые газовые составляющие (примеси) атмосферы — метан (CH<sub>4</sub>), окись углерода (CO), закись азота (N<sub>2</sub>O), двуокись азота (NO<sub>2</sub>) и окись азота (NO) имеют существенное значение в поглощении оптического излучения, несмотря на их малую концентрацию. Их измерения до сих пор имеют эпизодический характер. Особенно мало таких измерений на высотах более 15— 20 км. И тем не менее в настоящее время можно составить определенное представление о высотном распределении малых газовых примесей [18, 19, 78, 100].

Метан — долгоживущая газовая составляющая земной атмосферы, которая слабо взаимодействует с другими газами. Содержание СН<sub>4</sub> в атмосфере подвержено малым изменениям, за исключением городских районов. Для приземного слоя характерны значения объемной концентрации метана 1,5—1,6 млн<sup>-1</sup>, а в отдельных экспериментах она изменяется от 1,0 до 1,9 млн<sup>-1</sup> [19, 70, 100]. Распределение метана с высотой более или менее равномерно до высот 15—18 км (средняя концентрация около 1,6 млн<sup>-1</sup>). Выше, как это видно из рис. 1.15, содержание СН<sub>4</sub> в атмосфере быстро убывает с высотой в полном соответствии с имеющимися представлениями о процессах разрушения метана атомарным кислородом и радикалами ОН [18]. Поэтому на высоте около 50 км концентрация СН<sub>4</sub> составляет 0,15—0,25 млн<sup>-1</sup>.

Как видно из табл. 1.7, наибольшая изменчивость концентрации метана отмечается на высотах 30—50 км, где она может варьировать от 0,08 до 0,80 млн<sup>-1</sup>.

Окись углерода. Распределение концентрации СО в земной атмосфере изучено еще недостаточно. Наибольшее число измерений имеется для суммарного содержания СО во всей толще атмо-

Таблица 1.7

Высота, км	Сн₄	Высота, км	со	Высота, км	NzO
<5 5—10 10— <b>2</b> 0 20—30 30—50	$0,7-5,0 \\ 0,6-2,0 \\ 0,5-2,0 \\ 0,1-0,8 \\ 0,08-0,8$	до 5 5—10 10—15 15—20 —	0,01-0,16 0,04-0,12 0,03-0,08 0,01-0,08	до 5 5—10 10—15 15—20 20—30	$\begin{array}{c} 0,11-0,35\\ 0,08-0,35\\ 0,08-0,33\\ 0,01-0,30\\ 0,01-0,30\end{array}$

Содержание CH<sub>4</sub>, CO и N<sub>2</sub>O в тропосфере и стратосфере (N млн<sup>-1</sup>)

сферы [11, 40]. Оно изменяется от 0,04 атм-см в южном полушарии до 0,12 атм-см в северном. Фоновые значения концентрации окиси углерода вблизи земной поверхности составляют 0,05— 0,1 млн<sup>-1</sup>, хотя в крупных промышленных центрах они могут достигать 500 млн<sup>-1</sup> [70]. Многолетние измерения в обсерватории



Рис. 1.15. Вертикальный профиль отношения смеси метана для умеренных широт [78].

Мауна-Лоа [93] показали наличие сезонных вариаций СО с максимумом концентрации зимой, причем летом концентрация СО почти в два раза меньше, чем зимой.

Немногочисленные данные о высотном распределении окиси углерода показывают, что она равномерно распределена в тропосфере (до высоты 10 км); средняя концентрация СО равна 0,12 млн<sup>-1</sup> (рис. 1.16), причем ее вариации здесь, как следует из табл. 1.7, заключены в интервале 0,01—0,16 млн<sup>-1</sup>. В стратосфере содержание СО убывает с высотой от 0,12 млн<sup>-1</sup> на уровне 10 км до 0,01 млн<sup>-1</sup> и даже менее около 20 км и в более высоких слоях. Правда, отдельные измерения (см. [46]) допускают возможность роста концентрации СО до 0,05 млн<sup>-1</sup> в слое 40—50 км. Закись азота. В отличие от СО распределение  $N_2O$  в земной атмосфере изучено лучше. Наибольшее число измерений содержания закиси азота в атмосферном воздухе проведено в тропосфере, где этот газ хорошо перемешан по высоте (в силу своей химической инертности по отношению к другим газам). В умеренных широтах фоновое значение концентрации  $N_2O$  у земли и в свободной атмосфере (до высот 15—16 км) составляет около 325 млн<sup>-1</sup> [18, 78]. Диапазон изменений концентрации  $N_2O$  в данной области высот (см. табл. 1.7) равен 0,08—0,35 млн<sup>-1</sup>. Однако в подавляю-



Рис. 1.16. Вертикальный профиль объемного отношения смеси окиси углерода, полученный на основе обобщения данных [46, 51, 72, 102].

щем числе случаев вариации содержания  $N_2O$  в тропосферном воздухе очень малы и составляют около 0,5 % [84]. Кроме того, в тропосфере не обнаруживается ни сезонный, ни широтный ход концентрации  $N_2O$ . Выше 15—16 км характерно некоторое уменьшение содержания  $N_2O$  (это хорошо видно из рис. 1.17), которое может быть объяснено фотолизом  $N_2O$  и реакцией с O(D), ведущей к образованию NO [18].

Окись азота вследствие высокой химической активности нестабильна (она находится в равновесии с двуокисью весьма азота), и концентрация NO вблизи земной поверхности имеет широкий диапазон изменений: от 0,004 млрд-1 над Мировым океаном до 1 млрд<sup>-1</sup> в индустриальных районах [77, 92], где атмосфера загрязнена продуктами сгорания. Немногочисленные измерения NO у земли и в тропосфере (см., например, [65, 92]) позволяют оценить уровень его фонового содержания в слое до 6-7 км в 0.03-0,06 млрд<sup>-1</sup>. На более высоких уровнях и особенно в стратосфере с увеличением интенсивности ультрафиолетового излучения и скорости фотодиссоциации закиси азота объемное отношение смеси NO, как видно из рис. 1.18, возрастает с высотой и достигает максимума 5—20 млрд<sup>-1</sup> на высотах 35—45 км.

Рис. 1.17. Вертикальное распределение объемного отношения смеси закиси азота.

I = [71], 2 = [56, 57], 3 = [50].



Рис. 1.18. Вертикальное распределение объемного отношения смеси окиси азота. 1 - [62], 2 - [87, 88], 3 - [89], 4 - [75], 5 - [82], 6 - [51], 7 - [104].

Обширная серия ракетных измерений концентрации NO на высотах 30—60 км, проведенная в умеренных широтах [62], показала ее большую временную изменчивость. При этом большие суточные вариации характеризуются быстрым нарастанием концентрации NO на рассвете, медленным спадом в течение дня и быстрым убыванием на закате [89]. Поэтому в ночные часы концентрация NO в стратосфере ничтожно мала. Подобный суточный ход NO является следствием, с одной стороны, фотолиза NO<sub>2</sub> солнечным



излучением, а с другой стороны, эффективного взаимодействия NO с озоном.

Зависимость содержания окиси азота от стратосферных фотохимических процессов обусловливает заметный сезонный ход концентрации NO. Так, в умеренных широтах, как показано в [100], объемное отноше-

Рис. 1.19. Вертикальное распределение объемного отношения смеси двуокиси азота.

1 — при восходе солнца [66], 2 — при заходе солнца [66], 3 — [80], 4 — [54], 5 — [41], 6 — [100].

ние смеси NO на высоте 21,3 км изменяется от 0,1-0,3 млрд<sup>-1</sup> зимой до 0,8-1,2 млрд<sup>-1</sup> летом.

Двуокись азота. Подобно NO, содержание двуокиси азота в земной атмосфере также зависит от проходящих в ней фотохимических процессов, но в меньшей степени. Естественные границы вариаций объемного отношения смеси NO<sub>2</sub> в приземном слое оцениваются в 0,1—2,6 млрд<sup>-1</sup> над океанами и 0,8—16 млрд<sup>-1</sup> над континентами [18]. В тропосфере вследствие вымывания концентрация двуокиси азота уменьшается с высотой [97].

Для стратосферы характерно увеличение содержания двуокиси азота с высотой от 0,2—0,5 млрд<sup>-1</sup> на уровне 10 км до 4— 12 млрд<sup>-1</sup> и более вблизи 30 км (рис. 1.19).

Концентрация NO<sub>2</sub> в земной атмосфере испытывает заметные суточные и сезонные изменения (см. рис. 1.19). В сезонном ходе, по данным [80], минимум содержания NO<sub>2</sub> отмечается зимой, максимум — летом, причем летний максимум превышает минимум примерно в 5 раз. Следует отметить, однако, что приведенные результаты из-за ограниченности использованного материала являются лишь предварительными и требуют дальнейшего уточнения.

### ГЛАВА 2. МЕТОДЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ И ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНОГО МАТЕРИАЛА

Высотное распределение метеорологических величин в земной атмосфере имеет сложный характер и зависит от многих факторов: географического положения места наблюдения, сезона, слоя атмосферы, типа подстилающей поверхности, условий циркуляции и т. п. Это позволяет считать, что вариации метеорологических величин являются случайными и могут быть описаны методами математической статистики. При таком подходе индивидуальные свойства метеорологического поля не исследуются, а изучаются лишь его статистические (осредненные) параметры. Эти параметры позволяют установить общие закономерности, характерные для всего набора возможных реализаций данного поля, причем надежность полученных результатов будет тем выше, чем больше объем использованных для осреднения совокупностей. Подобные закономерности принято называть статистической структурой случайного поля.

Пространственная статистическая структура аэрологических (высотных) полей является, как известно, трехмерной. Однако характер этой структуры в горизонтальном и вертикальном направлениях существенно различен. Это связано с тем, что условия однородности и изотропии, при которых одноточечные моменты (например, средние значения и дисперсии) являются одинаковыми в различных точках поля, а двухточечные моменты (корреляционные функции) зависят только от расстояния между точками, выполняются лишь по горизонтали (и то только приближенно). Поэтому в метеорологии горизонтальная и вертикальная структура аэрологических полей исследуется обычно раздельно. Эта же схема принята и в настоящей монографии, где главное внимание уделено детальному анализу вертикальной статистической структуры полей температуры, влажности воздуха и озона.

# 2.1. Теоретические основы методов статистического описания метеорологических полей

Для понимания излагаемых в этой главе методов и алгоритмов статистической обработки и анализа данных аэрологических наблюдений необходимо предварительное рассмотрение некоторых теоретических основ статистического описания метеорологических полей и их разложения по естественным ортогональным функциям (е. о. ф.). Полное и строгое изложение соответствующей теории можно найти в [15, 31, 33, 34]. В настоящем разделе мы остановимся лишь на тех понятиях и соотношениях, которые будут использованы ниже при линейном преобразовании исходных наблюдений и многомерном анализе вертикальной крупномасштабной структуры полей температуры и малых газовых составляющих атмосферы (МГС).

# 2.1.1. Основные статистические характеристики высотного распределения метеорологических величин

Главной задачей статистической обработки аэрологических наблюдений является получение различных осредненных параметров (статистик), которые должны наиболее полно и адекватно описать особенности вертикального распределения исследуемой метеорологической величины. При этом следует иметь в виду, что статистическое осреднение производится по всей совокупности (статистическому ансамблю) возможных реализаций высотного распределения этой величины.

Поскольку метеорологические наблюдения рассматриваются как случайные величины, то они могут быть полностью заданы функцией распределения вероятностей. Однако на практике это распределение, как правило, неизвестно, а сами функции мало удобны для использования (в силу своей громоздкости), что делает целесообразным определение более простых характеристик первых моментов распределения, которые описывают лишь общие свойства вероятностных закономерностей исследуемых метеорологических полей.

Рассмотрим некоторую  $\mu$ -ю реализацию ( $\mu = 1, 2, ..., n$ ) случайной величины  $\xi$ . Здесь и ниже под  $\mu$ -й реализацией величины  $\xi$  будем подразумевать единичный k-мерный вектор (вертикальный профиль), компонентами которого являются значения метеорологической величины, наблюдавшиеся в момент времени  $\tau$  на различных уровнях атмосферы  $x_*$  ( $\varkappa = 1, 2, ..., k$ ), т. е.

$$\xi_{\mu}^{\varkappa} = \xi(x_1, x_2, \ldots, x_k), \qquad (2.1)$$

где  $x_1, x_2, \ldots, x_k$  — некоторые аргументы (в нашем случае давление p или высота H).

Для достаточно полного описания статистической совокупности, составленной из *n* реализаций случайной величины ξ, можно ограничиться вектором математических ожиданий или средних значений

$$\bar{\xi}^{\mathbf{x}} = \bar{\xi}(x_1, x_2, \ldots, x_k) = \frac{1}{n} \sum_{\mu=1}^n \xi(x_1, x_2, \ldots, x_k)$$
(2.2)

и ковариационной матрицей

$$S_{\xi} = ||s_{ij}|| = ||s(x_i, x_j)||$$
 при  $i = j = 1, 2, ..., k.$  (2.3)

В случае, если рассматриваются одновременно несколько величин и исследуется связь между ними, то для ее оценки используется также и матрица взаимной корреляции  $S_{\xi\psi}$ . Она имеет тот же вид, что и матрица (2.3), но ковариационные моменты  $s_{ij}$  в ней определяют связь случайных величин  $\xi$  и  $\psi$  в одной точке (при i=i) и в разных точках (при  $i\neq j$ ).

# 2.1.2. Представление случайного вектора с помощью системы естественных ортогональных функций

Метод оптимального представления метеорологических полей по естественным ортогональным функциям (собственным вектором ковариационной матрицы метеорологического поля, заданного своими значениями в выбранной фиксированной системе точек), у истоков которого стояли К. Фукуока [55], Е. Лоренц [62], Н. А. Багров [4] и А. М. Обухов [31], получил в настоящее время широкое распространение в различных областях метеорологии и климатологии (см., например, обзоры [29, 46] и более поздние публикации [1, 35, 56, 57, 67, 72—75]).

Преимущество такого представления, в отличие от других методов, связано с тем, что оно не обусловливается заранее заданной функцией разложения, а эта функция определяется статистически из фактических особенностей исследуемого метеорологического поля. Кроме того разложение любого случайного поля по е. о. ф. по сравнению с разложением его по любой системе ортонормированных функций (например, по ортогональным полиномам Чебышева, тригонометрическим функциям, полиномам Лежандра и т. д.) дает наиболее быстрое убывание дисперсии от одной составляющей к другой. Поэтому оно может быть описано не всеми членами разложения, а только первыми (главными), что позволяет выделить из большого числа данных о поле наиболее существенные и устойчивые особенности и исключить мелкие детали.

Остановимся кратко на методике разложения вертикальных профилей метеорологических величин по е. о. ф., основываясь на работе [15].

Пусть  $\xi(p)$  есть некоторый вертикальный профиль какой-либо метеорологической величины, заданный на конечном числе уровней атмосферы  $p_1, p_2, \ldots, p_k$ . Представим этот профиль в виде суммы среднего профиля  $\xi(p)$  и случайного отклонения от него  $\varphi(p)$ , обусловленного влиянием различного рода погодообразующих факторов, т. е.

$$\xi(p) = \overline{\xi}(p) + \varphi(p). \tag{2.4}$$

При этом случайные профили  $\varphi_{\mu}(p)$  (здесь  $\mu = 1, 2, ..., l$  — номер наблюдения в хронологической последовательности) будем рассматривать в качестве отдельных реализаций случайной функции  $\Phi(p)$ , заданной на конечном числе уровней  $p_i$  (i=1, 2, ..., k). Задача оптимального представления атмосферных возмущений с помощью системы естественных ортогональных составляющих сводится к решению вопроса о наилучшем представлении случайной функции  $\Phi(p)$ , которая определяется исходя из некоторого естественного условия, а именно, условия наилучшего (с точки зрения метода наименьших квадратов) описания случайного процесса.

Обозначим систему естественных ортогональных составляющих (функций) в виде  $F_{\alpha}(p)$  (здесь индекс  $\alpha = 1, 2, ..., n$  указывает номер функции) и будем их рассматривать как *k*-мерные векторы  $\mathbf{F}_{\alpha}(F_{\alpha 1}, F_{\alpha 2}, ..., F_{\alpha k})$ , компонентами которых являются значения функции  $F_{\alpha}(p)$  на уровнях  $p_i$ , т. е.

$$F_{\alpha_1} = F_{\alpha}(p_1), \quad F_{\alpha_2} = F_{\alpha}(p_2), \ldots, F_{\alpha_k} = F_{\alpha}(p_k).$$
 (2.5)

Сущность метода разложения случайной функции  $\Phi(p)$  (далее мы будем рассматривать ее как *k*-мерный случайный вектор  $\Phi(\Phi_1, \Phi_2, \ldots, \Phi_k)$ ) по е. о. ф. состоит в ее представлении в виде суммы *n* слагаемых

$$\Phi \approx \sum_{\alpha=1}^{n} c_{\alpha} F_{\alpha}, \qquad (2.6)$$

или в компонентной записи — в виде системы равенств

$$\Phi_i \approx \sum_{\alpha=1}^n c_\alpha F_{\alpha i}, \quad i = 1, 2, \dots, k$$
(2.7)

(здесь  $c_{\alpha} = \sum_{j=1}^{k} \Phi_{j} F_{\alpha j}$ ); затем ищется такая система векторов  $\{F_{\alpha}\}$ , которая позволяет представить функцию **Ф** с наименьшей средней квадратической погрешностью. Последняя может быть определена из выражения

$$\overline{\delta_n^2} = \sum_{i=1}^k \left( \Phi_i - \sum_{\alpha=1}^n c_\alpha F_{\alpha i} \right)^2.$$
(2.8)

При заданной ковариационной матрице  $||S_{ij}||$  вертикальных профилей  $\varphi(p)$  векторы  $\{F_{\alpha}\}$  находятся как собственные векторы этой матрицы путем решения системы уравнений вида

$$\sum_{i=1}^{k} S_{ij} F_{\alpha j} = \lambda_{\alpha} F_{\alpha i}, \quad i = 1, 2, ..., k,$$
(2.9)

где  $S_{ij}$  — элементы ковариационной матрицы  $||S_{ij}||$ , которая является симметричной по определению;  $F_{\alpha i}$  — компоненты собственных векторов той же ковариационной матрицы;  $\lambda_{\alpha} = \overline{c_{\alpha}^2}$  — собственные числа ковариационной матрицы  $||S_{ij}||$ , являющиеся дисперсиями коэффициентов разложения случайной функции  $\Phi(p)$  по собственным векторам этой матрицы, причем каждому из них соответствует свой собственный вектор  $F_{\alpha}(F_{\alpha 1}, F_{\alpha 2}, \ldots, F_{\alpha k})$ .

Располагая собственные числа ковариационной матрицы  $||S_{ij}||$ в порядке убывания  $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \ldots$ , можно последовательно найти соответствующие им собственные векторы  $F_1, F_2, F_3, \ldots$ 

В связи с быстрой сходимостью рассматриваемого разложения на первые естественные ортогональные функции (первые собственные векторы)  $F_{\alpha}$  приходится большая часть изменчивости, присущей совокупности значений  $\varphi_1, \varphi_2, \ldots, \varphi_k$ . Так, на первые две естественные ортогональные составляющие вертикальных профилей поля геопотенциала приходится примерно 90 % суммарной дисперсии [29].

Результаты наших исследований, подробное изложение которых дается в последующих главах, убедительно подтверждают подобное свойство естественных ортогональных функций. Поэтому в климатологических обобщениях можно с успехом использовать лишь несколько первых собственных векторов, соответствующих наибольшим собственным числам λ<sub>α</sub>.

Для оценки допускаемой при этом погрешности обычно используется либо выражение

$$\overline{\delta_m^2} = \sum_{i=1}^k S_{ii} - \sum_{\alpha=1}^m \lambda_{\alpha}, \quad i, \ \alpha = 1, \ 2, \dots, k, \qquad (2.10)$$

определяющее средний квадрат суммарной ошибки представления случайной функции  $\Phi$  первыми m членами разложения (m < n = =k), либо величина  $d_m$ , характеризующая долю, вносимую первыми n естественными составляющими в суммарную дисперсию, и рассчитываемая по формуле

$$d_m = \frac{\sum_{\alpha=1}^m \lambda_\alpha}{\sum_{\alpha=1}^n \lambda_\alpha} = \frac{\sum_{\alpha=1}^m \lambda_\alpha}{Sp ||S_{ij}||}, \qquad (2.11)$$

где  $Sp \|S_{ij}\|$  — след ковариационной матрицы  $\|S_{ij}\|$ .

В настоящей работе нами использована относительная погрешность  $d_m$  в %.

В заключение остановимся коротко на некоторых методических вопросах, связанных с расчетом собственных векторов.

В линейной алгебре разработан ряд методов, упрощающих решение задачи определения собственных векторов  $\mathbf{F}_{\alpha}$  и собственных чисел  $\lambda_{\alpha}$  ковариационной матрицы  $\|S_{ij}\|$ . Подробное изложение этих методов дается в [44]. В настоящей работе параметры  $\mathbf{F}_{\alpha}$  и  $\lambda_{\alpha}$  вычислялись по методу Якоби, заключающемуся в приведении матрицы ковариаций к диагональному виду с помощью ортогональных вращений и позволяющему получить весь комплекс собственных чисел и собственных векторов.

При определении е. о. ф. вертикальных профилей температуры, массовой доли влаги и озона были использованы ковариационные матрицы  $\|S_{\xi\xi}(p_i, p_j)\|$  соответственно двадцать третьего, пятнад-

цатого и двадцать седьмого порядка, описывающие межуровенные корреляционные связи вариаций t', q' и  $P'_3$  на уровне станции и на всех изобарических поверхностях (см. п. 2.2.1 и 2.2.2).

Ковариационные матрицы температуры, использованные для расчета собственных векторов и собственных чисел, имеют несколько меньший порядок, чем указанный ранее. Это обусловлено тем, что сокращая порядок матрицы  $||S_{ij}||$  за счет исключения ковариаций, полученных по выборкам меньшего объема (они характерны для уровня 30, 20 и 10 гПа), мы достигаем определенной внутренней согласованности значений элементов такой матрицы и, следовательно, обеспечиваем достаточно высокую точность рассчитываемых по ней величин  $\mathbf{F}_{\alpha}$  и  $\lambda_{\alpha}$ .

Кроме того, мы столкнулись с проблемой получения состоятельных оценок е. о. ф., поскольку при их вычислении использовалась не истинная, а выборочная ковариационная магрица. определенная по выборке ограниченного объема. Для решения ее был применен метод прямого сопоставления е. о. ф., вычисленных по разным выборкам. Это сопоставление, проведенное для станций Калининград, Одесса и Ашхабад на основе трех январских выборок температуры за 1961-1965, 1966-1970 и 1961-1970 гг. (при n<sub>1</sub>=n<sub>2</sub>=120 и n<sub>2</sub>=240 случаев), показало, что собственные векторы F<sub>a</sub> мало изменяются от выборки к выборке (косинус угла между подобными векторами равен 0,90-0,99), а нормы λ матриц ||S<sub>ii</sub>|| различаются между собой незначимо и случайно. Все это подтверждается также результатами подробного анализа пространственно-временной устойчивости собственных векторов, которые детально обсуждаются в гл. 3 и 4.

#### 2.2. Характеристика исходного материала

#### 2.2.1. Температура и влажность воздуха

Основным исходным материалом для исследования особенностей статистической структуры полей температуры и влажности в свободной атмосфере послужили соответствующие климатические показатели, рассчитанные по данным многолетних радиозондовых наблюдений мировой сети аэрологических станций и приведенные [41, 42, 43]. Наряду с этим материалом для более полного и детального описания вертикальной статистической структуры полей температуры и влажности воздуха были использованы также данные ряда других станций (не вошедшие в указанные справочники), что позволило увеличить общее число взятых станций до 120. Их географическое положение показано на рис. 2.1.

Существующая мировая сеть аэрологических станций (около 1000 станций [64]) позволяет оценить вертикальную статистическую структуру земной атмосферы только над континентальными районами земного шара. Аэроклиматическое описание океанической атмосферы (см., например, работы [13, 16, 38, 60]) выполнено на основе данных лишь редких островных станций, наблюдений сравнительно немногих судов погоды и малочисленных аэрологических экспедиций.

Естественно, подобное положение не позволяет получить достаточно полные и репрезентативные сведения о вертикальной статистической структуре метеорологических полей над океаниче-



Рис. 2.1. Сеть аэрологических станций (1) и центры пятиградусных квадратов (2), использованных для обобщения спутниковых радиометрических данных.

скими районами. Поэтому вполне корректное и в то же время глобальное описание этой структуры (даже в пределах лишь северного полушария) практически не представляется возможным без дополнительного привлечения, наряду с данными радиозондирования, какой-либо другой аэрологической информации. В этом смысле наиболее перспективными являются наблюдения метеорологических спутников Земли (МСЗ), поскольку последние с точки зрения задач аэроклиматологии ценны не только своей глобальностью, но и адекватностью представления (в отличие от редкой сети аэрологических станций) структуры исследуемого метеорологического поля. Это обстоятельство и послужило главной причиной того, что для описания океанической атмосферы нами были использованы наряду с многолетними данными островных станций и судов погоды также данные зондирования атмосферы с метеорологических спутников Земли.

К сожалению, данные МСЗ позволяют описать особенности вертикальной статистической структуры лишь поля температуры, поскольку до сих пор систематическая оценка высотного распределения атмосферной влаги по спутниковым измерениям не проводилась.

Остановимся коротко на характеристике и методике формирования взятых для анализа статистических совокупностей, причем в первую очередь рассмотрим особенности построения многолетних рядов радиозондовых наблюдений, которые несут основную информацию о вертикальной крупномасштабной структуре полей температуры и влажности.

В качестве исходного материала для построения метеорологических рядов, подвергнувшихся климатической обработке, использованы данные радиозондовых наблюдений на уровне станции и и на 25 изобарических поверхностях: 975 гПа (~0,25 км), 950  $(\sim 0.5 \text{ km}), 925 (\sim 0.75 \text{ km}), 900 (\sim 1 \text{ km}), 875 (\sim 1.25 \text{ km}),$ 850 (~1,5 km), 825 (~1,75 km), 800 (~2 km), 750 (~2,5 km), 700 (~3 km), 650 (~3,5 km), 600 (~4 km), 750 (~2,5 km), 400 (~7 km), 300 (~9 km), 250 (~10 km), 225 (~11 km), 200 (~12 km), 175 (~13 km), 150 (~14 km), 100 (~16 km), 50 (~20 км), 30 (~24 км), 20 (~27 км) и 10 гПа (~31 км), являющихся, как показано ниже (см. п. 2.3 настоящей главы), наиболее информативными уровнями атмосферы с точки зрения адекватного описания ее вертикальной структуры. При этом статистические совокупности, представленные указанным метеорологическим рядом, сформированы из данных, взятых за январь, апрель, июль и октябрь 1961—1972 гг., хотя климатический анализ исследуемых полей проведен нами в основном по результатам обобщений за зимний и летний сезоны.

Для выбранного многолетнего периода характерны регулярность наблюдений и их достаточно высокая однородность по высоте, а также относительно равная точность измерений, проведенных с помощью радиозондов разных типов в различных пунктах северного полушария. О примерно одинаковой точности аэрологических наблюдений, полученных с помощью различных систем радиозондирования, можно судить, в частности, по работам [8, 68, 70], в которых приводятся результаты международных сравнений радиозондов, применяемых разными странами.

Следует также сказать, что в отличие от температуры, климатическая обработка единичных измерений влажности (из-за малой их точности на больших высотах [21, 36, 63]) проведена нами лишь до уровня 400 гПа. В настоящей работе рассматриваются главным образом статистические характеристики доли водяного пара, которая непосредственно не измеряется. Поэтому она была рассчитана для каждого конкретного подъема радиозонда по данным температуры и относительной влажности (для станций СССР) или по данным точки росы (для зарубежных станций).

Для вычисления доли водяного пара q ‰ были использованы выражения вида:

для станций СССР

$$q = 622 \frac{E_w(T) u}{p}$$
, (2.12)

для зарубежных станций

$$q = 622 \frac{E_w(T_d)}{p}$$
, (2.13)

где  $E_w$  — давление водяного пара в гПа; T = (273,16+t) — температура воздуха в кельвинах, t — температура, измеренная радиозондом, в градусах Цельсия;  $T_d = (273,16+t_d)$  — точка росы в кельвинах,  $t_d$  — точка росы, полученная по данным радиозондирования, в градусах Цельсия; p — атмосферное давление в гПа.

При этом давление водяного пара  $E_w$  по отношению к воде вычислено в соответствии с Техническим регламентом ВМО с помощью выражения (1.8).

Согласно законам математической статистики для получения статистически оправданных характеристик метеорологических полей (и, в первую очередь, корреляционных функций) необходимо, чтобы исходная выборка наблюдений была однородной по высоте, случайной и независимой. В реальных условиях (при ограниченности рядов радиозондовых наблюдений) подобные требования соблюсти невозможно. Однако в первом приближении они могут быть учтены. С этой целью нами была предпринята следующая процедура формирования исходных выборок.

Использовались только те подъемы радиозондов, для которых соблюдались два основных условия:

1) обязательное наличие на всех взятых уровнях атмосферы до 400 гПа (~7 км) данных измерений влажности;

2) обязательное наличие (при соблюдении первого условия) на всех уровнях от поверхности земли до 50 гПа (~20 км) данных измерений температуры.

При этом общее число вертикальных профилей, использованных для расчета статистических характеристик исследуемой метеорологической величины, определялось максимальной высотой подъема радиозондов (при соблюдении двух указанных условий) и допустимым минимумом числа наблюдений n=100.

В результате для каждой станции и многолетнего месяца (под которым подразумевается l-й месяц (l=1, 2, ..., 12) всего периода осреднения) была получена почти полностью однородная по высоте и достаточно большая по объему выборка наблюдений. Эта

выборка позволила дать адекватную оценку параметрам атмосферы даже на уровне 20 гПа (26—27 км), так как по числу используемых реализаций она превышает критический предел в 50—60 наблюдений, ниже которого, согласно [49], приходится считаться с недостаточной надежностью определения статистических характеристик.

В первом приближении полученную выборку можно считать также и случайной, поскольку для формирования аэрологических рядов из общего числа радиозондовых выпусков, составляющих для зарубежных станций около 682 выпусков за многолетний месяц, а для станций СССР — около 1364, были выбраны наиболее высокие подъемы. Тогда, согласно [28], полученную выборку, действительно, можно считать в первом приближении случайной.

Подготовленная таким образом выборка характеризуется определенной независимостью составляющих ее реализаций. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

Известно, что при тесной связи вертикальных профилей какойлибо метеорологической величины между собой все они будут содержать очень мало новой информации по сравнению с одним из них. И, следовательно, увеличение числа реализаций в данном случае не приведет к заметному уточнению полученных статистических характеристик. Поэтому независимыми можно считать только те реализации, между которыми нет временной связи. Об этой связи можно судить, например, по значению временной корреляционной функции.

Так, в [14] на примере расчета временной корреляционной функции приземной температуры для ст. Сургут установлено, что наблюдения за температурой уже через трое суток становятся практически независимыми друг от друга. Аналогичные выводы получены и для свободной атмосферы умеренных широт в работе [37] (см. табл. 2.1), согласно которой радиозондовые наблюдения за температурой в тропосфере и нижней стратосфере являются независимыми друг от друга уже через 2—3 дня. Несколько иные результаты приводятся в [17] для тропической зоны Атлантического океана, где радиозондовые наблюдения во всем рассматриваемом слое атмосферы от 1000 до 15 гПа становятся независимыми друг от друга через 1—1,5 дня.

Использованные в настоящей работе статистические совокупности хотя и не удовлетворяют строго условию независимости, все же могут быть отнесены в первом приближении к независимым выборкам, особенно в тропической зоне. Это следует из табл. 2.2, содержащей результаты оценки повторяемостей временных интервалов различной длительности и среднего интервала между использованными в работе наблюдениями, которая проведена нами для станций: Туле (77° с. ш., 59° з. д.), Буффало (43° с. ш., 79° з. д.), Уэйк (19° с. ш., 167° в. д.), судна погоды К (45° с. ш., 16° з. д.) и судна погоды Е (35° с. ш., 48° з. д.), представляющих различные широтные зоны северного полушария.

Временные корреляционные	функции (	$(100 \times r)$	) температ	гуры	на	различных
высотах для ст.	Верхоянск	(1) и	Ташкент (	(2) [	37]	

0				Интервал	времени, ч					
Станция	Высота, км	6	12	24	48	72	96	120		
Январь										
1 2 1 2 1 2 1 2 1 2	1,5 6,0 10,0 16,0 20,0	91 94 88 91 89 73 95 75 95 69	84 87 82 82 63 94 67 86 57	70 69 68 65 73 44 91 62 77 62	45 43 47 41 58 28 85 51 63 50	26 31 33 31 46 21 77 39 52 40	19 25 23 30 36 15 69 31 53 41	$ \begin{array}{c c} 16\\ 27\\ 24\\ 33\\ 20\\ 54\\ 24\\ 41\\ 28\\ \end{array} $		
-	1		Ию	ль						
$     \begin{array}{c}       1 \\       2 \\       1 \\     $	1,5 6,0 10,0 16,0 20,0	89 89 79 72 91 71 77 69 72	81 82 77 64 86 69 75 63 67	68 69 58 52 74 64 67 58 60	44 43 36 32 40 44 52 50 54 49	25 21 26 12 36 12 42 35 47 35	$ \begin{array}{c} 16\\02\\20\\-03\\34\\-07\\39\\24\\44\\29\end{array} $	$\begin{array}{c} 05 \\ -02 \\ 21 \\ -13 \\ 30 \\ -19 \\ 31 \\ 17 \\ 35 \\ 26 \end{array}$		

Конечно, путем дополнительного исключения из исходных выборок наблюдений за смежные дни можно было бы получить строго независимые совокупности. Однако это делать нецелесообразно, поскольку в подобном случае из-за ограниченности аэрологических рядов число взятых реализаций было бы недостаточным для надежной оценки климатических показателей, а сами реализации не охватывали бы всего многообразия наблюдаемых в атмосфере синоптических ситуаций. Поэтому данные за смежные дни были оставлены в выборке, что привело к некоторому, хотя и не существенному, искажению полученных статистик. Так, относительная ошибка стандартных отклонений  $\sigma$ , определенных по этой выборке, возрастает лишь на 3—5 %.

Исходная статистическая выборка должна также удовлетворять и условию стационарности, т. е. не допускать объединения в одну совокупность наблюдений за периоды (например, год или сезон), в течение которых определяемые статистики претерпевают существенные изменения. В противном случае неучет имеющегося годового хода приводит к значительному искажению оцениваемых Средний временной интервал между использованными в работе наблюдениями и повторяемость (%) интервалов различной длительности

	1	Интервал времени, ч								
Станция	121	24	<b>3</b> ô	48	60	72	84	интервал, ч		
		Я	Інварь							
Туле Буффало Судно погоды К Судно погоды Е Уэйк	38 42 51 62 51	20 23 23 16 29	$ \begin{array}{c c} 11 \\ 20 \\ 11 \\ 8 \\ 12 \end{array} $	11 6 8 2 3	$     \begin{array}{c}       7 \\       1 \\       2 \\       1 \\       2     \end{array} $	$     \begin{array}{c}       2 \\       2 \\       1 \\       1 \\       2 \\       2     \end{array} $	$ \begin{array}{c c} 11 \\ 6 \\ 4 \\ 10 \\ 1 \end{array} $	35 29 25 27 22		
		l	Июль							
Туле Буффало Судно погоды К Судно погоды Е Уэйк	48 57 56 51 58	21 24 23 23 26	12 10 12 8 7	8 5 6 3	7 1 1 4 2	$\begin{vmatrix} 1\\ 1\\ 1\\ 2\\ 1\end{vmatrix}$	3 2 2 6 3	25 22 22 27 22 27 22		

<sup>1</sup> Минимальный временной интервал между соседними выпусками радиозондов.

статистических характеристик и, в частности, к завышению коэффициента корреляции. Это хорошо видно из табл. 2.3, в которой приведены значения коэффициентов корреляции между темпера-Таблица 2.3

Коэффициенты межуровенной корреляционной связи температуры  $r_{tt}(p_0, \rho_j)$ для некоторых станций северного полушария, полученные для января по данным за многолетний сезон (1) и многолетний календарный месяц (2)

Станция	Изобарическая поверхность, гПа									
Станция	850	700	500	300	200	100	50	оор- ка		
Барроу	0,57	0,44	0,29 0,43	$0,06 \\ 0,27$	-0,13 -0,11	-0,02 0,15	-0,02 0,07	$1 \\ 2$		
Корал-Харбор	0,76	0,69 0,84	0,61 0,75	$-0,15 \\ -0,28$	-0,16 -0,32	$0,12 \\ -0,22$	0,17	1 2		
Судно погоды Е	0,77 0,82	0,62 0,76	0,63 0,69	$\substack{0,49\\0,56}$	0,33 0,23	-0,37 -0,58	$\begin{bmatrix} -0,20\\ -0,47 \end{bmatrix}$	$\frac{1}{2}$		

турой у поверхности Земли и в свободной атмосфере  $r_{tt}(p_0, p_j)$ для станций Барроу (71° с. ш., 157° з. д.), Корал-Харбор (64° с. ш., 83° з. д.) и судна погоды Е (35° с. ш., 48° з. д.), определенные для января по многолетним данным за сезон [40] и календарный месяц. Учитывая сказанное, в настоящей работе в качестве периода осреднения использован многолетний календарный месяц, исклю-чающий нестационарность метеорологических рядов.

Аналогичное искажение климатических показателей может произойти и за счет неучета суточного хода метеорологической величины, особенно вблизи земной поверхности. Поэтому целесообразно провести для нижней тропосферы статистическую оценку возможностей использования при анализе метеорологических полей основных статистик, рассчитанных по общей выборке, включающей в себя наблюдения за дневные и ночные сроки. С этой целью воспользуемся данными табл. 2.4 и 2.5, в которых приве-

Таблица 2.4

вил			Январь			Июль				
Стан	Высота, км	$\overline{T}_{\mathrm{A}}$	T <sub>H</sub>	$\Delta \overline{T}$	ts	Τ <sub>д</sub>	$\overline{T}_{\mathrm{H}}$	$\Delta \overline{T}$		
1 2 3	Земля	-25,7 -10,7 -1,6	-26,1 -13,0 -2,9	$0,4 \\ 2,3 \\ 1,3$	0,49 3,64 2,70	17,7 21,1 24,7	10,9 13,7 19,5	6,8 7,4 5,2	16,20 23,81 18,02	
1 2 3	0,2	-22,4 -12,1 -2,7	-22,3 13,0 3,0	0,1 0,9 0,3	0,15 1,50 0,59	16,1 21,0 23,2	11,7 13,7 20,7	4,4 7,3 2,5	10,01 23,63 8,91	
1 2 3	0,5	-19,4 -11,7 -3,4	-19,1 -11,8 -3,3	0,3 0,1 0,1	0,48 0,18 0,19	$13,6 \\ 17,7 \\ 21,0$	11,6 15,3 19,8	2,0 2,4 1,2	4,43 7,27 4,13	
1 2 3	1,0	18,5 9,8 3,8	-18,4 -10,1 -4,0	0,1 0,3 0,2	0,19 0,62 0,40	10,0 13,3 17,0	9,2 12,3 16,5	$0,8 \\ 1,0 \\ 0,5$	1,81 3,11 1,72	
1 2 3	1,5	-19,0 -10,4 -5,0	$-18,9 \\ -10,7 \\ -5,0$	0,1 0,3 0,0	0,18 0,65	7,0 9,4 13,0	6,6 8,8 12,8	0,4 0,6 0,2	1,00 1,93 0,71	
1 2 3	2,0	-20,5 -12,0 -6,6	-20,5 -12,3 -6,7	$0,0 \\ 0,3 \\ 0,1$	0,65 0,21	4,5 6,0 9,5	4,0 5,6 9,1	0,5 0,4 0,4	1,35 1,33 1,48	
1 2 3	3,0	-24,9 -16,0 -11,3	-25,2 -16,6 -11,4	0,3 0,6 0,1	0,57 1,12 0,21	-0,7 0,6 3,4	1,2 0,2 3,0	0,5 0,4 0,4	1,43 1,48 1,67	

Средние значения температуры, рассчитанные для станций Салехард (1), Москва (2) и Одесса (3) за день  $(\overline{T}_{\pi})$  и ночь  $(\overline{T}_{\pi})$ , их абсолютные разности  $(\Delta \overline{T})$  и значения критерия значимости  $(t_S)$ 

дены для ст. Салехард, Москва и Одесса средние значения и средние квадратические отклонения температуры, рассчитанные с учетом суточного хода.

Для оценки значимости или случайности расхождения средних значений температуры, определенных по двум отдельным выборкам, взятым из генеральной совокупности, используем критерий

#### Средние квадратические отклонения температуры, рассчитанные для станций Салехард (1), Москва (2) и Одесса (3) за день ( $\sigma_{\rm R}$ ) и ночь ( $\sigma_{\rm H}$ ), их абсолютные разности ( $\Delta\sigma$ ) и значения критерия значимости $T_{\rm H}$

Стан-			Ян	зарь			И	юль	
ция	Высота, км	σд	σ <sub>н</sub>	Δσ	T <sub>H</sub>	σ <sub>д</sub>	σ <sub>н</sub>	Δσ	T <sub>H</sub>
$\frac{1}{2}$	Земля	$10,1 \\ 7,0 \\ 5,7$	9,7 8,3 6,1	0,4 1,3 0,4	1,08 1,41 1,14	6,0 4,4 4,2	4,1 3,1 2,8	1,9 1,3 1,4	2,14 2,01 2,25
$1 \\ 2 \\ 3$	0,2	7,8 7,4 6,0	8,3 7,2 6,4	0,5 0,2 0,4	1,13 1,05 1,13	$5,9 \\ 4,4 \\ 3,4$	4,7 3,1 3,3	1,2 1,3 0,1	1,57 2,01 1,06
$1 \\ 2 \\ 3$	0,5	7,2 6,9 6,4	7,0 6,4 6,5	$0,2 \\ 0,5 \\ 0,1$	1,05 1,16 1,03	$5,5 \\ 4,2 \\ 3,5$	$5,5 \\ 4,0 \\ 3,6$	0,0 0,2 0,1	1,00 1,10 1,05
$1 \\ 2 \\ 3$	1,0	$     \begin{array}{r}       6,3 \\       6,0 \\       6,2 \end{array}     $	6,6 5,7 6,1	$0,3 \\ 0,3 \\ 0,1$	1,09 1,10 1,03	$5,4 \\ 4,0 \\ 3,5$	5,3 4,0 3,5	0,1 0,0 0,0	1,03 1,00 1,00
$\frac{1}{2}$	1,5	6,8 5,8 6,0	$     \begin{array}{r}       6,4 \\       5,5 \\       6,0 \\     \end{array} $	$0,4 \\ 0,3 \\ 0,0$	1,12 1,11 1,00	$5,1 \\ 3,8 \\ 3,4$	4,8 3,8 3,4	0,3 0,0 0,0	1,12 1,00 1,00
$\frac{1}{2}$	2,0	6,5 5,7 5,9	6,4 5,6 5,9	$0, 1 \\ 0, 1 \\ 0, 0$	1,03 1,03 1,00	4,7 3,7 3,3	$4,5 \\ 3,6 \\ 3,2$	0,2 0,1 0,1	1,09 1,05 1,06
1 2 3	3,0	$6,4 \\ 6,5 \\ 5,7$	6,4 6,4 5,8	0,0 0,1 0,1	1,00 1,03 1,03	4,3 3,3 3,0	4,2 3,3 2,9	0,1 0,0 0,1	1,04 1,00 1,07

 $t_s$ , который рассчитывается с помощью выражения вида [39, 49]:

$$t_{S} = \frac{|\bar{\xi}_{1} - \bar{\xi}_{2}|}{\sqrt{\sigma_{1}^{2}/n_{1} + \sigma_{2}^{2}/n_{2}}},$$
 (2.14)

где  $\overline{\xi_1}$  и  $\overline{\xi_2}$  — средние значения двух сравниваемых выборок;  $\sigma_1^2$  и  $\sigma_2^2$  — соответствующие им выборочные дисперсии;  $n_1$  и  $n_2$  объем сопоставляемых выборок. Он позволяет проверить так называемую нулевую гипотезу, т. е. предположение об отсутствии значимых различий между  $\overline{\xi_1}$  и  $\overline{\xi_2}$ . Расчетные значения критерия  $t_S$  для выборок объема  $n_1 = n_2 = 300$  (такое число наблюдений использовано для определения выборочных средних  $\overline{\xi_1}$  и  $\overline{\xi_2}$ ) приведены в табл. 2.4.

Нулевая гипотеза неприемлема, если

$$|t_S| \ge t_S(P, k). \tag{2.15}$$

Здесь  $t_S(P, k)$  — критическое значение функции  $t_S$  при вероятности P и числе степеней свободы  $k = n_1 + n_2 - 2$ , определяемое по распределению Стьюдента (см., например, табл. IV в [39]). Для вероятности P = 0.95 и k = 298 значение функции  $t_S(P, k)$  равно 1.96.

Анализ данных табл. 2.4 показывает, что во всей атмосфере, кроме приземного слоя зимой и слоя от поверхности земли до 1 км летом, соблюдается условие:

$$|t_{S}| < t_{S}(P, k) = 1,96, \tag{2.16}$$

которое свидетельствует о том, что средние профили температуры, полученные по двум выборкам наблюдений, взятых за день и ночь, отличаются друг от друга в большей части пограничного слоя атмосферы несущественно (незначимо). А это означает, что указанные выборки со статистической точки зрения различаются случайно и могут быть отнесены к одной генеральной совокупности.

Для оценки значимости или случайности расхождения дисперсий температуры, рассчитанных по данным за дневной и ночной сроки, воспользуемся критерием  $T_{\rm H}$ , который, согласно [39, 49], может быть определен из выражения:

$$T_{\rm H} = \frac{\sigma_1^2}{\sigma_2^2}$$
, (2.17)

где  $\sigma_1^2$  и  $\sigma_2^2$  — дисперсии, рассчитанные по двум выборкам, причем наибольшая из них находится в числителе.

Расчетные значения критерия значимости  $T_{\rm H}$  (см. табл. 2.5) были сопоставлены с его критическим значением  $F_{1-P}(n_1, n_2)$ , взятым при уровне значимости q = 1 - P = 0,05 и определенным с помощью специальных таблиц предельных значений F (см., например, [39]), разработанных Фишером для различных комбинаций числа степеней свободы  $n_1$  и  $n_2$ . В нашем случае при  $n_1 = = n_2 = 300$  и уровне значимости q = 0,05 величина  $F_{1-P}(n_1, n_2)$ равна 1,28. Известно, что при

$$T_{\rm H} = \frac{\sigma_1^2}{\sigma_2^2} \leqslant F_{1-P}(n_1, n_2), \qquad (2.18)$$

где  $n_1$  и  $n_2$  — число наблюдений в каждой из сравниваемых выборок, нулевая гипотеза о случайности расхождения дисперсий  $\sigma_1^2$ и  $\sigma_2^2$  подтверждается. Как видно из табл. 2.5, почти во всех случаях, исключая лишь данные за июль для слоя поверхность земли и 200 м, расчетное значение критерия  $T_{\rm H}$  меньше его критического значения  $F_{1-P} = 1,28$ .

Следовательно, расхождения между дисперсиями температуры, рассчитанными по двум эмпирическим выборкам, взятым за день и ночь, можно считать также случайными и несущественными. Таким образом, в большей части рассматриваемого слоя атмосферы независимо от сезона выборки дневных и ночных наблюдений, использованные для расчета климатических показателей температуры, различаются между собой случайно и незначимо и поэтому могут быть отнесены к одной генеральной совокупности. Подобный вывод сделан и в отношении характеристик влажности [23]. Поэтому оценка всех климатических показателей, взятых для анализа вертикальной статистической структуры метеорологических полей, произведена в работе по всей совокупности реализаций, включающей наблюдения как за дневные, так и за ночные сроки.

Остановимся кратко на характеристике статистических выборок, сформированных на основе данных спутниковых радиометрических измерений и использованных для оценки высотного распределения температуры воздуха над малоосвещенными районами Мирового океана. Данные, полученные в 1973—1977 гг. с помощью сканирующего радиометра для определения вертикального профиля температуры (РВПТ), установленного на ИСЗ серии НОАА, представлены в виде машинного архива (его подробное описание дано в [5]) для двух сроков наблюдений (00 и 12 ч по местному времени).

Особенностью спутниковых данных является их асинхронность и неупорядоченное расположение в пространстве. Поэтому в единую статистическую совокупность, согласно [45], объединялись данные, относящиеся к профилям температуры, расположенным в пределах пятиградусного квадрата, центр которого совпадает с узлом широтно-долготной сетки. Такое объединение допустимо по двум причинам. Во-первых, в пределах пятиградусного квадрата над океанической поверхностью дисперсия изменяется незначительно. Во-вторых, спутниковые наблюдения относятся не к одной подспутниковой точке, а к некоторой области, которую пролетает спутник за время измерений.

Географическое положение центров 50пятиградусных квадратов, для которых имеются спутниковые данные, показано на рис. 2.1.

В связи с тем что использованные спутниковые радиометрические измерения в отличие от прямых радиозондовых наблюдений представляют собой пространственно нестационарную и ограниченную во времени (использован лишь пятилетний ряд) информацию, объем случайных совокупностей, взятых для расчета статистических характеристик вертикальных профилей температуры, существенно меньше объема радиозондовых выборок и составляет в основном 70—90 наблюдений за многолетний месяц в каждом пятиградусном квадрате. Однако такое число реализаций значительно больше минимального числа наблюдений ( $n=50\div60$ ), допустимого для получения вполне надежных статистических характеристик исследуемой метеорологической величины. Основным исходным материалом для расчета климатических показателей вертикальных профилей озона послужили многолетние наблюдения мировой сети озонометрических станций, которые регулярно публикуются Всемирной Метеорологической Организацией в серии «Глобальные данные по озону» [66]. Всего для анализа высотного распределения озона над северным полушарием были привлечены данные 20 озонометрических станций,

Озонометрические станции, данные которых использованы для расчета

Таблица 2.6

	атмосферного озона										
		Коорд	инаты	Период осредне-	Число						
	Станция	Широта	Долгот <b>а</b>	ния, годы	наблюдений						
	J	Полярная зон	a (60—90° c.	ш.)							
1.	Резольют	75° с.ш.	95° з. д.	1974—1983	181 <sup>·</sup>						
	Умеренная зона (40-60°)										
2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9.	Черчилл Эдмонтон Гус-Бей Берлин Линденберг Хоэнпейссенберг Пайерн Саппоро	59° с. ш. 54° с. ш. 53° с. ш. 52° с. ш. 52° с. ш. 48° с. ш. 47° с. ш. 43° с. ш.	94° 3. д. 113° 3. д. 60° 3. д. 13° В. д. 14° В. д. 11° В. д. 7° В. д. 141° В. д.	$\begin{array}{c} 1973 - 1983 \\ 1970 - 1983 \\ 1963 - 1983 \\ 1966 - 1973 \\ 1975 - 1984 \\ 1966 - 1984 \\ 1968 - 1982 \\ 1968 - 1983 \\ \end{array}$	252 440 526 228 399 1002 504 130						
	Суб	тропическая	зона (25—40°	°с.ш.)							
10. 11. 12. 13. 14. 15.	Каглиари Стерлинг о. Уоллопс Татено Кагосима Нью-Дели	39° с. ш. 39° с. ш. 38° с. ш. 36° с. ш. 32° с. ш. 29° с. ш.	9° В. д. 77° 3. д. 75° 3. д. 140° В. д. 131° В. д. 77° В. д.	$\begin{array}{c} 1968 {}1976 \\ 1963 {}1966 \\ 1968 {}1983 \\ 1968 {}1983 \\ 1968 {}1983 \\ 1968 {}1983 \\ 1969 {}1976 \end{array}$	248 98 230 209 183 196						
	Т	ропическая з	он <b>а (0—25° с</b>	. ш.)							
16. 17. 18. 19. 20.	Пуна Тривандрум Хило о. Кантон о. Наталь	19° с. ш.         8° с. ш.         20° с. ш.         3° ю. ш.         6° ю. ш.	74° в. д. 77° в. д. 155° з. д. 171° з. д. 35° з. д.	$\begin{array}{c} 1969 - 1976 \\ 1969 - 1976 \\ 1964 - 1965 \\ 1965 - 1966 \\ 1979 - 1983 \end{array}$	168 149 28 42 141						

выбранных с учетом объема статистических выборок, достаточного для оценки климатических показателей (табл. 2.6).

Статистические совокупности данных по атмосферному озону включают в себя вертикальные профили  $P_3(p)$ , построенные, как и в случае с температурой, по данным тех же 26 информативных уровней атмосферы (см. п. 2.2.1) и уровня 70 гПа (~18 км), расположенного в области максимального содержания озона.

Для увеличения разрешения озонометрических наблюдений по высоте была проведена предварительная интерполяция индивидуальных значений парциального давления озона с главных (стандартных) изобарических поверхностей и уровней особых точек на промежуточные уровни атмосферы.

Подчеркнем, что в отличие от температуры и влажности для расчета климатических показателей озона использован только независимый статистический материал, поскольку многолетние ряды наблюдений за озоном, характеризующие его высотное распределение в различные сезоны года, сформированы главным образом из реализаций, отстоящих друг от друга более чем на 2-3 суток. Общее число вертикальных профилей озона для каждой станции в основном не менее 60-70, т. е. больше минимально допустимого числа наблюдений, которое необходимо для надежной оценки различных статистических моментов. Правда, для некоторых озонометрических станций (например, Фербенкса, Хило и Кантона), отличающихся определенным своеобразием высотного распределения озона, общее число имеющихся реализаций в отдельные сезоны, заметно меньше допустимого минимума. В этих случаях климатические показатели озона оценивались по годовым совокупностям, без учета сезонных изменений.

Измерения высотных профилей содержания углекислого газа и малых газовых составляющих атмосферы (CH<sub>4</sub>, CO, N<sub>2</sub>O, NO, NO<sub>2</sub>) до последнего времени носили эпизодический характер. Только в последние годы проведено значительное количество специальных исследований указанных газовых составляющих атмосферного воздуха в тропосфере и стратосфере. Результаты этих исследований были использованы нами в качестве исходного материала для расчета статистических характеристик распределения малых газовых примесей.

Предварительный анализ использованного материала показал, что, если на отдельных уровнях атмосферы (они взяты через 1 км) число измерений содержания сверхмалых примесей может быть ограниченным (не более 10 наблюдений), то на всех остальных высотах оно является вполне достаточным для получения статистически надежных оценок, по крайней мере, первых двух моментов распределения (средних величин и дисперсий). Это подтверждают и данные табл. 2.7, в которой для различных высот и широтных зон северного полушария приводится число специальных измерений содержания углекислого газа и других сверхмалых газовых составляющих атмосферного воздуха (СО, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO и NO<sub>2</sub>).

Число высотных наблюдений содержания МГС в различных широтных зонах. Год

Высо-		60	)—90°	ш.			30-	-60°ш.		0-30° ш.			
та, км	CO2	со	N₂O	CO2	со	Сн₄	N₂O	NO2	NO	CO2	со	СН₄	N <sub>2</sub> O
$\begin{array}{c} 0 \\ 1 \\ 2 \\ 3 \\ 4 \\ 5 \\ 6 \\ 7 \\ 8 \\ 9 \\ 10 \\ 11 \\ 12 \\ 13 \\ 14 \\ 15 \\ 16 \\ 17 \\ 18 \\ 19 \\ 20 \\ 21 \\ 22 \\ 23 \\ 24 \\ 25 \\ 26 \\ 27 \\ 28 \\ 29 \\ 30 \\ 35 \\ 40 \end{array}$	$ \begin{array}{c} 207 \\ - \\ 5 \\ 6 \\ 7 \\ - \\ 4 \\ 3 \\ 6 \\ 2 \\ 5 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$	$\begin{array}{c} 111 \\ 6 \\ 10 \\ 8 \\ 7 \\ 4 \\ 111 \\ 8 \\ 6 \\ 5 \\ 4 \\ 7 \\ 5 \\ 5 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$	666664652536435482264762547563265 52536435482264762547563265	$\begin{array}{c} 194\\ 159\\ 181\\ 193\\ 1388\\ 351\\ 90\\ 41\\ 8351\\ 90\\ 41\\ 8351\\ 207\\ 2257\\ 149\\ 28\\ 13\\ 17\\ 207\\ 257\\ 149\\ 28\\ 13\\ 17\\ 8\\ 15\\ 10\\ 6\\ 8\\ 8\\ 14\\ 9\\ 9\\ 8\\ 7\\ 9\\ 11\\ 10\\ 8\end{array}$	$\begin{array}{c} 29\\ 29\\ 23\\ 33\\ 33\\ 6\\ 22\\ 60\\ 23\\ 31\\ 18\\ 8\\ 6\\ 5\\ 8\\ 11\\ 7\\ 5\\ 7\\ 6\\ 5\\ 4\\ 4\\ 6\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 7\\ 6\\ 5\\ 4\\ 4\\ 6\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 7\\ 6\\ 5\\ 5\\ 5\\ 7\\ 6\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\$	$\begin{array}{c} 23\\ 19\\ 30\\ 39\\ 18\\ 31\\ 56\\ 21\\ 18\\ 23\\ 21\\ 21\\ 15\\ 17\\ 10\\ 18\\ 14\\ 14\\ 19\\ 26\\ 28\\ 16\\ 19\\ 20\\ 17\\ 26\\ 14\\ 16\\ 18\\ 15\\ 23\\ 33\\ 15\\ \end{array}$	12 19 23 21 19 20 15 9 22 28 31 31 24 27 5 31 22 25 17 4 19 20 28 21 29 22 8 31 31 24 27 5 23 22 25 17 4 19 20 23 31 21 19 23 31 21 19 20 15 9 22 23 11 24 23 11 20 15 9 22 23 11 20 15 9 22 23 11 20 15 9 22 23 11 20 15 9 22 22 11 23 21 21 23 21 21 23 21 21 20 20 22 20 22 20 22 20 22 22 23 21 20 22 22 23 22 22 22 23 22 22 22 22 23 22 22	$\begin{array}{c} 348\\ 5\\ 36\\ 5\\ 6\\ 8\\ 18\\ 8\\ 15\\ 12\\ 27\\ 14\\ 16\\ 16\\ 26\\ 18\\ 19\\ 22\\ 21\\ 14\\ 16\\ 16\\ 26\\ 18\\ 19\\ 22\\ 21\\ 127\\ 33\\ 30\\ 30\\ 29\\ 38\\ 31\\ 32\\ 24\\ 30\\ 31\\ 32\\ 24\\ 30\\ 31\\ 32\\ 24\\ 30\\ 31\\ 32\\ 24\\ 30\\ 31\\ 32\\ 24\\ 30\\ 31\\ 32\\ 32\\ 34\\ 30\\ 31\\ 32\\ 34\\ 30\\ 30\\ 31\\ 32\\ 34\\ 30\\ 30\\ 30\\ 30\\ 30\\ 30\\ 30\\ 30\\ 30\\ 30$	$\begin{array}{c} 355\\ 3\\ 3\\ 3\\ 3\\ 3\\ 3\\ 3\\ 3\\ 3\\ 3\\ 3\\ 3\\ 3\\$	$\begin{array}{c} 206\\ 29\\ 11\\ 12\\ 36\\ 38\\ 4\\ 8\\ 15\\ 35\\ 19\\ 11\\ 8\\ 9\\ 4\\ 5\\ 5\\ 8\\ 10\\ 4\\ 16\\ 11\\ 4\\ 5\\ 5\\ 8\\ 2\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$	$ \begin{array}{c} 101\\ 22\\ 24\\ 26\\ 21\\ 25\\ 52\\ 14\\ 12\\ 16\\ 27\\ 11\\ 7\\ 7\\ 2\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$	$\begin{array}{c} 116\\ 12\\ 14\\ 18\\ 17\\ 20\\ 60\\ 25\\ 10\\ 6\\ 15\\ 12\\ 11\\ 12\\ 9\\ -\\ 12\\ 10\\ 5\\ -\\ 13\\ 11\\ 9\\ 9\\ 8\\ 10\\ 6\\ 8\\ 8\\ 7\\ 12\\ 10\\ -\\ 10\\ -\\ 12\\ 10\\ -\\ 10\\ -\\ 12\\ 10\\ -$	$\begin{array}{c} 18\\ 18\\ 19\\ 18\\ 19\\ 9\\ 11\\ 13\\ 11\\ 18\\ 7\\ 5\\ 5\\ 4\\ 8\\ 6\\ 2\\ 4\\ 9\\ 3\\ 5\\ 10\\ 4\\ 5\\ 2\\ 8\\ 3\\ 3\\ 7\\ 6\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 11\\ 13\\ 10\\ 12\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10$
<b>4</b> 5 <b>5</b> 0				6 5	45	17	12 10	11 6	$   \begin{array}{c}     25 \\     20   \end{array} $			_	

#### 2.3. Принципы и результаты отбора наиболее информативных уровней атмосферы с целью оптимального описания вертикальной структуры метеорологических полей

Известно, что многолетняя структура метеорологических полей формируется в основном под воздействием макропроцессов, связанных с атмосферными образованиями синоптического и глобального масштаба, порядка сотен и более километров. В этой области масштабов условия однородности и изотропности поля выполняются лишь приближенно и к тому же только в горизонтальном направлении. Поэтому адекватное описание такого поля в вертикальном направлении с помощью данных лишь стандартных изобарических поверхностей, которые наиболее часто используются в аэроклиматических обобщениях (см., например, [9, 16, 40, 47]), не представляется возможным, особенно в нижней тропосфере и в слое колебания тропопаузы. Это подтверждается и результатами космических экспериментов по термическому зондированию атмосферы, показавшими, что 12—13-уровенные модели, построенные на основе информации лишь одних главных изобарических поверхностей, не позволяют достаточно надежно восстановить профиль температуры на нижних уровнях тропосферы и вблизи тропопаузы (здесь ошибка восстановления температуры составляет около 3-5 °C [22]).

В связи с этим встал вопрос о получении оптимальной системы опорных уровней атмосферы, которая, с одной стороны, позволяла бы обеспечить необходимое разрешение данных по высоте, а с другой стороны, давала бы возможность адекватного описания (по крайней мере, с погрешностью, не превышающей ошибки измерения) вертикального профиля метеорологической величины не только на этих уровнях, но и во всем рассматриваемом слое.

Этот вопрос решался в настоящем исследовании, поскольку для этого имелась соответствующая информация (средние профили и автокорреляционные матрицы большого порядка) и условия для ее оптимального преобразования, так как вариации термодинамических параметров на различных уровнях атмосферы существенно коррелированы между собой и, следовательно, число их независимых значений на разных высотах ограничено. Эта особенность в поведении вертикальных корреляционных функций и позволяет дать достаточно полную оценку высотного распределения метеорологической величины по данным лишь небольшого числа уровней.

Остановимся коротко на описании общих принципов и результатов выбора наиболее информативных уровней атмосферы, который проведен на основе данных о высотном распределении температуры. Это связано с тем, что из всех исследуемых в работе метеорологических величин для температуры были сформированы наиболее репрезентативные и однородные совокупности наблюдений, охватывающие наибольший по мощности (от поверхности Земли до 10 гПа) слой атмосферы.

Рассмотрим методику получения многомерных статистических характеристик, которые были использованы для решения указанной задачи.

Многомерные статистические характеристики, представленные

вектором математических ожиданий  $\overline{\xi}$  и ковариационной матрицей вертикальной корреляции  $\|S_{\xi\xi}(p_i, p_j)\|$  45-го порядка, были рассчитаны по данным индивидуальных профилей температуры, полученных с большим разрешением по высоте (с шагом 25 гПа в слое поверхность Земли — 100 гПа и с шагом 10 гПа в слое 100—10 гПа). Для получения совокупностей векторов (профилей) большого порядка была проведена линейная интерполяция данных температуры с уровней особых точек и основных изобарических поверхностей на промежуточные уровни атмосферы. К последним относятся следующие изобарические поверхности: 975, 950, 925, 900, 875, 825, 800, 775, 750, 725, 675, 650, 625, 600, 575, 550, 525, 475, 450, 425, 375, 350, 325, 275, 250, 225, 175, 125, 90, 80, 70, 60 и 40 гПа.

Процедура такой интерполяции заключалась в нахождении индивидуальных значений температуры на промежуточных уровнях с помощью выражения вида

$$\xi_{p_x} = \frac{\xi_{p_2} - \xi_{p_1}}{\lg p_2 - \lg p_1} (\lg p_x - \lg p_1) + \xi_{p_1}, \qquad (2.19)$$

где  $\xi_{p_x}$ — значение определяемой метеорологической величины на промежуточном (интерполируемом) уровне;  $\xi_{p_1}$ ,  $\xi_{p_2}$ — значения той же метеорологической величины на нижнем и верхнем уровнях слоя, в котором находится интерполируемый уровень;  $p_x$  давление на интерполируемом уровне;  $p_1$ ,  $p_2$ — давление на нижнем и верхнем уровнях слоя, в котором находится интерполируемый уровень.

Определение температуры на промежуточном уровне  $t_{P_X}$  по данной формуле производилось таким образом, чтобы верхним и нижним уровнями слоя, в котором находился этот уровень, были либо ближайшие главные изобарические поверхности, либо ближайшая особая точка и главная изобарическая поверхность, либо ближайшие особые точки. В результате проделанной процедуры были получены совокупности значений t для каждого из 33 уровней атмосферы, на которые была проведена интерполяция данных температуры.

В связи с тем что для большинства используемых станций исходные массивы данных, созданные во Всесоюзном научно-исследовательском институте гидрометеорологической информации — Мировом центре данных (ВНИИГМИ-МЦД), не содержали всего комплекса особых точек (в них даются сведения только об инверсиях и изотермиях), встал вопрос о точности расчета данных температуры на промежуточных уровнях атмосферы по ее значениям на главных изобарических поверхностях и имеющихся особых точек. С этой целью была проведена оценка математических ожиданий и стандартных отклонений температуры для случая, когда информация о температуре на промежуточных уровнях была получена по данным главных изобарических поверхностей и всех особых точек, и для случая, когда такая информация была получена по данным тех же изобарических поверхностей и только части особых точек, включающих в себя лишь инверсии и изотермии.

Для такой оценки были использованы материалы радиозондовых наблюдений ст. Белград за октябрь 1968—1970 гг. Это позволило иметь выборку в 90 случайных реализаций. В отличие от других станций аэрологическая станция Белград имела весь спектр особых точек, число которых варьирует от 20 до 30 на один вертикальный профиль.

Как следует из анализа табл. 2.8, на всех промежуточных уровнях тропосферы, где главным образом встречаются особые Таблица 2.8

### Средние значения и средние квадратические отклонения температуры, рассчитанные на промежуточных уровнях с учетом информации всех особых точек (t и $\sigma_t$ ) или только инверсий и изотермий ( $t^*$ и $\sigma_t^*$ ), а также стандартные

Уровень		Средние			Дисперсі	111	Стандартны	не ошибки
интерполяции, гПа	T	<u> </u>	$ \Delta \overline{t} $	σ <sub>t</sub>	$\sigma_t^*$	[Δσ]	e <sub>t</sub>	e <sub>o</sub> t
$\begin{array}{c} 975\\ 950\\ 925\\ 900\\ 875\\ 825\\ 800\\ 775\\ 750\\ 725\\ 675\\ 650\\ 625\\ 650\\ 525\\ 475\\ 450\\ 425\\ 375\\ 350\\ 325\\ 275\\ 250\\ 225\end{array}$	$\begin{array}{c} 16,6\\ 15,2\\ 13,7\\ 12,2\\ 10,7\\ 8,4\\ 7,0\\ 5,4\\ 4,0\\ 2,3\\ -10,4\\ -8,2\\ -10,4\\ -8,2\\ -10,4\\ -8,2\\ -10,4\\ -8,2\\ -10,4\\ -8,2\\ -20,9\\ -34,8\\ -38,9\\ -34,9\\ -34,9\\ -34,9\\ -34,9\\ -35,8\\ -55,8\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 16,8\\ 15,7\\ 14,3\\ 12,8\\ 11,2\\ 8,4\\ 7,1\\ 5,5\\ 4,1\\ 2,39\\ -2,6\\ -8,69\\ -10,69\\ -12,9\\ -24,29\\ -34,8\\ -24,29\\ -34,8\\ -34,8\\ -34,8\\ -35,4\\ -55,4\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,2\\ 0,5\\ 0,6\\ 0,5\\ 0,0\\ 0,1\\ 0,1\\ 0,1\\ 0,1\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,1\\ 0,2\\ 0,1\\ 0,1\\ 0,1\\ 0,1\\ 0,1\\ 0,1\\ 0,1\\ 0,1$	5,5,5,9,8,1,0,9,6,6,4,0,2,0,5,5,6,6,6,6,4,3,2,0,7,6 5,5,4,3,3,4,4,3,3,3,3,3,3,3,2,2,2,2,2,2,2,2	5,07,22,08,655,32,1,055,6,6,6,6,4,3,1,9,6,8 3,3,3,3,3,3,3,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2	<b>0</b> ,0 <b>0</b> ,0 0,2 0,3 0,4 0,1 0,2 0,3 0,1 0,1 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0	$\begin{array}{c} 0,8\\ 0,7\\ 0,6\\ 0,65\\ 0,65\\ 0,6\\ 0,5\\ 0,5\\ 0,5\\ 0,5\\ 0,4\\ 0,4\\ 0,4\\ 0,4\\ 0,4\\ 0,3\\ 0,3\\ 0,3\\ 0,3\\ 0,3\\ 0,5\\ \end{array}$	0,6 0,5 0,4 0,4 0,4 0,4 0,4 0,4 0,4 0,4 0,4 0,4

ошибки этих статистических параметров ( $\varepsilon_{i}$ ,  $\varepsilon_{\sigma_f}$ )

точки, расхождения между величинами *t* и *σ*<sub>t</sub>, рассчитанными по данным температуры, определенным с учетом информации о ней на уровнях всех особых точек или только части их, являются несущественными и не превышают стандартных ошибок. Действительно, абсолютные значения разностей  $|\Delta \bar{t}| = |\bar{t} - \bar{t}^*|$  и  $|\Delta \sigma| = |\sigma_t - \sigma_t^*|$  варьируют соответственно от 0,0 до 0,7 °С и от 0,0 до 0,4 °С, а стандартные ошибки исследуемых статистик изменяются в пределах 0,3-0,8°С для *t* и 0,2-0,6°С для *с*<sub>t</sub>.

Все это говорит о том, что точность интерполяции температуры с главных изобарических поверхностей и только части особых точек (инверсий и изотермий) на промежуточные уровни атмосферы является со статистической точки зрения вполне допустимой. И, следовательно, данные на нестандартных уровнях, полученные подобным образом, могут быть использованы без всяограничений для расчета моментов первого и второго поких рядков.

Для оптимального выбора наиболее информативных уровней атмосферы использован метод многомерного регрессионного предсказания [24, 26], в основу которого положено уравнение множественной линейной регрессии вида

$$\tilde{t}^{i} = \tilde{t}^{i} + \sum_{h \in I_{f}} A^{l}_{h} (t^{h} - \tilde{t}^{h}),$$
(2.20)

где  $\tilde{t}^l$ ,  $\bar{t}^l$  и  $t^h$ ,  $\bar{t}^h$  — индивидуальные и средние значения l-го предиктанта и h-го предиктора, а  $A^l_h$  — коэффициент регрессии l-го

предиктанта на h-й предиктор при  $l \in I_f$  и  $h \in I_f$  (здесь  $I_f = \{h_1, h_2, \ldots, h_f\}$  представляет собой некоторое подмножество f-компонент из общего числа k-компонент вектора {t<sup>h</sup>}). При этом для оценки качества прогноза t<sup>i</sup> брался критерий

$$\varphi = \sum_{l} \frac{1}{\varepsilon_0^2} \left[ S_l^{ll} - \varepsilon_0^2(l) \right], \qquad (2.21)$$

отражающий суммарное превышение дисперсий локальных ошибок прогноза S<sup>11</sup>, над заданным уровнем дисперсии ошибок измерения температуры  $\varepsilon_0^2(l)$ .

Поскольку система опорных уровней должна обеспечивать высокую точность предсказания высотного профиля температуры для различных районов и сезонов, исходная статистическая информация (средние профили и ковариационные матрицы 45-го порядка), полученная по данным 17 аэрологических станций (их координаты приведены в [24, 26]), была объединена. Поэтому при выборе системы опорных уровней регрессионным методом использовались не отдельные матрицы  $\|S_i^h\|$ , а некоторая полная матрица ||S<sup>th</sup>||, элементы которой оценивались с помощью выражения

$$s_{0}^{lh} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} s_{(i)}^{lh} - \frac{1}{n} \left( \sum_{i=1}^{n} \bar{t}_{(i)}^{l} \bar{t}_{(i)}^{h} - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \bar{t}_{(i)}^{l} \bar{t}_{(j)}^{h} \right), \quad (2.22)$$

где  $s^{lh}_{(i)}$  — ковариации температуры, рассчитанные по данным выборки i, взятой для какой-либо станции и месяца;  $\bar{t}^l_{(i)}$  и  $\bar{t}^h_{(i)}$  средние значения температуры на уровнях l и h, определенные по данным той же выборки; n — число статистических параметров, взятых для расчета полной матрицы ||S<sup>IA</sup>||.

В результате проведенных численных экспериментов установ-лено (табл. 2.9), что, если ряд уровней атмосферы, а именно, стандартных, зафиксирован заранее, то наилучшее в среднем, т.е.

Таблица 2.9

Средние квадратические отклонения температуры ( $\sigma_0^{hh}$ ), полученные по данным полной ковариационной матрицы, средние квадратические ошибки

авторегрессионного предсказания температурного профиля с помощью системы предикторов из 12 стандартных и 13 дополнительных уровней ( $\sigma_l^{ll}$ ) или только из 12 стандартных уровней ( $\sigma_2^{ll}$ ), а также погрешности измерений

температуры (ε<sub>0</sub>)

Уровень, гПа	$\sigma_0^{hh}$	$\sigma_1^{ll}$	o <sub>2</sub> <sup><i>ll</i></sup>	ε	Уровень, гПа	$\sigma_0^{hh}$	$\sigma_1^{ll}$	$\sigma_2^{ll}$	ε0
Земля 975 950 925 900	14,3 13,6 13,0 12,5	0,0 0,0 0, <b>0</b> 0,0	$ \begin{array}{c c} 0,0\\2,0\\2,2\\2,1\\1&0\end{array} $	0,4	400 375 350 325	9,2 8,8 8,4 7,9	0,0 0,6 0,7 0,7	0,0 0,6 0,8 0,7	0,8
875 850 825 800 775 750 725	$ \begin{array}{c} 12,0\\ 11,6\\ 11,3\\ 10,9\\ 10,6\\ 10,3\\ 10,2\\ 10,0\\ \end{array} $	0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,4 0,0 0,4	1,9 1,4 0,0 1,4 1,8 1,6 1,4 0,9	0,5	300 275 250 225 200 175 150 125	7,3 6,8 6,7 7,2 7,5 7,2 6,8 7,0	0,0 0,8 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0	0,0 1,4 2,5 2,3 0,0 1,2 0,0 0,7	0,9
700 675 650 625 600 575 550	10,0 10,0 10,0 10,0 9,9 9,9 9,9 9,9	$\begin{array}{c} 0,0\\ 0,4\\ 0,0\\ 0,5\\ 0,0\\ 0,5\\ 0,6\\ \end{array}$	0,0 1,4 1,3 1,3 1,2 1,0 0,8	0,6	100 90 80 70 60 50	7,4 7,7 8,0 8,4 8,9 9,5	0,0 0,6 0,9 0,9 0,8 0,0	0,0 0,7 0,9 0,9 0,8 0,0	1,0
525 500 475 450 425	9,8 9,8 9,7 9,5 9,4	0,4 0,0 0,5 0,6 0,4	0,5 0,0 0,5 0,7 0,4	0,7	40 30 20	10,1 10,9 12,2	0,7 0,0 0,0	0,8 0,0 0,0	1,1 1,2 1,5

по всем исключенным уровням, описание температурного профиля обеспечивается при использовании 13 дополнительных уровней: 975, 950, 925, 900, 875, 825, 800, 750, 650, 600, 250, 225 и 175 гПа. При этом погрешность такого описания  $\sigma_1^{ll}$  нигде не превышает средней квадратической ошибки измерения температуры радиозондом  $\varepsilon_0$ . (Последняя заимствована нами из работы [12]). В то же время погрешность представления профиля температуры по данным только одних стандартных изобарических поверхностей  $\sigma_2^{ll}$ , хотя и значительно меньше полного среднего квадратического отклонения  $\sigma_0^{hh}$ , все же довольно велика, особенно в нижней тропосфере и в слое колебания тропопаузы (здесь  $\sigma_2^{ll} \approx 1,5...2,5$  °C), и существенно превышает величину  $\varepsilon_0$ .

В заключение заметим, что погрешность  $\sigma^{ll}$ , определенная по данным полной ковариационной матрицы температуры  $||S_0^{lh}||$ , должна рассматриваться как средняя (по сезонам и географическим районам) ошибка представления профиля  $t(p_h)$  по выбранной системе уровней. Однако, как показала дополнительная проверка на независимом материале, величина  $\sigma^{ll}$  мало изменяется и при использовании ковариационных матриц отдельных станций, причем оптимальная система предикторов в этом случае остается той же, что и в случае с полной матрицей.

Действительно, оценка точности аппроксимации температурного профиля, проведенная методом регрессионного предсказания для ст. Белград, показала, что, как и в общем случае, наилучшее качество представления высотного профиля  $t(p_k)$  в слое поверхность Земли — 10 гПа (с погрешностью, не превышающей ошибки измерения) обеспечивается той же системой 26 опорных уровней атмосферы, из которых 13 являются дополнительными.

Поэтому для оценки вертикальной структуры полей температуры (а также влажности воздуха и озона) были взяты статистические параметры небольшой размерности, но достаточной точности. Совокупность таких параметров позволила не только сохранить адекватность описания ими высотного распределения исследуемых метеорологических величин, но и существенно сократить объем используемого статистического материала.

#### 2.4. Оценка временной устойчивости и репрезентативности статистических характеристик, рассчитанных по данным ограниченных выборок

Малые стандартные погрешности расчета статистических характеристик по данным ограниченных выборок еще не позволяют судить о репрезентативности используемого периода наблюдений, так как при анализе этих выборок довольно четко обнаруживаются заметные колебания значений рассматриваемой метеорологической величины от года к году или от некоторого периода лет к другому периоду.

Такие колебания, происходящие на фоне многолетних изменений режима атмосферы, могут быть обусловлены, в частности, как физическими причинами, например, изменением от года к году интенсивности атмосферной циркуляции, межгодовыми колебаниями притока солнечной радиации и т. п., так и причинами чисто технического характера, а именно, заменой одного типа прибора другим, изменением методики обработки наблюдений, заменой одних значений поправок другими и т. д.

Все это не может не сказаться на статистических характеристиках (в первую очередь, первых и вторых моментов) физических параметров атмосферы, рассчитанных за разные годы или небольшие по продолжительности периоды лет. Однако при оценке по данным наблюдений за достаточно длительный период осреднения те же характеристики будут более устойчивы, причем, чем больше по продолжительности используемый период, тем устойчивее рассматриваемые климатические показатели. Подобная закономерность имеет очень важное значение для решения вопроса о возможности экстраполяции статистических характеристик метеорологических полей, определенных по данным наблюдений за какойлибо период, на последующие годы.

В ряде работ [10, 11, 53] показано, что для экстраполяции средней температуры у поверхности Земли на 1-2 года вперел оптимальным периодом осреднения является период 20-25 лет, а для экстраполяции того же статистического параметра на ближайшие 15-20 лет необходим период осреднения порядка пятидесятилетия. Совершенно ясно, что для данных радиозондирования получение подобных по длительности рядов наблюдений не представляется реальным. Поэтому в [34, 47, 65] проведена оценка возможных расхождений средних и стандартных отклонений геопотенциала, температуры и других метеорологических величин, полученных за различные периоды осреднения. Так, в [47] показано, что среднемесячные значения и стандартные отклонения температуры. рассчитанные по данным аэрологических наблюдений за два различных периода (1950-1956 и 1950-1963 гг.), отличаются друг от друга несущественно и, следовательно, взятые периоды вполне репрезентативны, а полученные по ним значения средней температуры могут служить климатической нормой на ближайшие несколько лет.

Рассматриваемые векторы средних значений температуры получены по данным 12-летних рядов наблюдений и, следовательно, они могут быть использованы в качестве климагической нормы. Что же касается изменчивости температуры, выраженной средним квадратическим отклонением, то для получения устойчивых во времени значений, по мнению автора [47], достаточно иметь период осреднения 7 лет. Однако последний вывод требует еще дополнительных исследований.

Определение необходимого периода осреднения (с точки зрения его репрезентативности) в работе [47] дано лишь качественно и на примере только данных температуры, поэтому целесообразно провести также и количественную оценку (с помощью какого-либо статистического критерия) временной устойчивости поклиматических показателей, причем для всего комлучаемых плекса исследуемых физических величин (температуры, влажности воздуха и озона). Одним из методов решения этой задачи может быть метод определения значимости расхождения средних величин и дисперсий, рассчитанных по двум независимым выборкам, входящим в некоторую генеральную совокупность, при условии их стационарности. (Временные ряды стационарны в том смысле, что элементы каждого из них, рассматриваемые как случайные величины, имеют одинаковые математические ожидания и дисперсии, хотя, может быть, и меняющиеся от одного ряда к другому [33]).

Поскольку ряды радиозондовых наблюдений (в отличие от озонометрических) являются более однородными и содержат существенно большее число реализаций, они более пригодны для оценки репрезентативности взятого периода осреднения. Поэтому основная оценка временной устойчивости получаемых статистических характеристик будет проведена главным образом на примере данных температуры и влажности воздуха.

Исходя из предположения стационарности, разобьем десятилетний ряд радиозондовых наблюдений (1961—1970 гг.) на две независимые пятилетние выборки (1961—1965 и 1966—1970 гг.) и оценим значимость расхождения средних величин и дисперсий, полученных для каждой из выборок, с помощью критериев  $t_{\rm S}$  и  $T_{\rm H}$  (табл. 2.10).

Таблица 2.10

Средние значения температуры t °C и относительной влажности и % и их
дисперсии (σ <sup>2</sup> ), рассчитанные для станций: Калининград (1), Одесса (2),
Ашхабад (3), Якутск (4) и Владивосток (5) за периоды 1961—1965
и 1966—1970 гг. и критерии значимости $t_s$ и $T_{ m H}$

Станция	1961-1965		1966—1970			_	1961-1965		1966-1970			
	$\overline{t_1}$	$\sigma_1^2$	$\overline{t}_2$	$\sigma_2^2$	t <sub>s</sub>	TS	ū,	$\sigma_l^2$	$\overline{u}_2$	$\sigma_2^2$		т <sub>н</sub>
Январь												
850 гП <i>а</i>												
1 2 3 4 5	$ \begin{array}{r} -4,6 \\ -7,5 \\ -7,8 \\ -24,2 \\ -16,7 \end{array} $	30,2 51,8 41,1 33,6 37,2	-4,4 -6,3 -7,6 -25,1 -17,9	27,1 45,0 43,6 32,5 41,0	$0,3 \\ 1,3 \\ 0,2 \\ 1,2 \\ 1,4$	1,12 1,15 1,06 1,03 1,10	76 64 51 73 61	441 625 676 81 225	77 66 50 75 63	440 576 676 72 256	0,4 0,6 0,3 1,8 1,2	1,10 1,08 1,00 1,07 1,14
100 гПа												
1 2 3 4 5	57,7 57,0 59,0 54,5 51,0	21,2 15,2 8,4 38,5 10,8	57,2 56,3 59,2 54,8 51,3	18,5 12,3 10,2 32,5 11,6	0,9 1,4 0,5 0,4 0,7	1,15 1,23 1,21 1,18 1,07	43 43 39 49 34	256 361 256 196 121	43 41 37 51 36	225 289 225 169 144	0,9 1,0 1,2 1,4	1,14 1,25 1,14 1,16 1,19
Июль												
850 rHa												
1 2 3 4 5	$\begin{array}{c}12,3\\12,5\\22,0\\11,3\\15,3\end{array}$	7,3 9,0 15,2 22,0 8,4	12,0 12,8 21,8 10,8 14,6	7,8 9,6 13,7 21,2 10,9	0,8 0,8 0,4 0,8 1,8	1,07 1,07 1,11 1,04 1,29	74 67 33 61 76	289 169 256 324 225	74 66 33 62 79	256 144 225 324 256	0,6 0,4 1,5	1,17 1,17 1,14 1,00 1,14
100 гПа												
1 2 3 4 5	$\begin{array}{c}48,7\\55,3\\68,7\\ -48,5\\60,4 \end{array}$	7,8 9,6 7,3 4,9 14,4	$\begin{array}{c}49,0\\55,0\\68,5\\48,2\\59,8 \end{array}$	7,3 10,2 8,4 5,3 15,2	0,8 0,7 0,6 1,0 1,2	1,07 1,06 1,15 1,08 1,06	37 31 13 35 43	$     \begin{array}{r}       144 \\       100 \\       64 \\       169 \\       256     \end{array} $	37 32 14 35 42	$\begin{array}{c}144\\100\\64\\169\\256\end{array}$	0,8 1,0 0,5	1,00 1,00 1,00 1,00 1,00

Сравнение критерия  $T_{\rm H}$  с его критическим значением  $F_{1-P}(n_1, n_2)$ , взятым при 5-процентном уровне значимости и  $n_1 = n_2 = 120$ , показывает, что его значение во всех случаях (независимо от физического параметра) меньше критического значения, равного 1,39. Критерий  $t_S$  также во всех случаях меньше критического значения  $t_S(P, k)$ , определенного при том же уровне значимости и числе степеней свободы  $k = n_1 + n_2 - 2 = 238$ .

Следовательно, как дисперсии, так и математические ожидания температуры и влажности, оценка которых проведена по двум независимым выборкам, различаются друг от друга несущественно и случайно. Поэтому можно с достаточной достоверностью утверждать, что крупномасштабные процессы, имевшие место в атмосфере в рассматриваемый десятилетний период (с 1961 по 1970 г.), были близки к стационарным. Если предположить, что эти процессы останутся стационарными и в будущем (такое предположение вполне допустимо), то статистические параметры температуры и влажности, которые используются в настоящей работе, могут быть приняты в первом приближении в качестве некоторой климатической нормы и на последующие годы. По мере накопления исходных данных эти параметры могут быть уточнены.

В отличие от температуры и влажности многолетние выборки наблюдений за озоном являются менее однородными. Это не позволило нам разбить ряды озонометрических наблюдений (ни на одной из имевшихся станций) на две независимые выборки одинаковой длины и объема. Поэтому для оценки временной устойчивости климатических показателей озона был выбран несколько иной методический подход. Вначале из всех имевшихся в нашем распоряжении станций была отобрана станция с наибольшим (по рядом озонометрических наблюдений — ст. Пайерн объему) (47° с. ш., 7° в. д.). На основе данных этой станции были сформированы две независимые выборки объемом  $n_1 = n_2 = 150$ , описывающие состояние высотного поля озона в 1968-1970 и 1971-1975 гг. соответственно. Они были взяты для приближенной оценки репрезентативности периода наблюдений, охватывающего 1964—1983 rr.

Сравнение критерия  $t_s$  с его критическим значением, равным 1,98 при вероятности P = 0,95 и числе степеней свободы  $k = n_1 + n_2 - 2 = 298$ , показывает, что средние профили озона, рассчитанные по двум независимым выборкам за 1968—1970 гг. и 1971— 1975 гг., в основном статистически неразличимы (табл. 2.11). Лишь на уровне 30 гПа (~24 км), который находится в слое максимального содержания озона, могут наблюдаться значимые расхождения средних. Однако при 1 %-ном уровне значимости, когда P = 0,99 и  $t_s$  (P, k) = 2,62, значения  $\overline{P}_3$ , полученные по двум выборкам, отличаются друг от друга уже незначимо и случайно. Дисперсии, вычисленные по данным за 1968—1970 и 1971—1975 гг. (см. табл. 2.11), различаются между собой незначимо во всем рассматриваемом слое атмосферы от земли до уровня 10 гПа (~31 км).
Таблица 2.11

Уровень,	1968—	1970 r <b>r</b> .	1971-1	975 гг.		_	
гПа	$\overline{P}_{3}$	$\sigma^2_{\mu_3}$	7. 2. 3	$\sigma^2_{P_{3}}$	t <sub>S</sub>		
Земля 700 500 300 200 150 100 70 50 30 20 10	32,8 29,1 23,6 19,3 45,4 59,0 80,1 114,7 139,3 142,0 118,0 71 5	182,375,754,8166,41281,61456,11814,81190,3789,6249,6134,6170,9	$\begin{array}{r} 36,0\\ 31,0\\ 24,8\\ 21,5\\ 47,3\\ 59,3\\ 77,9\\ 118,3\\ 146,0\\ 147,0\\ 119,5\\ 68,0 \end{array}$	213,2 64,0 49,0 204,5 1281,6 1253,2 1388,8 1089,0 998,6 328,6 174,2 130,0	1,9 1,9 1,4 1,4 0,4 0,5 0,9 1,9 2,4 0,4 1,8	$1,17 \\ 1,18 \\ 1,12 \\ 1,23 \\ 1,00 \\ 1,16 \\ 1,30 \\ 1,09 \\ 1,25 \\ 1,31 \\ 1,29 \\ 1,31 \\ 1,31 \\ 1,29 \\ 1,31 \\ $	

Средние значения парциального давления озона ( $\overline{P_3} \cdot 10^2$  мПа) и дисперсии ( $\sigma_{P_1}^2 \cdot 10^2$  мПа) и критерии значимости  $t_S$  и  $T_{\rm H}$ 

Таким образом, можно с достаточной достоверностью утверждать, что атмосферные процессы, обусловливающие долговременные изменения концентрации озона в земной атмосфере, были в рассматриваемый период (1968—1975 гг.) близкими к стационарным. И если предположить, что эти процессы являлись стационарными во всем рассматриваемом периоде с 1964 по 1983 г. (это косвенно подтверждается исследованиями Добсона [51], который пришел к выводу о «долговременном постоянстве» озона в Оксфорде, начиная с 1951 г.) и останутся стационарными в будущем, то статистические характеристики озона, полученные по наблюдениям 1964—1983 гг., могут быть приняты в первом приближении в качестве климатической нормы на ближайшие годы.

### 2.5. О применимости спутниковых данных для анализа статистической структуры поля температуры

Основным методом определения точности термического зондирования атмосферы является сравнение данных этого зондирования с результатами прямых измерений ближайшей аэрологической станции. Однако в силу отличия спутниковых данных от данных прямых радиозондовых измерений (сглаженного характера, меньшего пространственного разрешения, корреляции ошибок и т. п. [5, 27]), а также их пространственно-временной рассогласованности, такие сравнения не могут давать точной оценки качества термического зондирования. Авторы [27, 50, 69] считают, что в настоящее время предел точности сопоставления прямых и косвенных методов определения температуры близок к 1—2 К. Несмотря на отмеченные недостатки, указанный метод до сих пор широко используется для оценки точности результатов спутникового зондирования (правда, применительно только к задаче численного анализа метеорологических полей). Поэтому для решения вопроса о ценности данных этого зондирования в аэроклиматических обобщениях целесообразно провести дополнительно также сравнение статистических характеристик (например, средних значений и дисперсий) температуры, рассчитанных на основе спутниковых и прямых радиозондовых измерений. О получаемых при этом расхождениях можно судить, например, по табл. 2.12 и 2.13, где для четырех типичных районов Мирового океана приведены средние значения и стандартные отклонения температуры,

Таблица 2.12

			Яна	зарь			Ию.	ль	
Уровень, гПа	Пара- метр		Номер и	квадрата			Номер ки	задрата	
		1	2	3	4	1	2	3	4
850	ŧ1	-3,8	-3,5	7,0	16,5	8,0	16,3	12,1	17,0
	$\overline{t}_2$	-5,8	4,0	8,8	18,2	9,6	17,1	13,4	17,0
	Δī	2,0	0,5	1,8	1,7	1,6	0,8	1,3	0,0
	t <sub>s</sub>	3,27	1,04	4,28	5,67	4,01	2,96	6,49	0,00
500	$\vec{t}_1$	-28,3	—16,7	-15,4	-5,2	—13,7	-7,5	8,9	-5,5
	$\overline{t}_2$	-29,1	—17,8	15,0	-4,3	13,7	—7,2	-9,4	-5,2
	Δī	0,8	1,1	0,4	0,9	0,0	0,3	0,5	0,3
	t <sub>s</sub>	1,09	2,11	0,91	5,31	0,00	1,77	2,50	1,77
300	ī,	-49,4	—38,0	-42,3	—31,7	—39,2			
	$\overline{t}_2$	-49,4	-37,3	-41,8	—30,7	—39,3	-33,2	—36,2	-32,8
	Δ₹	0,0	0,7	0,5	1,0	0,1	0,1	0,6	0,6
ł	t <sub>s</sub>	0,00	1,35	1,28	5,87	0,20	0,45	2,38	2,85
100	$\bar{t}_1$	-52,2	-64,7	-66,4	80,0		67,8	-65,5	—76,1
	$\overline{t}_2$	—51,3	-65,2	65,2	79,7	-54,9	-68,8	65,8	-76,0
	$\Delta \tilde{t}$	0,9	0,5	1,2	0,3	0,4	1,0	0,3	0,1
	t <sub>s</sub>	1,96	0,75	1,88	0,81	0,83	2,56	0,59	0,28
30	t <sub>1</sub>	-49,6	-55,1		-56,7	48,2	51,4	—51,5	
	$\tilde{t}_2$	-48,3	-54,4	-56,9	—57,3	47,6	-52,1	52,1	
	$\Delta \bar{t}$	1,3	0,7	0,2	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6
	t <sub>s</sub>	1,95	1,49	0,48	1,67	1,54	2,49	2,50	2,31

Средние значения температуры, рассчитанные по данным радиозондовых измерений (t) и данным ИСЗ НОАА ( $t_2$ ), их абсолютные разности ( $\Delta t$ ) и критерии  $t_s$  для четырех типичных районов Мирового океана

Соелние квадратические отклонения температуры (°С), полученные по данным
палиозондовых измерений ( $\sigma_1$ ) и данным ИСЗ НОАА ( $\sigma_2$ ), их абсолютные
разности ( $\Lambda \sigma$ ) и значения критерия значимости $T_{\rm H}$ для четырех типичных
районов Мирового океана

			Ян	зарь		Июль					
Уровень, гПа	Пара- метр		Номер и	квадрата		Номер квадрата					
	-	1	2	3	4	1	2	3	4		
850	σι	4,7	3,9	3,0	2,3	2,9	2,2	2,5	0,9		
	$\sigma_2$	4,9	3,8	3,4	2,4	3,3	2,1	2,3	1,0		
	Δσ	0,2	0,1	0,4	0,1	0,4	0,1	0,2	0,1		
	T <sub>H</sub>	1,09	1,08	1,28	1,09	1,30	1,10	1,18	1,23		
<b>5</b> 00	σι	6,0	3,8	4,0	1,5	4,0	1,2	2,1	1,2		
	$\sigma_2$	5,8	4,2	3,4	1,3	3,4	1,4	1,8	1,4		
	Δσ	0,2	0,4	0,6	0,2	0,6	0,2	0,3	0,2		
	Т <sub>н</sub>	1,07	1,22	1,39	1,33	1,39	1,36	1,36	1,36		
300	$\sigma_1$	4,9	3,9	3,5	1,5	4,2	1,8	1,9	1,7		
	$\sigma_2$	4,2	4,2	3,0	1,3	3,8	1,7	1,6	1,9		
	Δσ	0,7	0,3	0,5	0,2	0,4	0,1	0,3	0,2		
	T <sub>H</sub>	1,36	1,16	1,36	1,33	1,22	1,12	1,41	1,25		
100	σι	2,8	4,0	4,2	2,4	3,2	2,4	3,2	2,6		
	$\sigma_2$	3,3	4,7	4,3	2,5	3,2	2,8	3,6	2,4		
	Δσ	0,5	0,7	0,1	0,1	0,0	0,4	0,4	0,2		
	Т <sub>н</sub>	1,39	1,38	1,05	1,08	1,00	1,36	1,26	1,18		
30	σι	4,5	3,1	3,0	2,6	2,4	1,7	1,7	1,9		
	$\sigma_2$	4,4	3,2	2,6	2,2	2,7	2,0	1,5	1,6		
	Δσ	0,1	0,1	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3		
	Т <sub>н</sub>	1,05	1,07	1,33	1,39	1,26	1,38	1,28	1,41		

заимствованные из [2.3] и вычисленные нами по данным спутниковых измерений с ИСЗ НОАА в 1973—1977 гг. При этом океанические районы представлены пятиградусными квадратами: 1) 45— 50° с. ш., 175—180° в. д.; 2) 30—35° с. ш., 160—165° в. д.; 3) 30—35° с. ш., 135—140° з. д.; 4) 10—15° с. ш., 160—165° в. д. Они характеризуются различными физико-географическими условиями, максимально возможным числом спутниковых измерений и наличием в каждом из них наземной аэрологической станции или судна погоды, данные которых использованы в [2, 3] при климатическом анализе поля температуры. Лишь в квадрате 1, расположенном на самом севере Тихого океана вблизи области активного циклогенеза и наиболее обеспеченном спутниковой информацией, нет наземных станций и анализ поля температуры здесь проведен по данным только ближайших прибрежных пунктов аэрологического зондирования.

Для решения вопроса о случайном или неслучайном (значимом) расхождении средних значений температуры, вычисленных по двум различным выборкам измерений (спутниковых и радиозондовых), воспользуемся, как и ранее, критерием  $t_s$ , определяемым из выражения (2.14). Абсолютные величины этого критерия для  $n_1 = 300$  (в тропосфере),  $n_1 = 100$  (в стратосфере) и  $n_2 = 80$  (во всем рассматриваемом слое) приведены в табл. 2.12. Для вероятности 0,95 и 0,99, которая использована нами для сравнения средних и значений k, критическое значение функции  $t_s(P, k)$  равно 1,97 и 2,59 соответственно.

Как следует из анализа табл. 2.12, в большинстве случаев, исключая лишь нижнюю тропосферу (уровень 850 гПа), где отмечаются максимально индивидуальные разности  $\Delta t_i = t_{p/3} - t_{uco}$ , и тропическую зону (квадрат 4), для которой характерна малая естественная изменчивость поля температуры, абсолютные величины критерия  $t_s$  меньше его критического значения  $t_s(P, k)$ , особенно при вероятности P = 0,99.

Это означает, что средние профили температуры, определенные на основе данных радиозондовых и спутниковых наблюдений, различаются в основном несущественно (незначимо), а имеющиеся между ними расхождения могут быть объяснены лишь случайными отклонениями.

Для оценки значимости или случайности расхождения дисперсий температуры, рассчитанных по данным наблюдений ИСЗ и радиозондов, также применим критерий  $T_{\rm H}$  (см. табл. 2.13).

Сравнение критерия  $T_{\rm H}$  с его критическим значением  $F_{1-P}(n_1, n_2)$ , взятым при 5 %-ном уровне значимости и  $n_1 = 300$  (100) и  $n_2 = 80$ , показывает, что практически во всех случаях (независимо от района и времени года) расчетное значение критерия  $T_{\rm H}$  меньше его критического значения, равного 1,39—1,44.

Следовательно, как и для средних профилей, расхождения между дисперсиями температуры, рассчитанными по данным двух разных методов зондирования, можно считать также случайными и несущественными, причем величина этих расхождений является со статистической точки зрения еще менее значимой.

Все это говорит о том, что климатические показатели (в первую очередь, вторые моменты распределения), определенные по данным ИСЗ, могут быть с успехом использованы в аэроклиматических разработках и, в частности, при оценке температурного режима свободной атмосферы над неосвещенными районами Мирового океана.

Этот вывод имеет большое практическое значение, так как о применении результатов спутниковых измерений в практике численного анализа и прогноза погоды существует обширная литература (см., например, обзоры в [27, 71], но нет ни одной работы, где рассматривалось бы применение их к задачам аэроклиматологии. А между тем, это два разных вопроса, поскольку в первом случае мы имеем дело с первичными измерениями, содержащими определенные систематические и случайные погрешности, а во втором — с обобщенными параметрами, на которые эти погрешности влияют существенно меньше. Действительно, как показано в п. 2.6.3, средние значения не содержат случайных ошибок и изменяются лишь при наличии в исходной информации систематических погрешностей, в то время как дисперсии и ковариации искажаются только за счет случайных ошибок.

# 2.6. Алгоритмы первичной обработки, контроля исходной информации и расчета статистических характеристик вертикальных профилей метеорологических величин

Исследования статистической структуры аэрологических полей базируются на данных сетевых наблюдений, объем которых к настоящему времени значительно возрос.

Так, современные объемы режимных метеорологических данных, в том числе и аэрологических, по совокупности цифровой архивной информации составляют несколько десятков миллиардов десятичных знаков. К тому же ежегодный прирост данных равен нескольким миллиардам десятичных знаков [18]. О типичном объеме метеорологической информации, получаемом за сутки только от некоторых систем наблюдений в глобальном масштабе, можно судить из табл. 2.14.

Таблица 2.14

Система наблюдений	Информация за сутки, ·10 <sup>6</sup> бит
Радиозонды	3,14
Свободноплавающие аэростаты	1,04
Самолетное зондирование	0,32
Сообщения с воздушных трасс	9,60
Судовые наблюдения	0,76
Два полярных спутника	3 959
Четыре геостационарных спутника	96 800

Типичный объем метеорологических наблюдений за сутки [19]

Такой объем первичных наблюдений требует разработки специальных методов режимной обработки, уплотнения и преобразования метеорологической информации.

Статистическая обработка массовых метеорологических наблюдений как раз и предусматривает решение этой проблемы с помощью современных ЭВМ и различных методов вычислительной математики, в том числе и многомерного анализа, получивших в настоящее время широкое распространение [6, 21, 48, 58]. Наиболее полно алгоритмы статистической обработки аэрологических данных рассмотрены в [7, 9, 20, 21, 25, 28, 30, 36, 47, 64].

# 2.6.1. Некоторые принцилы первичной обработки и контроля исходной аэрологической информации

Основным источником аэрологической информации для данного исследования послужили, как было уже сказано, результаты радиозондовых наблюдений, которые регулярно поступают во ВНИИГМИ—МЦД и заносятся на перфокарты.<sup>1</sup> В настоящее время существует несколько массивов перфокарт, содержащих радиозондовые наблюдения на различных уровнях атмосферы.

До недавнего времени аэроклиматическая обработка аэрологических наблюдений сводилась в основном к получению статистических характеристик пространственно-временной структуры атмосферы лишь по данным стандартных изобарических поверхностей и не требовала привлечения другой информации. Поскольку в нашей работе использован не один массив перфокарт с данными радиозондирования, а несколько массивов, содержащих результаты радиозондовых наблюдений на уровне станции, на стандартных изобарических поверхностях и на уровнях особых точек, включая тропопаузу, технологическая схема первичной обработки и контроля аэрологической информации была достаточно сложной и многоэтапной.

Она предусматривала:

1) последовательный ввод в ЭВМ отдельных массивов перфокарт (начиная с наземных данных) и формирование по имеющимся признакам единого массива радиозондовых наблюдений, ранжированных по давлению;

2) разделение массива на месяцы и подготовку многолетних хронологически упорядоченных совокупностей;

3) извлечение из массива информации о давлении, температуре и влажности воздуха;

4) расчет индивидуальных значений точки росы, поскольку массив исходных данных содержал значения дефицита точки росы или относительной влажности;

5) интерполяцию индивидуальных значений температуры и точки росы с уровней особых точек и главных изобарических поверхностей на промежуточные (нестандартные) уровни с помощью выражения (2.19);

6) статистический контроль температуры и точки росы и отбраковку ошибочных наблюдений;

7) расчет индивидуальных значений доли водяного пара с помощью выражений (1.8), (2.12) и (2.13);

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В последние годы начата перезапись аэрологической информации с перфокарт на магнитную ленту.

8) формирование на магнитных лентах выходного массива с данными вертикальных профилей температуры и доли водяного

пара, необходимого для расчета векторов средних значений  $\xi$  и стандартных отклонений  $\sigma_{\xi}$ , а также корреляционных матриц  $\|R_{\xi\xi}(p_i, p_j)\|$  и  $\|R_{\xi\psi}(p_i, p_j)\|$  (здесь  $\xi$  и  $\psi$  — индексы различных метеорологических величин).

Остановимся коротко на алгоритме статистического контроля исходной информации, который был использован в настоящей работе.

Пусть  $\xi_{\mu}^{\varkappa}$  (где  $\mu = 1, 2, ..., m$  и  $\varkappa = 1, 2, ..., k$ ) обозначает

какую-либо метеорологическую величину (в нашем случае это либо температура, либо точка росы), причем индекс х указывает номер уровня, а µ — номер наблюдения в хронологически упоря-доченной последовательности

$$\xi_1^{\varkappa}, \xi_2^{\varkappa}, \ldots, \xi_m^{\varkappa},$$
 (2.23)

охватывающей *l* лет наблюдений.

После ввода в ЭВМ исходной аэрологической информации, ее преобразования и формирования для каждой метеорологической величины (температуры и точки росы) соответствующей последовательности производится отбраковка ошибочных значений по правилу 40. Она заключается в следующем. При каждом фиксированном и вычисляются среднее арифметическое и среднее квадра-тическое отклонение о последовательности  $\xi_1^{\varkappa}$ ,  $\xi_2^{\varkappa}$ , ...,  $\xi_m^{\varkappa}$  и бракуются те значения метеорологической величины, которые отклоняются от средней более чем 4 по модулю, т. е. для контроля бракованных данных использовался критерий вида

$$\left|\xi_{i}^{\varkappa}-\bar{\xi}^{\varkappa}\right| \geqslant 4\sigma^{\varkappa}.$$
(2.24)

В результате подобного контроля отбраковывались главным образом, те ошибки, которые были допущены при подготовке материала, передаче его по каналам связи, его перфорации и т. п. Таких ошибок, как показал анализ, было не более 1-3 %.

В окончательном виде информация была сформирована так, что на k-ом уровне имелось  $n_k$  наблюдений, на k-1-ом уровне —  $\hat{n}_{k-1}$  наблюдений и т. д. При этом с целью упрощения программ «окна», возникшие из-за браковки данных на уровнях, расположенных ниже 50 гПа для температуры и ниже 400 гПа для влажности, ликвидировались путем исключения всех профилей, в которых подобные окна отмечались. Бракованные и небракованные наблюдения имели свой индикатор и, содержащийся в памяти ЭВМ вместе с § и равный 1 (если § не забраковано) и 0, когда § забраковано. Использование индикатора брака позволило существенно упростить алгоритм вычислений.

Данные температуры и точки росы на каждом из уровней к были затем взяты для определения индивидуальных значений массовой доли влаги и формирования выходных массивов, которые были использованы для оценки уже упомянутых статистических характеристик.

В отличие от температуры и влажности воздуха, первичная обработка наблюдений за озоном не включала в себя этапы слияния отдельных массивов перфокарт, поскольку в качестве исходной информации для ввода в ЭВМ были взяты предварительно проинтерполированные данные озонометрического зондирования, записанные в виде отдельных файлов на магнитную ленту.

## 2.6.2. Основные алгоритмы расчета статистических характеристик высотного распределения метеорологических величин

Приведенные в п. 2.1 формулы, определяющие характеристики статистической структуры метеорологических полей, являются достаточно простыми. Однако при их использовании необходимо учитывать особенности взятых статистических совокупностей, поскольку исходный материал радиозондовых и озонометрических наблюдений характеризуется обычно наличием вертикальных профилей различной размерности, обусловленной отсутствием данных измерений на верхних уровнях. Кроме того, в используемом материале могут наблюдаться также и пропуски в исходных данных. Неучет указанных особенностей во взятых для расчетов совокупностях может привести к существенному искажению статистических характеристик и к получению неверных выводов о характере высотного распределения метеорологических величин.

Поэтому для расчета статистических характеристик вертикальных профилей температуры, влажности воздуха и озона использован специальный алгоритм, который учитывает неоднородность вводимой в ЭВМ аэрологической информации.

С целью расчета статистических характеристик предварительно для каждого уровня k строился вариационный ряд вида:  $\xi_1 \leq \xi_2 \leq \leq \ldots \leq \xi_n$ , где  $n \leq m$  (за счет отбраковки некоторых ошибочных наблюдений). По данным вариационных рядов для каждой станции (квадрата) и месяца вычислялись:

1) число наблюдений n<sup>(ж)</sup>

$$n^{(\varkappa)} = \sum_{\mu=1}^{m} \omega_{\mu}^{\varkappa},$$
 (2.25)

где ω<sup>×</sup><sub>μ</sub> индикатор брака, содержащийся в машине вместе со значением метеорологической величины ξ, причем

$$\omega_{\mu}^{\varkappa} = \begin{cases} 1 & \text{при } \xi_{\mu}^{\varkappa} \neq a, \\ 0 & \text{при } \xi_{\mu}^{\varkappa} = a, \end{cases}$$
(2.26)

где ξ<sup>×</sup><sub>μ</sub> — значение метеорологической величины на ×-ом уровне μ-й реализации; *a* — признак отсутствия информации, вектор средних значений ξ<sup>(к)</sup>

$$\bar{\boldsymbol{\xi}}^{(\kappa)} = \left\| \begin{array}{c} \bar{\boldsymbol{\xi}}^{(1)} = \frac{1}{n_1} \sum_{\mu=1}^m \boldsymbol{\xi}^{(1)}_{\mu} \boldsymbol{\omega}^{(1)}_{\mu} \\ \vdots \\ \bar{\boldsymbol{\xi}}^{(k)} = \frac{1}{n_k} \sum_{\mu=1}^m \boldsymbol{\xi}^{(k)}_{\mu} \boldsymbol{\omega}^{(k)}_{\mu} \\ \end{array} \right\|,$$
(2.27)

где  $\overline{\xi}^{(k)}$  и  $\xi^{(k)}_{\mu}$  — среднее и индивидуальное значение метеорологической величины на уровне k;  $n_k$  — число взятых наблюдений на том же уровне;

3) вектор средних квадратических отклонений σ<sup>(x)</sup>

4) нормированные автокорреляционные (или взаимно-корреляционные) матрицы  $R_{ij}^{(k)}$ 

$$\mathbf{R}_{ij}^{(k)} = \begin{vmatrix} r_{11} & r_{12} & \dots & r_{1k} \\ r_{21} & r_{22} & \dots & r_{2k} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{k1} & r_{k2} & \dots & r_{kk} \end{vmatrix}.$$
 (2.29)

Элементы подобных матриц (коэффициенты корреляции) рассчитывались по двум схемам:

а) при отсутствии пропусков во всем рассматриваемом слое атмосферы (или до некоторого заранее заданного уровня)

$$r_{ij}^{(k)} = \frac{1}{n_k} - \frac{\sum_{\mu=1}^m \left(\xi_{\mu}^{(i)} - \bar{\xi}^{(i)}\right) \left(\xi_{\mu}^{(j)} - \bar{\xi}^{(j)}\right) \omega_{\mu}^{(k)}}{\sigma_i^{(k)} \sigma_j^{(k)}}.$$
 (2.30)

В этой схеме используются значения  $\xi$  и  $\sigma$ , рассчитанные при  $n_k = \text{const}$ , для всех взятых уровней k. Напомним, что для температуры воздуха вектор  $\xi$  имеет максимальную размерность k = 26, для атмосферного озона -k = 27 и для доли водяного пара -k = 15;

6 Заказ № 78

б) при наличии пропусков на верхних уровнях рассматриваемого слоя атмосферы

$$r_{ij} = \frac{1}{n_{ij}} \frac{\sum_{\mu=1}^{m} \left(\xi_{\mu}^{(i)} - \bar{\xi}^{(ij)}\right) \left(\xi_{\mu}^{(j)} - \bar{\xi}^{(ij)}\right) \omega_{\mu}^{(ij)}}{\sigma_{i}^{(ij)} \sigma_{j}^{(ij)}}, \qquad (2.31)$$

где  $\omega_{\mu}^{(ij)} = \omega_{\mu}^{(i)} \omega_{\mu}^{(j)}$ , а  $n_{ij} = \sum_{\mu=1}^{m} \omega_{\mu}^{(ij)}$  представляет собой число реали-

заций, для которых на обоих уровнях имеются данные наблюдений.

При этом значения  $\overline{\xi}$  и  $\sigma$  для каждой пары уровней рассчитываются заново.

Следует сказать, что для большинства станций использовались обе схемы расчета, причем оценка всех перечисленных статистик производилась по выборкам наблюдений объемом  $n_h \ge 100$  в слое Земля — 50 гПа и  $20 \le n_{ij} < 100$  на всех вышерасположенных уровнях. В случае расчета коэффициентов взаимной корреляции число используемых реализаций определялось также с учетом наличия информации о сопоставляемых метеорологических величинах  $\xi$  и  $\psi$ .

# 2.6.3. Точность определения статистических характеристик вертикальных профилей метеорологических величин

Расчет статистических характеристик по ограниченному объему исходных данных не позволяет определить истинные значения этих характеристик, отвечающие показателям генеральной совокупности, а обеспечивает лишь получение их статистических оценок. Кроме того, сами исходные данные содержат в себе определенные погрешности, обусловленные качеством используемой для зондирования атмосферы аэрологической аппаратуры. Поэтому важно представить себе, с какой точностью эти характеристики могут быть реально получены.

В табл. 2.15 приведены некоторые сведения о точности и пространственно-временном разрешении радиозондовых наблюдений за высотой изобарических поверхностей, температурой и влажностью воздуха, которые заимствованы из работы [32]. Точность наблюдений, характеризуемая средней квадратической погрешностью, оценена по данным радиозондирования, относящимся к интервалу времени около 1 ч, близкому к сроку наблюдения, и к району станции в радиусе около 30 км. Нетрудно заметить, что с высотой погрешность наблюдений значительно возрастает. Однако за исключением влажности воздуха, как указывается в [32], существующая точность во всем слое от 0 до 30 км в основном удовлетворяет оптимальным требованиям, вытекающим из требований к гидрометеорологической информации со стороны народного хозяйства и службы прогнозов.

В связи с тем что массовая доля водяного пара непосредственно не измерялась, а рассчитывалась главным образом на ос-

### Погрешность измерения и пространственное и временное разрешение данных радиозондирования до высоты 30 км

<b>D</b>	Погреш-	Пространст разрешен	Временное		
Вид информации	ность измерения	по горизон- тали	по верти- кали	р <b>азреше-</b> ние, ч	
Высоты изобарических поверхностей, дам					
<5 км 5—10 км 10—15 км 15—30 км	0,6 1,5 3,2 8,0	$\begin{array}{c} 250-600\\ 250-600\\ 250-600\\ 250-600\\ 250-600\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,5-1,5\\ 0,5-1,5\\ 0,5-1,5\\ 0,5-1,5\\ 0,5-1,5\end{array}$	$\begin{array}{c} 6-12 \\ 6-12 \\ 6-12 \\ 6-12 \\ 6-12 \end{array}$	
Температура воздуха, °С <5 км 5—10 км 10—15 км 15—30 км	0,7 0,9 1,0 2,0	$\begin{array}{c} 250-600\\ 250-600\\ 250-600\\ 250-600\\ 250-600\end{array}$	0,5-1,5 0,5-1,5 0,5-1,5 0,5-1,5	$6-12 \\ 6-12 \\ 6-12 \\ 6-12 \\ 6-12$	
Относительная влажность воздуха, % <5 км 510 км 1020 км 2030 км	5 6 6 12	$\begin{array}{c} 250-600\\ 250-600\\ 250-600\\ 250-600\\ 250-600\end{array}$	0,5-1,5 0,5-1,5 0,5-1,5 0,5-1,5 0,5-1,5	$6-12 \\ 6-12 \\ 6-12 \\ 6-12 \\ 6-12$	

Примечание. Предельная погрешность равна 3σ (σ — погрешность измерения, приведенная в табл. 2.15).

нове индивидуальных значений точки росы, необходимо учитывать возможную погрешность ее определения. О величине этой погрешности можно судить по табл. 2.16, данные которой заимствованы из [21].

Таблица 2.16

Средние квадратические ( $\sigma_0$ ) и предельные ( $\sigma_{max}$ ) ошибки измерения температуры и влажности, а также погрешности в определении точки росы ( $\delta T_d$ ), оцененные по формуле (2.32)

Высота, км	Темпера	т <b>ура,</b> К	Относительна	Точка росы, К		
	σ0	$\sigma_{max} = 3\sigma_0$	σ,	$\sigma_{\max} = 3\sigma_0$	۵ <sup>T</sup> d	
1 5 10 15	0,4 0,7 0,9 1,0	1,2 2,1 2,7 3,0	4 5 6 6	12 15 18 18	1,0 1,9 2,5 3,0	

Погрешность в определении точки росы (б T<sub>d</sub>) найдена из выражения вида:

$$\delta T_d = \frac{T_d^2}{2,3ab} \frac{\delta u}{u} + \left(\frac{T_d}{T}\right)^2 \delta T, \qquad (2.32)$$

где  $T_d$  — точка росы в кельвинах, T — температура воздуха в кельвинах; u — относительная влажность, %;  $\delta T$  и  $\delta u$  — погрешности в измерениях температуры и влажности соответственно; a = 7,63 и b = 241,9 — коэффициенты, взятые из формулы Магнуса.

Как видно из табл. 2.16, при использовании существующих средств радиозондирования погрешность в определении точки росы возрастает с высотой, и уже на высоте около 10 км она составляет 2,5 К. Это практически исключает возможность получения достоверных сведений о влагосодержании воздуха в верхней тропосфере и стратосфере на основе регулярных радиозондовых измерений, поскольку относительная погрешность в определении влажности в этом случае будет достигать 30—35 % и более.

Поэтому при построении среднезональных статистических моделей атмосферы, наряду с данными радиозондирования, использовались также данные высотных наблюдений H<sub>2</sub>O, проведенных специальной аппаратурой на различных уровнях нижней и средней стратосферы. Точность этих наблюдений, по оценкам авторов [1.51, 52], составляет ± (10-20) %. В отличие от влажности воздуха, систематические стратосферные измерения озона, проводимые на шарах-зондах и ракетах или с помощью хемилюминесцентных и электрохимических озонозондов, обладают вполне достаточной для практики точностью. Согласно [1.51, 59, 61], погрешность измерения атмосферного озона этими методами в тропосфере и стратосфере (до высот 50-60 км) составляет около 10-25 %. И, наконец, имеющиеся оценки погрешностей определения различными методами содержания СО2 и малых газовых составляющих атмосферы на разных высотах (см., например, работы [1.18, 1.51, 52]) показывают, что эти составляющие измеряются со следующей точностью:  $CO_2$  от  $\pm 5$  до  $\pm 10$  %, CO- от  $\pm 5$  до  $\pm 20$  %,  $CH_4$ от ±5 до 25 %, N<sub>2</sub>O — от ±5 до 13 %, NO и NO<sub>2</sub> — не хуже 30 %.

Теперь рассмотрим коротко влияние ошибок наблюдения на точность расчета климатических показателей статистической структуры аэрологических полей.

Пусть при измерении метеорологической величины ξ в точке М получено не истинное ее значение, а некоторая оценка вида

$$\xi(M) = \xi(M) + \Delta_{\xi}(M), \qquad (2.33)$$

где  $\xi(M)$  — истинное значение метеорологической величины;  $\Delta_{\xi}(M)$  — ошибка измерения величины  $\xi$ ; причем ошибка измере-

ний  $\Delta_{\xi}(M)$  содержит в себе систематическую погрешность  $\overline{\Delta}_{\xi}(M)$ , одинаковую для всех измерений, проведенных в аналогичных ус-

ловиях, и случайную ошибку  $\delta_{\xi}(M)$ , принимающую в каждом измерении различные значения, т. е.

$$\Delta_{\xi}(M) = \overline{\Delta}_{\xi}(M) + \delta_{\xi}(M). \qquad (2.34)$$

Если предположить, что ошибки измерений не коррелируют с истинными значениями величин, а случайные ошибки  $\delta_{\xi}(M)$ в различных точках не коррелируют друг с другом (такое предположение для стандартных радиозондовых наблюдений вполнедопустимо, так как измерения на каждой станции проводятся с помощью разных приборов), то получим:

для среднего значения

$$\overline{\widetilde{\xi}}(M) = \overline{\xi}(M) + \overline{\Delta}_{\xi}(M), \qquad (2.35)$$

для дисперсии (квадрата стандартного отклонения)

$$\widetilde{\sigma}_{\xi}^{2}(M) = \overline{\left[\widetilde{\xi}(M) - \widetilde{\xi}(M)\right]^{2}} = \sigma_{\xi}^{2}(M) + \delta_{\xi}^{2}(M).$$
(2.36)

Следовательно, среднее значение метеорологической величины, рассчитанное по данным измерений, изменяется лишь при нали-

чии систематической погрешности  $\overline{\Delta}_{\xi}(M)$  и не содержит случайных ошибок. В то же время дисперсия искажается только за счет случайной ошибки  $\delta_{\xi}(M)$ , причем в сторону завышения. Коэффициенты корреляции, исходя из выражения

$$r_{\xi\xi}(M_1, M_2) = \frac{\left[\widetilde{\xi}(M_1) - \overline{\widetilde{\xi}}(M_1)\right] \left[\widetilde{\xi}(M_2) - \overline{\widetilde{\xi}}(M_2)\right]}{\sigma_{\xi}(M_1) \sigma_{\xi}(M_2)}, \quad (2.37)^{t}$$

занижаются за счет погрешностей в исходных данных.

Таким образом, средние вертикальные профили, полученные по данным радиозондовых наблюдений в тропосфере, где систематические ошибки малы, большей частью отражают истинную картину высотного распределения исследуемой метеорологической величины. На более высоких стратосферных уровнях систематические ошибки существенно возрастают [21, 54] и вносят определенные искажения в средние значения. Однако оценка их весьма затруднительна и требует сложных экспериментальных исследований, начатых только в последние годы (см., например, [54]). Указанные исследования позволили выявить некоторую составляющую систематической ошибки измерения температуры воздуха и геопотенциальной высоты, обусловленную влиянием солнечной радиации, и исключить ее оперативно из исходных данных.

Наряду с ошибками измерения на точности статистических характеристик сказывается также ограниченность числа используемых реализаций. Оценка возникающих при этом погрешностей в общем случае является сложной задачей, требующей использования специальных формул, полученных [19, 49] в предположении, что исследуемая метеорологическая величина имеет распределение, несущественно отличающееся от нормального:

а) для ошибки среднего арифметического  $\overline{\mathcal{E}}(M)$ 

$$m_{\xi} = \frac{\sigma}{\sqrt{n-1}} , \qquad (2.38)$$

где о — среднее квадратическое отклонение метеорологической величины; п — число взятых реализаций.

б) для ошибки среднего квадратического отклонения о<sub>Е</sub>(M)

$$\varepsilon_{\sigma} = \frac{\sigma}{\sqrt{2n-1}}, \qquad (2.39)$$

в) для ошибки коэффициентов корреляции  $r_{\xi\xi}(M_1, M_2)$ 

$$I_{P}(Z) = \begin{cases} Z_{1} = Z - g_{P}\sigma_{Z} \\ Z_{2} = Z + g_{P}\sigma_{Z} \end{cases},$$
(2.40)

где I<sub>P</sub>(Z) — доверительный интервал с заданной вероятностью Р (обычно P = 0,67, что соответствует  $g_P = 1$ );  $Z = \frac{1}{n} \ln \frac{1+r}{1-r}$  параметр Фишера, который имеет нормальное распределение (n объем выборки);  $\sigma_z = \frac{1}{\sqrt{n-3}}$  среднее квадратическое откло-

нение величины Z.

Значения возможных стандартных ошибок средних величин, средних квадратических (стандартных) отклонений и коэффициентов корреляции (элементов корреляционных матриц) температуры, влажности и озона в зависимости от числа используемых наблюдений, рассчитанные по формулам (2.38) - (2.40), приведены в табл. 2.17-2.19.

Для средних квадратических отклонений доли водяного пара из-за ее значительной пространственно-временной изменчивости в табл. 2.18 даются не стандартные, а относительные погрешности  $\varepsilon_{\sigma_q}/\sigma_q$ , выраженные в процентах.

Анализ табл. 2.17-2.18 показывает, что для получения средней температуры со стандартной ошибкой 0,4 К в районах, где среднее квадратическое отклонение ежедневных значений составляет 4-6 К (такие значения о<sub>t</sub> чаще всего характерны для отдельных станций северного полушария), необходимо иметь выборки в 100-200 наблюдений. Поскольку взятые нами выборки имеют такое же или даже большее число реализаций, то эти выборки позволяют рассчитать среднюю температуру воздуха повсеместно с достаточно высокой точностью. Средние значения доли водяного пара и атмосферного озона, по нашим оценкам, определяются по тем же выборкам с относительной погрешностью

 $(m_{\overline{z}}/\overline{\xi})$ , равной в основном 3—5 %. Лишь летом погрешность

 $m_{\rm m}/\overline{\xi}$  может возрастать в некоторых случаях до 5—8 %.

#### Таблица 2.17

	σ <sub>t</sub> °C, σ <sub>P3</sub> ΜΠα·10												
<i>n</i>	2	4	6	8	12	16	20	30	40	50			
	Стандартные ошибки <i>т</i> <sub>ξ</sub>												
50 100 200 300 500 1000	$\begin{array}{c} 0,28 \\ 0,20 \\ 0,15 \\ 0,12 \\ 0,09 \\ 0,06 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,57\\ 0,40\\ 0,29\\ 0,23\\ 0,18\\ 0,12 \end{array}$	0,85 0,60 0,43 0,35 0,27 0,19	$\begin{array}{c} 1,26\\ 0,80\\ 0,58\\ 0,46\\ 0,36\\ 0,25 \end{array}$	1,69 1,20 0,84 0,68 0,54 0,38	2,27 1,60 1,13 0,92 0,71 0,51	2,84 2,00 1,42 1,15 0,90 0,63	4,25 3,00 2,13 1,73 1,35 0,95	5,67 4,00 2,84 2,30 1,80 1,27	7,09 5,00 3,55 2,87 2,25 1,59			
			Ста	ндартн	ые оши	бкиεσ							
50 100 200 300 500 1000	$ \begin{array}{c} 0,20\\ 0,14\\ 0,10\\ 0,08\\ 0,06\\ 0,04 \end{array} $	$\begin{array}{c} 0,40 \\ 0,28 \\ 0,20 \\ 0,16 \\ 0,12 \\ 0,09 \end{array}$	0,60 0,42 0,30 0,24 0,17 0,13	$0,80 \\ 0,56 \\ 0,40 \\ 0,33 \\ 0,25 \\ 0,18$	$\begin{array}{c} 1,20\\ 0,85\\ 0,60\\ 0,49\\ 0,38\\ 0,27\end{array}$	1,60 1,13 0,80 0,65 0,51 0,36	2,00 1,41 1,00 0,82 0,63 0,45	3,00 2,13 1,50 1,23 0,95 0,67	4,00 2,84 2,00 1,64 1,27 0,88	5,00 3,55 2,50 2,05 1,59 1,12			

Стандартные ошибки средних значений ( $m_{\tilde{\xi}}$ ) и средних квадратических отклонений ( $\varepsilon_{\sigma}$ ) температуры и парциального давления в зависимости от числа наблюдений n

Таблица 2.18

Стандартные ошибки средних значений  $(m_{\bar{q}})$  и относительные ошибки  $(\varepsilon_{\sigma_q}/\sigma_q)$  массовой доли водяного пара в зависимости от числа наблюдений n

	σ <sub>q</sub> °/ <sub>00</sub>											
n	0,01	0,10	0,50	1,00	2,00	5,00	0,01	0, 10	0,50	1,00	2,00	5,00
		$\frac{1}{\varepsilon_{\sigma_q}/\sigma_q}$										
50 100 200 300 500 1000	0,0014 0,0010 0,0007 0,0006 0,0005 0,0003	0,014 0,010 0,007 0,006 0,005 0,003	$0,070 \\ 0,050 \\ 0,035 \\ 0,030 \\ 0,025 \\ 0,015$	$\begin{array}{c} 0,14\\ 0,10\\ 0,07\\ 0,06\\ 0,05\\ 0,03 \end{array}$	0,28 0,20 0,14 0,12 0,10 0,06	$\begin{array}{c} 0,70\\ 0,50\\ 0,35\\ 0,30\\ 0,25\\ 0,15\\ \end{array}$	10 7 5 4 3 2	10 7 5 4 3 2	10 7 5 4 3 2	10 7 5 4 3 2	$     \begin{array}{c}       10 \\       7 \\       5 \\       4 \\       3 \\       2     \end{array} $	10 7 5 4 3 2

Далее из таблиц видно, что даже для значительной, наиболее часто наблюдаемой изменчивости температуры ( $\sigma_t = 4 \div 6$  K), ее стандартное отклонение уже при n = 100 определяется с точностью  $\pm (0,3 \div 0,4)$  K, что составляет около 7 % величины  $\sigma_t$ . При дальнейшем увеличении числа наблюдений стандартная погрешность  $\varepsilon_{\sigma_t}$  становится еще меньшей и уже при  $n \ge 200$  не превышает

Доверительные интервалы коэффициента корреляции (r) в зависимости от его значения и числа наблюдений (n)

		r											
n	0,9		0,8		o	,7	0,6		0,5				
	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до			
30 50 100 200 300 400 500	0,86 0,77 0,88 0,89 0,89 0,89 0,89 0,89	0,93 0,92 0,92 0,91 0,91 0,91 0,91	0,72 0,74 0,76 0,77 0,78 0,78 0,78	0,86 0,85 0,83 0,82 0,82 0,82 0,82 0,81	0,59 0,62 0,65 0,66 0,67 0,68 0,68	$\begin{array}{c} 0,79\\ 0,77\\ 0,75\\ 0,74\\ 0,73\\ 0,72\\ 0,72\\ 0,72 \end{array}$	0,47 0,50 0,53 0,55 0,56 0,56 0,57	$\begin{array}{c} 0,71\\ 0,69\\ 0,66\\ 0,65\\ 0,64\\ 0,63\\ 0,63\\ 0,63\\ \end{array}$	0,34 0,38 0,43 0,45 0,45 0,46 0,46	0,63 0,60 0,57 0,55 0,54 0,54 0,53			

	r										
n	0,4		0,8	0,3		0,2		l			
	от	до	от	до	от	до	от	до			
30 50 100 200 300 400 500	$\begin{array}{c} 0,23\\ 0,27\\ 0,31\\ 0,34\\ 0,35\\ 0,35\\ 0,36\\ \end{array}$	$0,55 \\ 0,52 \\ 0,49 \\ 0,46 \\ 0,45 \\ 0,44 \\ 0,44$	$\begin{array}{c} 0,12\\ 0,16\\ 0,21\\ 0,24\\ 0,24\\ 0,25\\ 0,26\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,47\\ 0,43\\ 0,39\\ 0,36\\ 0,35\\ 0,34\\ 0,34 \end{array}$	0,01 0,06 0,10 0,13 0,14 0,15 0,16	$\begin{array}{c} 0, 39 \\ 0, 34 \\ 0, 29 \\ 0, 26 \\ 0, 25 \\ 0, 24 \\ 0, 24 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,09\\ 0,05\\ 0,00\\ 0,03\\ 0,04\\ 0,05\\ 0,06 \end{array}$	0,28 0,24 0,20 0,17 0,16 0,15 0,14			

5 % величины  $\sigma_t$ . Средние квадратические отклонения доли водяного пара во всем диапазоне изменений от 0,001 до 5 % (такие вариации  $\sigma_q$  отмечаются в реальных условиях) также вычисляются с удовлетворительной для практики точностью, так как при том же числе наблюдений  $n \ge 200$  их абсолютная погрешность  $\varepsilon_{\sigma_q}$  не превышает 5 % величины  $\sigma_q$ . Что же касается озона, то стандартное отклонение его парциального давления при  $n = 100 \div 200$  во всем диапазоне вариаций  $\sigma_{P_3}$  от 0,4 до 5,0 мПа (подобные вариации  $\sigma_{P_3}$  наиболее характерны для тропосферы и стратосферы северного полушария) определяется с относительной погрешностью  $\varepsilon_{\sigma_{P_3}}/\sigma_{P_3}$ , равной 5—7 %. Лишь в редких случаях (при 50  $\leq n < 100$ ) ее величина может достигать 10 %.

Поскольку общая случайная погрешность определения стандартного отклонения  $\delta_{\sigma}$  складывается из случайной погрешности измерения метеорологической величины  $\delta_{\xi}$  и средней квадратической ошибки за счет ограниченности выборки  $\varepsilon_{\sigma}$ , то целесообразно дать оценку этой общей погрешности. При некотором фиксированном *n* она может быть легко найдена из выражения

$$\delta_{\sigma} = \sqrt{\delta_{\xi}^2 + \varepsilon_{\sigma}^2}. \tag{2.41}$$

Для оценки общей относительной погрешности δ<sub>σ</sub>/σ<sub>ξ</sub> % можно использовать формулу вида

$$\frac{\delta_{\sigma}}{\sigma_{\xi}} = \sqrt{\left(\frac{\delta_{\xi}}{\sigma_{\xi}}\right)^2 + \left(\frac{\varepsilon_{\sigma}}{\sigma_{\xi}}\right)^2}.$$
(2.42)

Для тех же исходных позиций ( $\sigma_t = 4...6$  °С, n = 200) общая погрешность стандартного отклонения температуры  $\delta_{\sigma}$  (с учетом данных табл. 2.15) равна 0,7—1,0 °С в слое 0—15 км и около 2 °С в слое 15—30 км.

В работе [21] показано, что независимо от сезона относительные ошибки измерения влажности в тропосфере, оцененные путем анализа структурных функций, изменяются в основном от 3 до 7 %. Следовательно, общая относительная погрешность стандартного отклонения  $\delta_{\sigma}/\sigma_q$ , исходя из выражения (2.40) и с учетом данных табл. 2.18, равна 6—10 %. Стандартное отклонение парциального давления озона  $\sigma_{P_3}$  для значений  $\sigma_{P_3} = 0.4 \div 5.0$  мПа и n = 100...200 определяется в основном с суммарной относительной погрешностью  $\delta_{\sigma}/\sigma_{P_3}$ , равной 10—14 %.

Анализ табл. 2.19 показывает, что наибольшие погрешности свойственны самым малым значениям коэффициентов корреляции, причем с приближением значений r к единице точность их расчета существенно возрастает (даже для ограниченной выборки). При числе наблюдений  $n \ge 100$ , в основном использованном в настоящей работе, значения r определяются во всем интервале от 0,5 до 0,9 с абсолютной погрешностью не более  $\pm 0,07$ . При том же числе наблюдений, но при значениях r от 0,1 до 0,4 возможные погрешности коэффициентов корреляции варьируют от  $\pm 0,06$  до  $\pm 0,10$ .

### ГЛАВА 3. СТАТИСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВЫСОТНЫХ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

В фундаментальных монографиях [2.9, 2.47, 2.64, 9, 37, 38] и многочисленных справочных изданиях по аэроклиматологии (см., например, [2.1, 2.2, 2, 16, 17, 28, 30, 32, 33]) основное внимание уделено анализу горизонтальной структуры аэрологических полей. При этом этот анализ проведен в них преимущественно поэлементно, с помощью лишь средних квадратических отклонений (реже с привлечением коэффициентов ассиметрии и эксцесса) и на основе данных стандартных изобарических поверхностей, число которых в разных публикациях различно. Естественно, что такой подход к исследованию многолетнего режима свободной атмосферы обладает рядом существенных недостатков.

В частности, при изучении климатических условий в тропосфере и стратосфере не проводилось совместное рассмотрение двух и более метеорологических величин (например, температуры и влажности), которое позволило бы получить дополнительную и более детальную информацию о режиме этих величин и особенно о статистических связях между ними. Кроме того, как показано в [4], среднее распределение метеорологических величин и вероятные отклонения от него не дают еще полного представления о структуре метеорологического поля из-за отсутствия характеристик связи между значениями этих величин в разных точках пространства. И, наконец, использование при аэроклиматических обобщениях данных только стандартных изобарических поверхпозволяет дать адекватное описание ностей не элементов климата в пограничном слое атмосферы (до 1,5-2 км), а также в слоях с резким изменением вертикальных градиентов (например, в слое тропопаузы).

Следует также напомнить о том, что приведенные в работах по аэроклиматологии сведения о статистической структуре полей температуры, геопотенциала, влажности воздуха и ветра получены главным образом по данным наблюдений континентальных аэрологических станций, и поэтому они довольно слабо и ненадежно характеризуют акваторию Мирового океана.

Все перечисленные недостатки мы попытались, насколько это было возможно, устранить и дать климатическое описание свободной атмосферы северного полушария с помощью специальной методики обобщения данных, основанной на комплексном подходе к изучению структуры метеорологических полей, при котором анализируются особенности распределения не одного, а нескольких физических параметров. При этом для их анализа используются не только средние величины и дисперсии, но и коэффициенты автокорреляции и взаимной корреляции, а также естественные ортогональные составляющие, которые рассчитаны на основе данных радиозондовых и спутниковых радиометрических измерений. Такой метод климатического обобщения аэрологических данных позволил нам, с одной стороны, наиболее глубоко и разносторонне исследовать климат свободной атмосферы, если под словом «климат» понимать «испытывающий долгопериодные колебания статистический режим короткопериодных колебаний глобальных метеорологических полей, от турбулентных флюктуаций до междугодичных изменений» [18], с другой стороны, получить в достаточно полном объеме глобальную адекватную информацию о физическом состоянии атмосферы, которая необходима для решения многих проблем и, в первую очередь, задач дистанционного зондирования окружающей среды из Космоса.

Рассмотрению наиболее важных результатов статистического описания климата свободной атмосферы северного полушария,

проведенного на основе анализа статистической структуры высотного распределения температуры и влажности воздуха и посвящена настоящая глава. При этом особое внимание в ней уделено характеристике особенностей распределения температуры и влажности воздуха в пограничном слое и на больших высотах (последнее касается, главным образом, параметров влажности). Определенное место в главе отведено анализу статистической структуры поля температуры в свободной атмосфере над малоосвещенными районами Мирового океана, выполненному В основном по обобщенным данным спутниковых радиометрических измерений.

### 3.1. Основные черты высотного распределения средней температуры и влажности воздуха в тропосфере и стратосфере северного полушария

Высотное распределение средней температуры и влажности воздуха в свободной атмосфере изучено к настоящему времени достаточно хорошо (см., например, [2.47, 2.64, 2, 28, 29, 30, 32, 33]), поэтому здесь мы только сопоставим результаты наших исследований с результатами, полученными другими авторами. В частности, рассмотрим особенности, которые удалось выявить с помощью данных особых точек и слоев и данных спутниковых радиометрических измерений.

Остановимся в первую очередь на характеристике особенностей тонкой структуры вертикальных профилей  $\bar{t}$  ( $p_k$ ) и  $\bar{q}$  ( $p_k$ ), для чего воспользуемся рис. 3.1 и 3.2, на которых приведены примеры высотного распределения средней температуры и влажности воздуха в ряде континентальных и океанических районов, представляющих различные широтные зоны северного полушария. Здесь и далее (при рассмотрении параметров изменчивости и корреляционных функций) из-за большой громоздкости взятых для анализа статистических материалов будут приведены в качестве примера только данные отдельных типичных станций. Детальное описание использованной аэроклиматической информации содержится в справочниках [1.46, 1.47, 2.41—2.43].

Анализ указанной аэроклиматической информации показывает, что вертикальное распределение средней температуры ( $\bar{t}$ ) и массовой доли водяного пара ( $\bar{q}$ ) характеризуется рядом глобальных закономерностей.

Так, в тропосфере северного полушария независимо от сезона средняя температура и влагосодержание атмосферного воздуха повсеместно уменьшается с высотой, достигая минимума вблизи тропопаузы. При этом концентрация водяного пара на уровне 400 гПа ( $\sim 7$  км), за редким исключением, более чем на порядок ниже концентрации H<sub>2</sub>O на уровне станции. Например, в январе в районе судна погоды К (45° с.ш., 16° з.д) массовая доля водяного пара в тропосфере уменьшается от 6,94‰ в приземном слое до 0,28‰ на уровне 400 гПа.



Рис. 3.1. Высотное распределение средней температуры для некоторых типичных станций северного полушария.

а — зима, б — лето; 1 — ст. Коппермайн (68° с. ш., 115° з. д.), 2 — ГМО им. Е. К. Федорова (78° с. ш., 104° з. д.), 3 — ст. Буффало (43° с. ш., 79° з. д.), 4 — ст. Аден (13° с. ш., 45° в. д.), 5 — судно погоды А (62° с. ш., 33° з. д.), 6 — судно погоды К (45° с. ш., 16° з. д.), 7 — судно погоды Е (35° с. ш., 48° з. д.), 8 — ст. Уэйк (19° с. ш., 16° в. д.).



Рис. 3.2. Высотное распределение средней концентрации водяного пара для некоторых типичных станций северного полушария.

Усл. обозначения см. рис. 3.1.

Однако зимой в полярных широтах и в некоторых внутриконтинентальных районах умеренных широт северного полушария, особенно над Канадским архипелагом и над Восточной Сибирью, в пограничном слое атмосферы отмечается не понижение, а повышение температуры и влажности с высотой. Так, в районе Якутска температура воздуха в слое поверхность Земли — 850 гПа повышается на 15,9 °C (от —40,7 °C на уровне станции до —24,8 °C на изобарической поверхности 850 гПа), а доля водяного пара соответственно возрастает на 0,35 ‰ (от 0,08 до 0,43 ‰).

Такое инверсионное распределение температуры и концентрации водяного пара с высотой связано с сильным радиационным выхолаживанием и, как следствие, с высушиванием приземного воздуха над холодной подстилающей поверхностью в условиях антициклонической атмосферной циркуляции.

Летом в связи с прогревом континентов Евразии и Северной Америки и усилением циклонической деятельности над Арктикой мощные приземные инверсии в этих районах уже не встречаются.

В стратосфере зимой почти над всем северным полушарием, кроме субтропических и тропических широт, отмечается изотермическое распределение температуры (или даже некоторое понижение ее с высотой), а летом — инверсионное распределение. В субтропиках и тропиках инверсионное распределение температуры в стратосфере наблюдается в течение всего года.

Для иллюстрации сказанного сопоставим вертикальные профили средней температуры на станциях ГМО им. Е. К. Федорова и Аден. Зимой температура воздуха в стратосфере в районе мыса Челюскин (см. рис. 3.1) мало изменяется с высотой (от —59,3 °С на уровне тропопаузы (~250 гПа) до —57,3 °С на уровне 20 гПа), а летом в этом слое она повышается от —48,1 до —38,6 °С. В районе Адена температура воздуха растет с высотой во всей стратосфере (100—20 гПа) в течение всего года (в январе от —80,5 до —53,4 °С и в июле от —78,0 до —50,5 °С).

Подобные различия в вертикальной стратификации стратосферы на различных широтах можно объяснить, согласно [2.47], тем, что температурный режим этого слоя атмосферы формируется зимой и летом по-разному. Зимой он определяется влиянием высотного циклона и области холода, расположенных над полярными районами, и стратосферного антициклона и области тепла, наблюдаемых в умеренных и субтропических широтах северного полушария, а летом — влиянием высотного антициклона и области тепла, расположенных над полюсом.

Таким образом, последние данные подтвердили установленный ранее общий характер изменения с высотой температуры и влажности воздуха и одновременно позволили выявить принципиальные неточности в этом изменении, обусловленные неучетом информации особых точек и результатов температурного зондирования атмосферы со спутников.

В частности, нами установлено, что вертикальные градиенты температуры и влажности в пограничном слое атмосферы,

зависящие от широты (они растут в направлении с севера на юг), имеют неодинаковый характер годового хода над континентами и океанами. Если от зимы к лету вертикальные градиенты температуры и влажности над континентами возрастают, то над океанами они наоборот уменьшаются (из-за ослабления температурных контрастов между атмосферой и водной поверхностью). Это хорошо видно из табл. 3.1, в которой приведены вертикальные градиенты  $\bar{t}$  и  $\bar{q}$ , рассчитанные для ряда континентальных и океанических станций: Туле (77° с.ш., 69° з.д.), Буффало (43° с.ш., 79° з. д.), Майами (26° с. ш., 80° з. д.), судно погоды Е (35° с. ш., 48° з. д.), Адах (52° с. ш., 177° з. д.), судно погоды V (34° с. ш., 164° в. д.) и Уэйк (19° с. ш., 166° в. д.).

Установлено также, что летом за полярным кругом (см. данные станций ГМО им. Е. К. Федорова и Коппермайн на рис. 2.1 и 2.2) в нижнем 250-метровом слое атмосферы преобладает не понижение, как отмечается в [2.47], а рост температуры с высотой. Он связан с адвекцией с юга на холодную подстилающую поверхность арктического бассейна относительно теплого и влажного воздуха.

Кроме того, нами существенно уточнена общая картина изменения температуры и влажности с высотой в приводном слое атмосферы над западными районами океанов (в зоне между 15 и 40° с.ш.). Так, например, по данным судна погоды Е (35° с.ш., 48° з. д.) и ст. Уэйк (19° с. ш., 166° в. д.) в нижнем 250-метровом слое атмосферы круглый год отмечаются очень большие вертикальные градиенты температуры и влажности, причем температурные градиенты здесь (см. табл. 3.1), как правило, превышают сухоадиабатический градиент, достигая 1,00-1,12°С/100 м. К северу и югу от районов с неустойчивой стратификацией атмосферы вертикальные градиенты температуры и влажности в слое 0— 250 м существенно уменьшаются. Так, в районе судна погоды V, находящегося в западной части Тихого океана (к северу от ст. Уэйк), нижний приводный слой атмосферы (до 250 м) обладает в течение всего года уже вполне устойчивой стратификацией. Вертикальные градиенты средней температуры изменяются OT 0,88 °C/100 м зимой до 0,64 °C/100 м летом. Такое же состояние атмосферы отмечается и в районе ст. Понапе (7° с.ш., 158° в.д.), расположенной южнее ст. Уэйк, причем стратификация в слое 0-250 м в этом районе еще более устойчивая, особенно летом, когда здесь преобладают отрицательные градиенты температуры ло —1.32 °Č/100 м.

Все это говорит о том, что западные районы океанов между 15 и 40° с.ш. являются, как и экваториальная зона, областями с ярко выраженной неустойчивостью воздушных масс, вызывающей мощный подъем нагретого и влажного воздуха, с которым связано интенсивное образование облачности. Последнее подтверждается данными ИСЗ, свидетельствующими о высокой повторяемости в указанных районах облаков кучевообразных форм [15, 34].

### Таблица 3.1

# Вертикальные градиенты температуры (°С/100 м) и доли водяного пара (‰/100 м) в различных слоях атмосферы

		- Te	емперату	pa			Доля	водяног	о пара	
		Слой	атмосфе	ры, гПа	1	Слой атмосферы, гПа				
Станция	Земля — 975	975—950	950-925	925—900	900-850	Земля — 975	975950	950-925	925900	900 850

### Январь

Континентальные	станции
-----------------	---------

Туле	-0,68	-0,20	0,08	0,20	0,32	-0,03	-0,01	0,00	0,01	0,01
Буффало	0,04	0,28	0,28	0,32	0,16	0,04	<b>0</b> ,01	0,01	0,02	0,01
Майами	0,40	0,56	0,56	0,56	0,52	0,21	0,30	0,30	0,30	0,24
	}									

			Oke	аничес	кие ста	нции				
Судно пого- ды Е	1,00	0,64	0,64	0,64	0,64	0,42	0,24	0,23	0,25	0,21
Адах	0,60	0,40	0,36	0,40	0,40	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03
Судно пого- ды V	0,88	0,68	0,72	0,72	0,78	0,38	0,26	0,24	0,22	0,19
Уэйк	1,08	0,68	0,72	0,72	0,62	0,76	0,45	0,42	0,42	0,40

### Июль

### Континентальные станции

Туле	0,08	0,20	0,36	0,44	0,42	-0,04	0,01	0,04	0,05	0,05
Буффало	0,04	0,36	0,56	0,64	0 <b>,6</b> 6	0,28	0,34	0,28	0,27	0,24
Майами	0,60	0,60	0,62	0,60	0,66	0,57	0,46	0,49	0,46	0,41
	1									

### Океанические станции

Судно пого- ды Е	1,12	0,60	0,60	0,60	0,58	0,85	0,42	0,40	0,38	0,34
Адах	0,20	0,18	0,20	0,20	0,20	0,08	0,06	0,05	0,05	0,03
Судно пого- ды V	0,64	0,44	0,48	0,48	0,50	0,91	0,49	0,47	0,45	0,40
Уэйк	1,04	0,68	0,72	0,72	0,72	0,97	0,58	0,56	0,50	0,45
		l	1				1 ·	L		l

Спутниковые данные, использованные нами для аэроклиматического описания атмосферы неосвещенных районов Мирового океана, подтвердили установленные выше закономерности. Это хорошо видно, например, из табл. 3.2, в которой приведены вертикальные профили средней температуры, определенные по данным ИСЗ НОАА для ряда типичных пятиградусных квадратов, характеризующих малоизученные районы Тихого и Атлантического океанов [13]. Космические данные, кроме того, позволили обнаружить ряд дополнительных особенностей, свойственных полю температуры над океанами северного полушария и не выявленных ранее при использовании информации лишь редкой сети аэрологических станций и отдельных судов погоды. Наиболее четко они обнаруживаются над акваторией Тихого океана, которая освещена слабее других акваторий Мирового океана.

В частности, зимой в умеренных широтах Тихого океана (к северу от 40° с. ш.) отмечается более существенный рост высоты тропопаузы в восточном направлении, чем считалось ранее (см., например, [1]). Действительно, она повышается от уровня 300 гПа в районе Камчатского полуострова (см. квадрат 45—50° с. ш., 165—170° в. д.) до уровня 200 гПа, а не 250 гПа, как это следует из [1], вблизи Северо-Американского континента (квадрат 45— 50° с. ш., 150—155° з. д.).

Кроме того, к югу от 40° с. ш. зимой и от 50° с. ш. летом тропопауза расположена везде примерно на уровне 100 гПа (~16— 17 км). По данным работы [1] такие высоты тропопаузы отмечаются независимо от сезона к югу от 20—25° с. ш.

Еще одной особенностью термического режима атмосферы океанических акваторий северного полушария является то, что в субтропической и тропической зонах (между 40 и 10° с.ш.) зимой температура тропосферы над западными районами Атлантики и особенно Тихого океана значительно выше, чем над их восточными районами.

Так, например, зимой температура воздуха на уровне 300 гПа на западе Тихого океана (квадрат  $10-15^{\circ}$  с.ш.,  $160-165^{\circ}$  в.д.) на 4 °C выше, чем в его восточной части на тех же широтах (квадрат  $10-15^{\circ}$  с.ш.,  $95-100^{\circ}$  з.д.) Указанное нарушение зонального распределения температуры в тропосфере субтропической и тропической зон Атлантического и Тихого океанов обусловлено двумя основными факторами:

во-первых, наличием меридиональных градиентов в распределении температуры водной поверхности океанов (она существенно ниже в восточных частях океанов, для которых характерны холодные океанические течения, и выше в западных частях океанов, где преобладают теплые океанические течения);

во-вторых, разным направлением адвекции воздушных масс (с севера или с юга) по восточной и западной перифериям субтропических антициклонов. Поэтому в восточных частях исследуемых океанов (по восточной периферии субтропических антициклонов), где отмечается вынос более прохладного воздуха из

### Таблица 3.2

Средние значения температуры (°С), рассчитанные по данным ИСЗ НОАА [18]

		Тихи	й океан	Атлантический океан					
Уровень, гПа	45—50° с. ш. 165—170° в. д.	45—50° с. ш. 150—155° з. д.	10—15° с. ш. 160—165° в. д.	10—15° с. ш. 95—100° з. д.	20-25° с. ш. 40-45° з. д.	10—15° с. ш. 50—55° з. д.	10—15° с. ш. 20—25° з. д.		
Январь									
1000	-1,4	6,3	27,0	25,6	21,2	25,4	26,9		
850		0,7	18,2	16,5	12,8	16,3	18,4		
700	-18,2	-7,4	10,6	8,9	4,2	8,8	9,8		
500	-33,3	23,6	-4,3	7,0	14,3	6,9	-6,8		
400	-43,5		-15,9	19,4	-25,0	-19,0	-19,2		
300	-51,1	-47,1	30,7	34,7	39,3		-34,5		
250	-49,9	-52,2	-39,7	-43,5	-48,7	-42,6	-43,3		
200	-48,7	-53,6	-51,5		56,6	53,4	-54,3		
150	-47,3	-51,8	-65,3	-65,7	63,1	-65,1	65,7		
100	-47,7	-53,2	-79,7	76,4	68,3	-77,2	-76,7		
70	-48,1	54,8	-71,0	-68,9	-67,0	69,3	68,5		
50	-48,3		65,0	63,8	-60,4	-63,8	63,4		
30	-47,6	-52,2	-57,3	56,6		56,9			
20	-46,0	-49,9	-51,9	51,1	51,5	51,9	51,1		
10	-43,1	46,8	-43,1	-43,2		-43,1	-43,1		
			Ию	ль					
1000	12,9	14,6	26,0	26,3	24,6	26,7	25,9		
850	9,8	9,5	17,0	17,3	16,0	16,8	17,4		
700	2,2	1,5	9,0	9,5	8,2	8,8	9,0		
500	-13,5	-14,6	-5,2	5,2	-8,2	6,5	6,3		
400	24,7	-26,2	—17,2	16,6	-20,1	—18,4	-17,7		
300		-41,1	32,8	31,9	-35,0	34,0	—33,1		
250	-46,4	-48,9	-42,1	41,4	-44,0	-43,2			
200	-51,8	-52,8	—53,8		—53,9	54,0	54,0		
150	-53,9	-53,5	64,5	65,3	-62,3	65,0	65,4		
100	—55,7	-55,2	76,0	77,4	71,4	75,9	76,6		
70	54,6	-54,6	-69,2	69,5	68,6	68,8	69,8		
50	51,6		61,0	-62,9	61,3	62,4	-63,1		
30	47,3	-47,9	-54,0	—54,4	-52,2				
20	-42,4	-42,9	50,9			-49,7	-49,7		
10	34,8	-34,3	-41,8	-40,0	-39,6	-40,6	-40,8		

высоких широт, температура тропосферы несколько ниже, чем в западных частях океанов (на западной периферии субтропических антициклонов), где наблюдается вынос на север более теплого воздуха из приэкваториальной широтной зоны [27].

Анализ полученных нами данных также показал, что зимой не только в тропосфере, но и в нижней стратосфере (в основном в слое 100—30 гПа) к югу от 40° с. ш. имеет место нарушение зональности в распределении температуры воздуха, но обратного знака. Так, температура воздуха на уровне 100 гПа в квадрате 10—15° с. ш., 160—165° в. д. на 3,3°С ниже, чем в квадрате 10— 15° с. ш., 95—100° з. д. (она равна соответственно —79,7 и —76,4°С).

Приведенные особенности температурного поля атмосферы над океанами ставят под сомнение сделанный в работе [2.47] вывод о том, что зимой в тропической зоне (к югу от 30° с.ш.) распределение температуры во всей толще тропосферы и нижней стратосферы близко к зональному.

# 3.2. Некоторые особенности распределения изменчивости температуры и влажности воздуха с высотой в различных районах северного полушария

Для получения более полного представления об особенностях вертикальной статистической структуры полей температуры и влажности в атмосфере над северным полушарием кроме средних климатических характеристик, отображающих главные закономерности исследуемого поля, целесообразно рассмотреть и параметры его изменчивости, которые позволяют оценить возможные вариации поля, обусловленные пространственно-временным изменением атмосферных образований синоптического и глобального масштабов.

В качестве параметров изменчивости температуры и доли водяного пара в настоящей работе принят, как было указано выше, наиболее употребляемый в аэроклиматологии и в различных практических расчетах статистический критерий — среднее квадратическое отклонение ( $\sigma_{\xi}$ ). Однако в связи с тем, что данный критерий не всегда может служить сравнительной характеристикой изменчивости массовой доли водяного пара, особенно при сравнении величин  $\sigma_q$ , рассчитанных для разных сезонов и уровней атмосферы, для оценки рассеяния значений  $q_i$  около среднего профиля нами использован также коэффициент вариации  $k_v$  (относительная изменчивость), т. е. отношение  $\sigma_q/\bar{q}$ , выраженное в процентах [2.19].

Остановимся коротко на рассмотрении основных особенностей, присущих вертикальному распределению параметров изменчивости температуры и влажности, обратив особое внимание на те из них, которые не были отмечены ранее. С этой целью воспользуемся рис. 3.3—3.5, на которых приведены для тех же станций, что и на рис. 3.1, примеры высотного распределения параметров  $\sigma_t$ ,  $\sigma_q$  и  $\sigma_q/\bar{q}$ , а также табл. 3.3, содержащей средние квадратические отклонения температуры, полученные по данным ИСЗ для ряда типичных квадратов, представляющих малоизученные районы Тихого и Атлантического океанов.



Рис. 3.3. Высотное распределение стандартных отклонений температуры для некоторых типичных станций северного полушария.

Усл. обозначения см. рис. 3.1.

Анализ рис. 3.3—3.5, табл. 3.3 и других полученных нами результатов показал, что они подтверждают уже известные закономерности и во многом уточняют общую картину высотного распределения многолетней изменчивости температуры и влажности воздуха.

В частности, в зимней тропосфере северного полушария почти везде, кроме океанических и некоторых пустынных районов субтропической и тропической зон, четко прослеживаются не два, как считалось ранее, а три максимума изменчивости температуры и влажности воздуха: первый — в приземном слое, стандартное отклонение температуры здесь может быть равным 6—8°С, а параметр  $\sigma_q/\bar{q}$  —60—80 % и более; второй (не выявленный ранее) — в нижней тропосфере (главным образом, в слое 900—700 гПа), где значения  $\sigma_t$  и  $\sigma_q/\bar{q}$ , хотя и меньше, чем у земли, но еще достаточно велики и могут достигать соответственно 4—7°С и 50—80 %; третий — в верхней тропосфере, вблизи тропопаузы, где  $\sigma_t$  в основном более 4°С.



Рис. 3.4. Высотное распределение стандартных отклонений доли водяного пара для некоторых типичных станций северного полушария.

Усл. обозначения см. рис. 3.1.



Рис. 3.5. Высотное распределение коэффициентов вариаций влажности для некоторых типичных станций северного полушария.

Усл. обозначения см. рис. 3.1.

### Таблица 3.3

Стандартные оты	клонения темп	ературы (°С),	рассчитанные	по	данным	ИСЗ
		HOAA [18]				

		Тихи	ł оке <b>а</b> н	Атлантический океан			
Уровень, гПа	45—50° с. ш. 165—170° в. д.	45—50° с. ш. 150—155° з. д.	10—15° с. ш. 160—165° в. д.	10—15° с. ш. 95—100° з. д.	20—25°с.ш. 40—45°з.д.	10—15° с. щ. 50—55° з. д.	10—15°с. ш. 20—25°з. д.
			Янва	10ь			
1000	4,2	3,7	2,3	1,7	3,4	2,3	1,6
850	4,7	4,5	3,3	2,0	4,1	3,0	2,0
700	4,6	5,2	1,9	1,6	2,1	1,4	1,2
500	4,1	5,0	1,6	1,9	2,0	1,1	1,1
400	4,9	4,3	1,8	2,2	1,8	1,6	1,6
300	2,7	2,8	1,3	2,1	2,0	1,4	1,5
250	3,9	4,1	1,4	2,2	2,2	1,5	1,1
200	3,6	6,4	1,4	2,4	2,5	1,6	1,7
150	3,1	5,4	2,0	2,0	2,1	1,8	2,4
100	3,2	4,4	2,5	3,3	3,5	2,0	3,0
70	3,0	3,3	3,9	3,4	2,6	3,0	3,3
50	2,9	3,3	2,4	2,7	2,7	1,8	2,3
30	4,1	4,1	2,2	1,9	2,8	1,5	1,7
. 20	3,7	4,6	1,2	1,4	1,9	1,2	1,0
10	4,3	5,6	1,0	1,5	1,1	0,9	0,9
			Ию	ль			1
1000	4,4	4,3	1,3	1,0	1,2	1,5	0,9
850	4,5	4,8	1,9	1,5	2,6	1,8	1,5
700	4,4	4,3	1,3	1,1	2,0	1,2	1,2
500	4,8	4,1	1,4	1,1	1,2	1,4	1,3
400	5,1	3,9	1,5	1,4	1,5	1,4	1,2
300	4,2	3,1	1,9	1,5	1,7	1,5	1,2
250	3,1	3,2	2,0	1,9	2,2	1,8	1,6
200	3,0	4,3	2,0	1,9	1,7	1,8	2,2
150	3,3	3,7	1,8	1,8	1,8	1,3	1,5
100	4,2	4,1	2,4	1,4	2,5	2,0	1,8
70	3,3	3,4	2,2	2,2	2,2	2,4	2,3
50	2,3	2,4	1,6	1,0	1,7	1,3	1,1
30	2,4	1,7	1,6	1,3	1,6	1,2	1,0
20	2,6	2,1	1,2	1,3	1,6	1,6	1,0
10	3,8	3,1	1,3	1,4	1,7	1,7	1,1

Первый максимум изменчивости температуры и влажности воздуха (в приземном слое атмосферы) формируется на большей части территории северного полушария, исключая субтропические и тропические широты, под совместным воздействием радиационного и циркуляционного фактора.

Действительно, согласно [2.9], зимой над континентами северного полушария отмечается интенсивный межширотный и зональный обмен воздушных масс. Этот обмен в условиях сильного радиационного выхолаживания приземного слоя атмосферы, над арктическим бассейном и внутренними районами материков Северной Америки и Евразии, обусловливающего здесь образование мощных приземных инверсий, вызывает значительную изменчивость температуры и влажности воздуха вблизи земной поверхности.

В континентальных районах субтропических и тропических широт приземный максимум величин  $\sigma_t$  и  $\sigma_q/\bar{q}$  объясняется в основном относительно большим суточным ходом температуры и влажности воздуха вблизи земной поверхности.

Однако не всегда и не везде (особенно в районах пустынь) повышение температуры воздуха у Земли от ночи ко дню сопровождается увеличением его влажности, так как фактическое испарение влаги с поверхности почвы, обусловливающее повышение концентрации водяного пара в приземном слое атмосферы, часто существенно меньше максимально возможного испарения, определяемого температурой. Поэтому в таких районах в приземном слое атмосферы наблюдается лишь максимум изменчивости температуры.

Подобная закономерность, в частности, имеет место над пустынными районами Северной Африки (ст. Алжир) и Аравийского полуострова (ст. Аден). Здесь за счет большого суточного хода температуры, свойственного пустыням, четко выражен приземный максимум величин  $\sigma_t$ , но максимум относительной изменчивости влажности ( $\sigma_q/\bar{q}$ ) не прослеживается, так как фактическое испарение влаги с иссушенной песчаной почвы (осадки здесь практически отсутствуют) слишком мало — испаряться нечему, и влажность в приземном слое, по существу, не реагирует на значительные суточные колебания температуры воздуха.

Второй максимум изменчивости температуры и влажности (в слое 900—700 гПа) обусловлен вариациями верхней границы облаков нижнего яруса, формирование которых происходит в нижней тропосфере. Действительно, согласно [3], наибольшая повторяемость верхней границы облаков теплого и холодного фронтов и облаков на фронтах окклюзии приходится на высоты от 1,1 до 3,0 км, т. е. на слой атмосферы 900—700 гПа.

Третий максимум изменчивости температуры и влажности связан с вариациями тропопаузы и зависит от ее высоты. Правда, для большинства зарубежных станций, где отсутствуют наблюдения за влажностью выше уровня 400 гПа, проследить этот максимум в вертикальном распределении  $\sigma_q/\bar{q}$  не представляется возможным.

В отличие от континентальных районов, зимой в океанических и прибрежных районах северного полушария максимум изменчивости температуры и влажности в приземном слое атмосферы не прослеживается. Здесь решающую роль в уменьшении изменчивости температуры и влажности воздуха у земной поверхности играет тепловое влияние океанов. При этом даже вблизи шестидесятой параллели (см., например, данные судна погода A, расположенного на 62° с.ш., 33° з.д.) значения  $\sigma_t$  и  $\sigma_q/\bar{q}$  в нижнем 250-метровом слое атмосферы не превышают соответственно 2— 3 °С и 28—30 %.

Кроме выше указанных слоев повышенной изменчивости температуры и влажности нам удалось впервые выявить (с помощью данных особых точек) еще один максимум в высотном распределении величин  $\sigma_t$  и  $\sigma_q/\bar{q}$ , а именно, между уровнями 600 и 200 гПа. Правда, он выражен наиболее четко лишь над океанами северного полушария, особенно к югу от 40-й параллели (см., например, данные судна погоды Е). Здесь значения  $\sigma_t$  могут достигать 4-5 °C, а значения  $\sigma_q/\bar{q} - 60-90$  % и более.

Относительно большие вариации температуры и влажности в слое 600—200 гПа обусловлены, на наш взгляд, колебаниями верхней границы облаков фронтальных систем типа Ns—As и Cb, причем последние, как известно, играют наибольшую роль в субтропических и тропических широтах северного полушария.

От зимы к лету характер изменения величин  $\sigma_t$  и  $\sigma_q/\bar{q}$  с высотой в тропосфере северного полушария несколько меняется. В частности, летом (в отличие от зимы) приземный максимум изменчивости температуры и влажности отсутствует не только в океанических районах, но и на всей территории арктического бассейна, где, как считалось ранее (см., например, [2.40]), он должен также наблюдаться. Это связано с тем, что летом в условиях полярного дня роль радиационного фактора в формировании поля температуры над Арктикой весьма ограничена. К тому же в теплое полугодие слабее развит межширотный и зональный перенос воздушных масс. Оба указанных обстоятельства сказываются на величинах изменчивости температуры и влажности воздуха в приземном слое атмосферы.

Кроме того, летом (в отличие от зимы) в континентальных районах умеренных широт в связи с ослаблением циклонической деятельности главенствующую роль в формировании приземного максимума изменчивости температуры и влажности играет суточный ход этих метеорологических величин. Так, оценка суточного хода температуры по двухразовым наблюдениям (день и ночь) показала, что его амплитуда значительно больше на континентальных станциях (например, на ст. Кзыл-Орда, в Казахстане, она около 12°С), чем на прибрежных и океанических станциях (в Лондоне она не более 4,5°С).

Особенностью летнего распределения величин  $\sigma_t$  и  $\sigma_q/\bar{q}$  с высотой является повсеместное наличие хорошо выраженного максимума изменчивости температуры и влажности в верхней тропосфере, связанного с вариациями верхней границы фронтальной облачности типа Ns---As и Cb.

Заканчивая анализ параметров  $\sigma_t$  и  $\sigma_q$ , нельзя не сказать еще об одной особенности пространственной изменчивости поля температуры, выявленной лишь с помощью спутниковых данных. Речь идет о том, что в восточной части тропической зоны Тихого и Атлантического океанов в отличие от западных районов максимум изменчивости температуры в нижней тропосфере (в слое 850—700 гПа) выражен в течение всего года существенно слабее. Так, здесь среднее квадратическое отклонение температуры равно 1—2°С, а на западе океанов оно составляет 2—3,5°С (сравните, например, в табл. 3.3 значения  $\sigma_t$  для квадратов 10—15° с. ш., 160—165° в. д. и 10—15° с. ш., 95—100° з. д., расположенных на западе и востоке Тихого океана).

Это обусловлено тем, что на востоке тропической зоны океанов, где хорошо выражена пассатная инверсия со слабым вертикальным обменом воздушных масс, вероятность появления конвективной облачности, с которой связана повышенная изменчивость температуры, меньше, чем на западе той же зоны океанов, где, как следует из [10], высота верхней границы пассатной инверсии существенно выше, а поэтому выше здесь и вероятность образования облаков.

Данный факт подтверждается и результатами работы [25], согласно которой, в западных районах тропической зоны Атлантики и Тихого океана среднее количество облаков составляет около 6 баллов, в то время как в восточных районах оно не более 4 баллов. Полученные нами данные дают практически ту же, что и ранее, картину вертикального распределения  $\sigma_t$  в стратосфере (изменчивость влажности в этом слое не исследуется). А именно, зимой в стратосфере на всех широтах северного полушария, кроме тропических, отмечается заметный рост изменчивости температуры воздуха с высотой после некоторого минимума в слое 200---50 гПа. Особенно значительное увеличение от с высотой наблюдается в средней стратосфере над Гренландией и прилегающими к ней районами Северной Атлантики, а также над западным сектором Советской Арктики (см., например, данные судна погоды А и ст. ГМО им. Е. К. Федорова), где среднее квадратическое отклонение температуры на уровне 20 гПа (~ 27 км) может быть равным 12-16°С.

В тропической стратосфере зимой вертикальный ход среднего квадратического отклонения температуры несколько иной. Он характеризуется почти повсеместным уменьшением значений  $\sigma_t$  с высотой (до 1—2°С на уровне 10 гПа), что особенно хорошо видно из табл. 3.3.

Летом во всем слое нижней стратосферы повсеместно наблюдается уменьшение значений  $\sigma_t$  с высотой или их постоянство, причем среднее квадратическое отклонение температуры воздуха здесь варьирует в основном от 1 до 3—4 °C. В средней же стратосфере отмечается некоторый, хотя и не существенный, рост изменчивости температуры с высотой.

Такой характер вертикального хода величины  $\sigma_t$  в зимней и летней стратосфере над северным полушарием определяется различными причинами.

Зимний максимум изменчивости температуры на верхних уровнях рассматриваемого слоя стратосферы связан с непериодическими процессами и прежде всего с постоянной миграцией высотных областей холода и тепла, формирующихся над полюсом и умеренными широтами в холодное время года [19, 20, 35, 40]. При этом наиболее выраженный максимум о<sub>t</sub>, наблюдаемый в слое 30-10 гПа над районом Гренландии и прилегающей частью Северной Атлантики, а также над западным сектором Советской Арктики, обусловлен главным образом стратосферными взрывными потеплениями. Последние отмечаются здесь зимой достаточно часто и являются причиной значительных повышений температуры холодной стратосферы [29, 35]. В эти периоды температура стратосферного воздуха может возрастать более чем на 50°С (от -60... -79 до -15... -20 °С).

Летний максимум изменчивости температуры, наблюдаемый в средней стратосфере, обусловлен флуктуациями содержания озона и поглощаемой им солнечной радиации [40], а также колебаниями изопаузы, расположенной вблизи уровня 10 гПа [26, 40]. При этом влияние обоих факторов проявляется наиболее ярко на высотах более 20—25 км.

### 3.3. Основные закономерности и особенности автокорреляционных и взаимно-корреляционных связей температуры и влажности воздуха

Климатическое описание вертикальной статистической структуры полей температуры и влажности не будет полным, если мы не рассмотрим особенности автокорреляционных и взаимно-корреляционных связей этих метеорологических элементов.

Поэтому представляется целесообразным оценить подобные связи и проанализировать их с точки зрения пространственной устойчивости и зависимости от сезона, слоя атмосферы и физикогеографических условий исследуемого района. Это важно сделать и потому, что, как следует из анализа публикаций по данному вопросу (см., например, обзор [39]), до сих пор еще нет достаточно надежных сведений о глобальных особенностях межуровенной и взаимно-корреляционной связи температуры и влажности воздуха, и неизвестно, насколько выявленные ранее особенности типичны для всей территории северного полушария и в какой степени они нарушаются за счет различия радиационных и циркуляционных условий в его отдельных регионах.

В настоящем разделе на основе полученных нами статистических материалов (часть из них опубликована в [1.31, 1.32, 2.41-2.43]) и предпринята попытка решения указанной проблемы. С этой целью использованы не только коэффициенты межуровенной и взаимной корреляции температуры и влажности воздуха  $r_{tt}$  ( $p_i, p_j$ ),  $r_{qq}$  ( $p_i, p_j$ ) и  $r_{qt}$  ( $p_i = p_j$ ), рассчитанные по данным наблюдений отдельных аэрологических станций (а для температуры и по данным ИСЗ), но и их широтные разрезы, дающие более полное представление о пространственном изменении корреляционных связей t и q в атмосфере северного полушария. Для каждой исследуемой корреляционной функции построено по два широтных разреза. Один из них, континентальный, дает представление о поведении этой функции вдоль линии: Панама (9° с.ш., 80° з.д.), о. Свон (17° с. ш., 84° з. д.), Майами (26° с. ш., 80° з. д.), Буффало (43° с. ш., 79° з. д.), Корал-Харбор (64° с. ш., 82° з. д.), Туле (77° с. ш., 69° з. д.), Баренцбург (78° с. ш., 14° в. д.), Мурманск, Калининград, Одесса, Афины (38° с. ш., 24° в. д.), Асуан (24° с. ш., 33° в. д.), Аден (13° с. ш., 45° в. д.), а другой, океанический — по линии: квадрат 0—5° с.ш., 35—40° з.д., квадрат 10—15° с.ш., 35—40° з.д., квадрат 25—30° с.ш., 40—45° з.д., судно погоды Е (35° с. ш., 48° з. д.), судно погоды Д (44° с. ш., 41° з. д.), судно погоды С (52° с. ш., 36° з. д.), судно погоды А (62° с. ш., 33° з. д.), Ян-Майен, Баренцбург (78° с. ш., 14° в. д.), Анадырь, квадрат 45—50° с. ш., 165—170° в. д., судно погоды V (34° с. ш., 164° в. д.), Уэйк (19° с.ш., 166° в.д.), квадрат 10-15° с.ш., 160-165° в.д., квадрат 0-5° с. ш., 165-170° в. д.

Перейдем к анализу полученных результатов.

### 3.3.1. Вертикальные автокорреляционные связи температуры воздуха

Остановимся в первую очередь на анализе основных закономерностей, присущих вертикальным автокорреляционным связям температуры. На рис. 3.6 и 3.7 даны параметры автокорреляционных функций температуры  $r_{tt}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ), рассчитанных по данным радиозондовых и спутниковых наблюдений для ряда типичных аэрологических станций и пятиградусных квадратов.

Полученные нами данные о вертикальных корреляционных связях температуры (см. рис. 3.6—3.7) согласуются с оценками, сделанными ранее (см., например, [2.40, 14, 22, 39]), и вносят в них ряд существенных уточнений.

В частности, подтверждая известное ослабление межуровенных связей температуры с ростом расстояния между коррелируемыми уровнями и переход корреляционной функции  $r_{tt}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ) через нуль в зоне тропопаузы, эти данные показывают, что затухание связей происходит различно, если исходный уровень корреляции из пограничного слоя перенести в свободную атмосферу, на высоту более 1—2 км.

В первом случае коэффициенты межуровенной корреляции вариаций температуры, например на уровне станции и в тропо-

сфере, наиболее быстро уменьшаются в пограничном слое (здесь, как известно, велика повторяемость приземных инверсий и облаков нижнего яруса — главных факторов, обусловливающих нарушение межуровенных связей), а выше мало изменяются с высотой. При этом даже на высоте 5—7 км они, за редким исключением, еще довольно большие, порядка 0,5—0,7 зимой и 0,4—0,5 ле-



Рис. 3.6. Межуровенные корреляционные функции температуры для некоторых типичных континентальных станций.

1 — Баренцбурга, 2 — Буффало, 3 — Аден; а — январь, б — июль.

том. Аналогичный вертикальный ход имеют и коэффициенты корреляции между вариациями температуры на любом фиксированном уровне пограничного слоя и вариациями ее на всех вышерасположенных уровнях тропосферы.

Во втором случае, т.е. когда исходный уровень корреляции находится в свободной атмосфере, ослабление корреляционных связей температуры по мере увеличения расстояния между коррелируемыми уровнями происходит более равномерно, причем интенсивность этого ослабления зависит лишь от близости исходного уровня к переходной зоне вблизи тропопаузы, где происходит смена знака корреляции.

Кроме того, нами установлено, что отрицательные коэффициенты корреляции  $r_{tt}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ) между вариациями температуры в тропосфере и вариациями ее в нижней стратосфере могут быть существенно больше, чем было получено ранее при оцеике их значений по данным лишь одних стандартных уровней [2.40, 22] (вместо —0,70 они могут составлять —0,80... —0,85).

Проведенный анализ вертикальных корреляционных связей температуры позволил также существенно уточнить высоту перехода функции  $r_{tt}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ) через нуль в случае, когда уровень  $p_i$  находится в тропосфере, а уровень  $p_j$  — вблизи тропопаузы. А именно, этот переход отмечается на значительно меньшей вы-





1 — квадрат 45—50° с. ш., 155—160° в. д., 2 — судно погоды Е, 3 — квадрат 10—15° с. ш., 115— 120° з. д. (3); а — январь, б — июль.

соте, чем считалось ранее [2.40, 22], причем наибольшие различия имеют место зимой в полярных районах. В частности, в зимнее время над Арктикой корреляционная функция температуры  $r_{tt}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ) переходит через нуль не вблизи изобарической поверхности 200 гПа, как это следует из данных работ [2.40, 22], а существенно ниже, вблизи изобарической поверхности 300 гПа.

В случае, когда оба коррелируемых уровня расположены выше тропопаузы, коэффициенты корреляции температуры, хотя и уменьшаются по мере увеличения расстояния между коррелируемыми уровнями, в основном имеют положительные значения. Однако летом в слое 30—10 гПа, где, по данным [40], расположен уровень «стратонуля», разделяющий тропосферную и стратосферную системы циркуляции, также возможен переход коэффициента
межуровенной корреляции температуры  $r_{tt}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ) через нулевое значение.

Таковы основные закономерности, которые четко проявляются при оценке вертикальных корреляционных связей температуры с помощью функций  $r_{tt}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ), рассчитанных по данным отдельных станций (пятиградусных квадратов).

Следует отметить, что, несмотря на общий характер полученных закономерностей, в ряде физико-географических районов северного полушария, и особенно в его тропических широтах, отмечаются определенные особенности в поведении параметра  $r_{tt}$  ( $p_i$ ,  $p_i$ ), обусловленные циркуляционными условиями и типом подстилающей поверхности исследуемой территории. Поэтому, на наш взгляд, целесообразно проследить, насколько перечисленные закономерности устойчивы в пространстве и выделить районы, где они нарушаются.

Анализ широтных разрезов, приведенных на рис. 3.8 показывает, что отмеченные выше закономерности в поведении функции  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ) с высотой проявляются достаточно четко зимой и летом по всей территории северного полушария. При этом зимой к северу от 30° с.ш. тесные корреляционные связи вариации температуры у земли и в свободной атмосфере (с коэффициентом корреляции  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ )  $\geq$  0,6) прослеживаются в довольно мощном слое атмосферы (до высот 3—6 км).

Затухание корреляционных связей температуры с высотой в западном и восточном полушариях происходят с различной интенсивностью. Это хорошо видно из сравнения данных двух станций: Буффало и Одессы, расположенных примерно на одной и той же широте, но на разных континентах.

Действительно, если зимой в районе ст. Буффало вертикальные корреляционные связи температуры затухают с высотой довольно медленно ( $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ) даже на высотах 5—6 км превышает значение 0,6), то вблизи ст. Одесса затухание этих связей происходит значительно быстрее и уже на уровне 3 км  $r_{tt}$   $(p_0, p_i) < 0.6$ . Еще более интенсивное затухание корреляционных связей температуры с высотой отмечается над центральными и восточными районами материка Евразии, особенно над Якутией. Здесь зимой, по нашим данным [1.31, 1.32], уже на уровне 850 гПа (~ 1,5 км) коэффициент корреляции температуры  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_i$ ) не превышает 0,4-0,5. Указанный факт можно объяснить тем, что зимой большая часть материка Евразии находится под влиянием холодного азиатского антициклона и связанных с ним мощных приземных инверсий тепла и влаги [10], а Якутия к тому же, закрытая горными хребтами, характеризуется слабыми ветрами в нижней тропосфере и застоем холодного воздуха в приземном слое.

Все это приводит к тому, что вертикальные корреляционные связи температуры в указанных районах быстро затухают с высотой. Над Северной Америкой, где горные хребты имеют почти меридиональное расположение и хорошо развит межширотный



обмен воздушных масс [6] (инверсии же температуры в пограничном слое атмосферы выражены существенно слабее), отмечается довольно значительное вертикальное перемешивание воздуха, которое и обусловливает здесь медленное уменьшение с высотой коэффициента корреляции  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_i$ ).

Следовательно, различие в корреляционных связях между вариациями температуры у земли и в тропосфере на сравниваемых станциях связаны с особым характером атмосферных процессов в рассматриваемых районах.

Таким образом, на фоне общих закономерностей, свойственных корреляционным функциям температуры над полярными и умеренными широтами, выявляются некоторые их особенности, обусловленные местными факторами.

К югу от 30° с.ш. коэффициенты корреляции между вариациями температуры в приземном слое и на вышерасположенных уровнях уменьшаются с высотой очень быстро и уже на высоте 1-2 км они менее 0,5. Так, в районе ст. Аден зимой корреляционная функция температуры  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_i$ ) уже на уровне 900 гПа ( $\sim 1$  км) не превышает 0,49 и, следовательно, температура приземного слоя здесь практически не коррелирует с температурой свободной атмосферы.

Следует сказать, что слабые корреляционные связи температуры характерны для всей тропосферы в тропиках, независимо от взятого исходного уровня.

Такой характер распределения  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ) с высотой в тропических широтах связан в значительной степени с существованием здесь пассатных инверсий, которые препятствуют вертикальному обмену воздушных масс и, следовательно, нарушают корреляционные связи температуры. При этом, как показал анализ коэффициентов корреляции, рассчитанных на основе данных спутниковых радиометрических наблюдений, влияние пассатных инверсий на тесноту корреляционных связей температуры проявляется по-разному в восточных и западных районах тропической зоны океанов северного полушария.

Как видно из табл. 3.4, в тропической зоне Атлантики наиболее тесные корреляционные связи температуры в нижней тропосфере (например, в слое 1000-850 гПа) характерны для западных районов океана, где значения  $r_{tt}$  (1000, 850) составляют 0,85—0,95. Самые слабые связи (коэффициент корреляции равен 0,50—0,70) типичны для восточных районов тропической Атлантики, где, как известно, отмечается самый низкий уровень пассатной инверсии.

Рассмотрение широтных разрезов позволило также установить, что нулевая изокоррелята между вариациями температуры у земли и в свободной атмосфере в полярных и умеренных широтах находится на высоте 9—10 км; выше располагается область малых отрицательных значений коэффициента корреляции  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_i$ ), причем эти высоты существенно ниже (на 3—4 км), чем считалось ранее [22].

Коэффициенты корреляции температуры  $r_{tt}(p_0, p_j)$  для квадратов 10—15° с. ш., 50—55° з. д. (1) и 10—15° с. ш., 20—25° з. д. (2), представляющих западные и восточные районы тропической зоны Северной Атлантики

No					ł	<b>1з</b> обариче	еска	я поверх	нос,	гь, г∏а					
квадрата		850		700		500		400		<b>3</b> 00		250		200	
	Январь														
$\frac{1}{2}$		0,932 0,720		0,754 0,448		0,203 0,128		0,180 0,089		0,151 0,140		0,342 0,198		<b>0,</b> 470 0,083	
	Июль														
$\frac{1}{2}$		0,862 0,503		0,750 0,452		0,423 0,318		0,217 0,2 <b>5</b> 6		0,403 0,200		0,272 0,070		0,104 0,002	

Летом распределение функции r<sub>tt</sub> (p<sub>0</sub>, p<sub>i</sub>) с высотой в общих чертах такое же, как и зимой. Но, как правило, летом вертикальные корреляционные связи вариаций температуры у земли с вариациями на вышерасположенных уровнях менее тесные, и уже выше уровня 900—800 гПа значение r<sub>tt</sub> (po, pi) редко превышает 0,5-0,6. Особенно слабые корреляционные связи температуры отмечаются над арктическими и тропическими районами, где велика, как и зимой, роль приземных (в арктических районах) и пассатной (в тропиках) инверсий. Здесь изокоррелята 0,6 располагается в основном ниже 1 км. Не намного лучше эти связи над океаническими акваториями северного полушария (они хуже, чем для континентальных станций). Это хорошо видно из сравнения данных ст. Калининград и судна погоды С, расположенных примерно на одной и той же широте. Если в районе Калининграда коэффициент корреляции между вариациями температуры у земли и на уровне 900 гПа порядка 0,68, то вблизи судна погоды С он менее 0.35.

Подобные различия в затухании корреляционных связей температуры с высотой обусловлены тем, что на фоне общего ослабления от зимы к лету процессов циклогенеза возрастает роль конвективного перемешивания воздушных масс, а конвекция, как известно, развивается наиболее интенсивно над хорошо прогретой подстилающей поверхностью континентов.

Несмотря на более слабые корреляционные связи температуры в летней тропосфере, нулевая изокоррелята между вариациями у земли и в свободной атмосфере происходит почти везде на 1— 3 км выше, чем зимой, а именно на высоте 10—13 км, причем корреляционная связь приземной температуры с температурой стратосферы практически над всем северным полушарием выражена более четко. (Коэффициенты корреляции  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ) могут достигать летом существенных значений, —0,4... —0,5, как, например, над западным сектором Арктики.)

Наряду с анализом особенностей корреляционных функций  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ), характеризующих связь приземной температуры с температурой всех вышележащих уровней, представляет несомненный интерес рассмотрение также особенностей корреляционных функций температуры  $r_{tt}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ) на некотором фиксированном уровне  $p_i$ , находящемся в свободной атмосфере (пусть это будет уровень 500 гПа). Это позволит нам получить определенное представление о возможном влиянии процессов общей циркуляции атмосферы на формирование теплового режима тропосферы и планетарного пограничного слоя.

Для рассмотрения особенностей поведения корреляционных функций  $r_{tt}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ) в различных регионах северного полушария воспользуемся рис. 3.9, на котором представлены широтные разрезы (континентальный и океанический) коэффициентов корреляции между вариациями температуры на уровне 500 гПа и вариациями в ее слоях, находящихся выше и ниже этого уровня.

Анализ показывает, что тесная связь температуры на изобарической поверхности 500 гПа ( $\sim 5,5$  км) с температурой выше- и нижележащих уровней (коэффициент корреляции  $r_{tt}$  (500,  $p_j$ )  $\geq 0.6$ ) прослеживается зимой в слое тропосферы, находящемся на 2.5—3 км выше и на 4—5 км ниже, а летом соответственно на 3—4.5 км выше и на 4—4,5 км ниже указанной изобарической поверхности. Причем такая особенность в поведении  $r_{tt}$  (500,  $p_j$ ) проявляется повсеместно, исключая лишь тропические широты, где он быстро уменьшается по мере увеличения расстояния между коррелируемыми уровнями.

В некоторых случаях зимой над умеренными широтами западного полушария, где велико влияние межширотного и зонального обмена воздушных масс, тесная корреляционная связь температуры отмечается во всем нижележащем слое атмосферы. Действительно, в районе ст. Буффало и Корал-Харбор зимой коэффициент корреляции между вариациями температуры на уровне 500 гПа и в приземном слое равен 0,61—0,63, а в районе Адаха около 0,66.

Следует отметить, что корреляционная связь температуры на изобарической поверхности 500 гПа с температурой вышерасположенных уровней очень быстро затухает, причем нулевая изокоррелята находится везде на той же высоте 9—10 км, что и для коэффициента корреляции  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_i$ ). Однако в отличие от приземной температуры, температура в тропосфере полярных и умеренных широт довольно тесно коррелирует (правда, с обратным знаком) с температурой нижней стратосферы. Коэффициенты корреляции  $r_{tt}$  (500,  $p_j$ ) могут достигать при этом значений —0,70... ... —0,75.

В тропической зоне нулевая изокоррелята расположена в основном на высотах 13—16 км, причем зоны с большими отрицательными коэффициентами над ней не обнаруживаются.



Таким образом, анализ межуровенных корреляционных функций температуры позволяет сделать следующие выводы:

1) вертикальные корреляционные связи температуры, хотя и зависят некоторым образом от географического положения пункта зондирования и сезона года, все же обладают региональной пространственно-временной устойчивостью и однотипностью;

2) над всей территорией северного полушария, исключая тропики, независимо от сезона процессы прогревания и выхолаживания атмосферы происходят синхронно, иногда до 8—9 км.

3) влияние общей циркуляции атмосферы на формирование теплового режима пограничного слоя проявляется отчетливо только во внетропических широтах.

### 3.3.2. Вертикальные автокорреляционные связи влажности воздуха в тропосфере

Вертикальные автокорреляционные связи влажности воздуха изучены гораздо слабее, чем межуровенные связи температуры.



Рис. 3.10. Межуровенные корреляционные функции доли водяного пара. 1 — Баренцбург, 2 — Буффало, 3 — судно погоды Е, 4 — Аден; а — январь, б — июль.

Поэтому их исследованию в последние годы уделяется все большее внимание (см., например, [2.21, 2.23, 2.25, 14, 24]).

На рис. 3.10 приведены автокорреляционные функции влажности  $r_{qq}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ) для ряда типичных аэрологических станций, представляющих различные широтные зоны северного полушария.

Анализ рис. 3.10 и всех имевшихся в нашем распоряжении статистических материалов показывает, что межуровенные корреляционные связи влажности в тропосфере имеют в основном те

же закономерности и такую же зависимость от высоты, что и корреляционные связи температуры. Это наиболее четко видно из сопоставления корреляционных функций  $r_{tt}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ) и  $r_{qq}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ), приведенных на рис. 3.6—3.7 и рис. 3.10.

Действительно, как и для температуры, зимой и летом вертикальные корреляционные связи между вариациями доли водяного пара на уровне станции и в тропосфере положительны, причем наиболее тесные связи отмечаются, как правило, в нижнем 1— 1,5-километровом слое атмосферы, где коэффициент корреляции  $r_{qq}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ) составляет 0,6—0,9.

По мере увеличения расстояния между коррелируемыми уровнями коэффициент корреляции доли водяного пара существенно уменьшается и достигает минимальных положительных значений, равных 0,1—0,4, в верхней тропосфере (на высотах около 6— 7 км). В ряде случаев он переходит через нуль, но подобное изменение функции  $r_{qq}$  ( $p_0$ ,  $p_i$ ) с высотой не является типичным для большей части территории северного полушария и проявляется в основном лишь в тропических широтах.

Аналогичный ход по вертикали имеют и коэффициенты корреляции между вариациями доли водяного пара на любом другом фиксированном уровне и вариациями ее на всех вышерасположенных уровнях рассматриваемого слоя атмосферы.

Наряду с рассмотренными следует отметить еще одну закономерность, которая свойственна корреляционным связям доли водяного пара и проявляется почти повсеместно в поведении функции  $r_{qq}$   $(p_i, p_i)$ , полученной с большим разрешением по высоте. А именно, коэффициенты вертикальной корреляции между вариациями q у земли и в пограничном слое (до высот 1,5—2,0 км) и вариациями их на всех вышерасположенных уровнях атмосферы имеют некоторый (правда, не всегда четко выраженный) вторичный максимум положительной связи, наблюдаемый обычно около уровня 650 гПа (~ 3,5 км) и реже около уровня 600 гПа (~ 4 км). Подобный максимум отмечается, например, в районе ст. Баренцбург, где зимой корреляционная функция  $r_{qq}$  (900,  $p_i$ ) возрастает от 0,67 на уровне 700 гПа (~ 3 км) до 0,72 на уровне 650 гПа (~ 3,5 км).

Подобный вертикальный ход функции  $r_{qq}(p_i, p_i)$ , как нам представляется, обусловлен влиянием облаков нижнего и среднего ярусов, в результате которого повышение (понижение) концентрации водяного пара в приземном слое и на близрасположенных уровнях не всегда сопровождается аналогичным ее повышением (понижением) в вышележащих слоях атмосферы и особенно в тех, где возникает облачность. Именно здесь и отмечается наибольшее нарушение хода вариаций q с высотой.

Вывод о наличии у корреляционнной функции влажности  $r_{qq}(p_i, p_j)$  (в случае, если  $p_i \leq 800$  гПа) вторичного максимума является предварительным и требует дополнительной проверки на основе анализа корреляционных связей q, оцененных с учетом облачного состояния атмосферы.

Таковы главные закономерности, которые были выявлены при анализе корреляционных функций  $r_{qq}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ), полученных для отдельных станций. Чтобы проследить, насколько отмеченные закономерности устойчивы в пространстве и во времени, воспользуемся, как и в случае с температурой, двумя широтными разрезами коэффициентов межуровенной корреляции влажности  $r_{qq}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ) (рис. 3.11).

Из анализа этих разрезов хорошо видно, что зимой к северу от 30° с. ш. затухание автокорреляционных связей влажности воздуха с высотой в западном и восточном полушариях происходит, как и в случае с температурой, по-разному. Если зимой над континентом Северной Америки вертикальные автокорреляционные связи вариаций влажности затухают с высотой довольно медленно (даже на высотах 4—5 км функция  $r_{qq}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ) превышает значение 0,6), то над материком Евразии, особенно над его центральными и восточными районами, затухание этих связей происходит значительно быстрее и уже на уровне 1—2 км  $r_{qq}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ) < <0,6.

Следует отметить также, что зимой над тропическими широтами северного полушария (к югу от 30° с.ш.) коэффициент корреляции между вариациями влажности воздуха в приземном слое и вариациями ее на всех вышерасположенных уровнях уменьшается с высотой очень быстро и уже на высотах 1—1,5 км он менее 0,5. Так, в районе ст. Аден зимой корреляционная функция влажности  $r_{qq}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ) уже на уровне 900 гПа ( $\sim$  1 км) не превышает значения 0,49.

Летом характер межуровенной корреляции влажности BO3духа у земли и на вышележащих уровнях другой, чем зимой. Во-первых, летом над Арктикой вертикальные корреляционные связи между вариациями q затухают значительно быстрее, чем зимой. Так, например, в районе Туле коэффициент корреляции  $r_{qq}$  ( $p_0$ , р<sub>і</sub>) между вариациями влажности у земли и на уровне 900 гПа (~1 км) составляет 0,92 зимой и 0,47 летом. Во-вторых, летом (в отличие от зимы) не только над Северо-Американским континентом, но и над материком Евразии (к северу от 40-й параллели) четко выражены области довольно тесной межуровенной корреляции значений q. Действительно, коэффициенты корреляции r<sub>qq</sub> (p<sub>0</sub>, p<sub>i</sub>) над ними даже на уровне 700 гПа (~ 3 км) превышают 0,6 (например, в районе Якутска). В то же время над умеренными широтами океанических акваторий значения указанного коэффициента варьируют в основном в пределах 0.1 - 0.4

Эти особенности, свойственные корреляционным связям влажности летом, обусловлены тем, что в этот сезон над большей частью Арктики преобладает низкая облачность, которая нарушает синхронное изменение вариаций *q* с высотой, а в умеренных широтах летом поле влажности формируется в основном за счет конвективного переноса влаги в верхние слои атмосферы, сильнее выраженного над континентами.





Рис. 3.12. Распределение коэффициентова корреляции доли водяного пара  $r_{qq}(500, p_j)$  над континентальными (1) и сэкеаническими (2) районами северного полушароия.

*а* — зима, б · — лето.

В тропической зоне летом, как и зимой, межуровенные связи вариаций q очень слабые и уже на высотах около 0,5 км коэффициент корреляции  $r_{qq}$  ( $p_0$ ,  $p_i$ ) менее 0,3.

Рассмотрим далее с помощью широтных разрезов (рис. 3.12) особенности коэффициентов корреляции влажности воздуха  $r_{qq}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ) при некотором фиксированном уровне  $p_i$ , находящемся в свободной атмосфере (пусть им будет тот же уровень 500 гПа). Правда, в связи с отсутствием данных о влажности выше уровня 400 гПа ( $\sim 7$  км) остановимся главным образом на рассмотрении коэффициентов корреляции между вариациями влажности на уровне 500 гПа и вариациями ее в слое, расположенном ниже этого уровня.

Анализ корреляционных связей влажности воздуха на уровне 500 гПа ( $\sim 5,5$  км) с влажностью нижележащих слоев атмосферы показал, что тесная корреляционная связь (коэффициент корреляции  $r_{qq}$  (500,  $p_j$ )  $\geq 0,6$ ) прослеживается в слое, находящемся зимой на 2,5—4 км, а летом на 2—2,5 км ниже указанного уровня. При этом такая особенность в поведении  $r_{qq}$  (500,  $p_j$ ) проявляется повсеместно, кроме тропиков, где в течение всего года отмечаются слабые межуровенные связи влажности (здесь значения  $r_{qq}$  (500,  $p_j$ ) переходят через изокорреляту 0,6 уже на расстоянии 1,5—2,5 км от исходного уровня).

Выше 5,5 км, в верхней тропосфере, также отмечается достаточно тесная межуровенная корреляция значений *q* над полярными и умеренными широтами.

Все сказанное позволяет сделать следующие выводы:

— на всей территории северного полушария независимо от сезона хорошо проявляется региональный характер межуровенных корреляционных связей влажности воздуха, причем затухание этих связей происходит с различной интенсивностью зимой над западным и восточным полушарием (исключая тропики), а летом над океаническим и континентальным районами;

— в отличие от температуры, синхронное изменение вариаций влажности за счет макромасштабных общециркуляционных процессов прослеживается в меньшей толще тропосферы (не более 5 км), и поэтому влажностный режим пограничного слоя значительно слабее подвержен влиянию общей циркуляции атмосферы.

### 3.3.3. Взаимно-корреляционные связи температуры и влажности воздуха

В заключение рассмотрим региональные особенности наименее изученных взаимно-корреляционных связей температуры и влажности воздуха. Воспользуемся, как и ранее, всеми имеющимися статистическими материалами и широтными разрезами (рис. 3.13) коэффициентов взаимной корреляции t и q  $r_{qt}$  ( $p_i = = p_j$ ), определенных по данным одного и того же уровня.

Анализ указанных данных показывает, что в тропосфере северного полушария независимо от сезона имеет место существенное





*а* — зима, *б* — дето.

уменьшение тесноты взаимно-корреляционных связей температуры и влажности воздуха от полярных широт (здесь коэффициент взаимной корреляции  $r_{qt}$  ( $p_i = p_j$ ) равен 0,6—0,9) к тропическим, где он в основном менее 0,2—0,4, а в некоторых районах, как например, на юге Аравийского полуострова и Карибского моря, он даже принимает отрицательные значения (до —0,6).

Такой характер изменения коэффициента взаимной корреляции  $r_{qt}$  ( $p_i = p_j$ ) с широтой в тропосфере северного полушария обусловлен, на наш взгляд, рядом физических причин: адвекцией воздушных масс, конвективным переносом воздуха из приземного слоя в верхние слои, испарением и конденсацией водяного пара и т.п., находящихся в сложном взаимодействии между собой и проявляющихся по-разному в различные сезоны года в зависимости от географического положения станции.

Так, зимой в тропосфере полярных районов, где формируются сухие и холодные воздушные массы, адвекция относительно теплого и влажного воздуха с юга почти всегда сопровождается синхронным изменением температуры и влагосодержания атмосферы. Однако с уменьшением широты места эта закономерность постепенно нарушается и уже в умеренных широтах при адвекции тепла и влаги в большой толще тропосферы (по крайней мере, выше 1,5-2 км) не каждое повышение температуры воздуха сопровождается соответствующим увеличением его влагосодержания. Значительная часть водяного пара здесь конденсируется и в виде осадков выпадает на земную поверхность, где частично испаряется. Поэтому не случайно наиболее тесные корреляционные связи между вариациями температуры и влажности воздуха отмечаются в приземном слое, а не на высотах, где происходит образование облачности.

Летом в атмосфере континентальных районов северного полушария главным фактором, определяющим широтное изменение взаимно-корреляционных связей температуры и влажности воздуха является не адвекция воздушных масс, которая в это время года ослаблена, а локальные процессы конвективного переноса воздуха из приземного слоя в верхние слои. Поэтому в полярных районах, где подобные процессы развиты слабо и по-прежнему велико влияние адвективного фактора, отмечаются достаточно тесные корреляционные связи температуры с влажностью воздуха. В умеренных же широтах, характеризующихся летом хорошо развитым конвективным обменом воздушных масс, вертикальный перенос довольно теплого, но малоувлажненного воздуха приводит к существенному нарушению этих связей.

Следует сказать, что в континентальных районах тропической зоны, где корреляционные связи температуры с влажностью воздуха наиболее слабые, влияние указанного процесса проявляется еще сильнее. Здесь в течение всего года на фоне очень высокой температуры воздуха отмечается очень малое его увлажнение за счет испарения влаги с засушливой подстилающей поверхности (осадки же в этих районах, как известно, довольно редки), поэтому и в приземном слое, и на высотах в тропической зоне синхронное изменение вариаций  $t(p_k)$  и  $q(p_k)$  наблюдается редко.

В океанических районах тропической зоны малые значения коэффициента корреляции  $r_{qt}$  ( $p_i = p_i$ ) обусловлены несколько иным механизмом, а именно, несинхронным изменением вариаций температуры и влажности воздуха в процессе конвективного подъема очень теплых и влажных воздушных масс. При близости воздуха к состоянию насыщения даже незначительное понижение его температуры сопровождается здесь сильным изменением концентрации водяного пара (большая часть его конденсируется и в виде ливневых осадков выпадает на земную поверхность). Данный процесс, кстати, и определяет наиболее часто в тропосфере тропической зоны океанов не прямую, а обратную корреляционную связь между вариациями температуры и влажности воздуха, причем она может быть здесь довольно тесной, с коэффициентом взаимной корреляции —0,4... —0,6 (подобные значения этого параметра отмечаются, в частности, зимой над югом Карибского моря).

Другой особенностью взаимно-корреляционных связей температуры и влажности воздуха, которая легко обнаруживается при анализе широтных разрезов, является существенная зависимость их от годового хода. При этом от зимы к лету почти везде, кроме тропических широт, наблюдается значительное уменьшение коэффициента корреляции  $r_{qt}$  ( $p_i = p_j$ ). Наиболее четко оно проявляется в умеренных широтах. Действительно, если зимой, например, в районе Одессы коэффициент взаимной корреляции между вариациями температуры и влажности воздуха на уровне 950 гПа (~0,5 км) равен 0,91, то летом он существенно меньше, не более 0,40.

Подобный характер изменения значений  $r_{qt}$  ( $p_i = p_j$ ) в годовом ходе связан с тем, что на фоне общего ослабления межширотного и зонального переноса воздушных масс, которое отмечается от зимы к лету, возрастает роль конвективных процессов. Последние и обусловливают существенное ухудшение корреляционных связей температуры с влажностью воздуха, так как воздух, переносимый из приземного слоя в верхние слои является хотя и очень теплым, но малоувлажненным, далеким от состояния насыщения.

## 3.4. Особенности естественных ортогональных функций вертикальных профилей температуры и влажности воздуха

Вопросам оптимального представления вертикальных профилей метеорологических величин (в том числе температуры и влажности) в виде суммы естественных ортогональных составляющих посвящено значительное число публикаций (см., например, [2.29, 5, 21, 23, 24, 31]). Однако результаты такого представления, приведенные в этих работах, не позволяют еще корректно оценить свойства собственных векторов, их пространственно-временную устойчивость, информативность и т. п., поскольку они получены на основе разнородного материала единичных станций.

Нами была предпринята попытка получить на большом и однородном статистическом материале естественные ортогональные функции вертикальных профилей температуры и влажности воздуха для всего северного полушария [12], что позволило достаточно полно исследовать их характерные свойства, обусловленные процессами глобального и синоптического масштабов.

При анализе свойств оптимальных представлений вертикальных профилей температуры и влажности главное внимание уделялось свойствам статистической устойчивости е. о. ф., их информативности и возможности использования в целях объективной классификации аэрологических полей.

# 3.4.1. Оптимальное представление вертикальных профилей температуры

Для анализа параметров поля температуры воспользуемся рис. 3.19—3.21, на которых дано графическое изображение трех первых собственных векторов матрицы  $||S_{tt}||$  для станций: Туле (77° с. ш., 69° з. д.), Корал-Харбор (64° с. ш., 82° з. д.), Адах (52° с. ш., 177° з. д.), Буффало (43° с. ш., 79° з. д.), судно погоды Е (35° с. ш., 48° з. д.), Аден (13° с. ш., 45° в. д.), Уэйк (19° с. ш., 166° в. д.), и Майами (26° с. ш., 80° з. д.), представляющих различные широтные зоны северного полушария, а также данными табл. 3.5, где для тех же станций приведены собственные числа

Таблица 3.5

Собственные числа  $\lambda_{\alpha}$  (°С)<sup>2</sup> ковариационной матрицы температуры и доли (%)

учитываемой	дисперсии	$d_m =$	$\sum_{\alpha=1}^{m}$	$\lambda_{a}/S_{p}  S_{tt}  $	для	некоторых	станций	северного
				полушария				

	Туле		Корал- Харбор		Адах		Буффало		Судно погоды Е		Майами		Аден		Уэйк	
α	λα	d <sub>m</sub>	λ <sub>α</sub>	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	<sup>7.</sup> a	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>
_								Янв	арь				_			
1 2 3 4	$\begin{array}{c c} 591 \\ 107 \\ 40 \\ 25 \end{array}$	73 87 91 94	$[ 564 \\ 172 \\ 48 \\ 25 \\ ]$	65 86 91 94	405 85 25 16	73 89 93 96	707 83 28 19	80 89 19 95	$126 \\ 53 \\ 23 \\ 11$	51 73 82 87	78 31 20 14	45 63 74 82	18 15 10 7	26 47 61 71	25 11 7 5	$     \begin{array}{r}       38 \\       53 \\       64 \\       72     \end{array} $
								Ию	ль							
1 2 3 4	$  \begin{array}{c} 157 \\ 24 \\ 14 \\ 7 \end{array}  $	70 81 87 90	258 35 21 13	73 83 89 92	218 37 12 11	74 86 91 94	$     \begin{array}{r}       123 \\       31 \\       20 \\       10     \end{array} $	61 76 86 90	44 17 9 5	50 69 80 86	20 9 7 3	41 59 74 81	$     \begin{array}{c}       23 \\       16 \\       11 \\       9     \end{array} $	30 50 65 76	13 7 6 4	33   50   65   75

 $\lambda_{\alpha}$  ковариационной матрицы температуры и величины  $d_m$ , характеризующие долю первых *m* естественных ортогональных составляющих в дисперсии разложения (2.6) при m = 1, 2..., 4.

Анализ рис. 3.14—3.16 показывает, что первый собственный вектор ковариационной матрицы температуры  $||S_{tt}||$  имеет на большой части территории северного полушария, исключая лишь тропическую зону, общие характерные черты, не зависящие от вре-



Рис. 3.14. Собственные векторы ковариационной матрицы ||S<sub>tt</sub>|| для станций Туле (1) и Корал-Харбор (2). *а* — январь, *б* — июль,

мени года. Так, например, в тропосфере компоненты этого вектора сохраняют знак на всех уровнях. При переходе из тропосферы в стратосферу собственный вектор  $F_1$  меняет знак, а выше слоя тропопаузы он не изменяется.

С физической точки зрения такой высотный ход компонент первого собственного вектора  $F_1$  вполне закономерен, поскольку он обусловлен особенностями межуровенных корреляционных связей случайных вариаций температуры.

Действительно, как было показано выше (см. раздел 3.3), в тропосфере связи температуры t' (p<sub>k</sub>) для каждой пары уровней являются положительными. В то же время корреляция между и стратосфере вариациями температуры в тропосфере отрицательна. Поэтому ковариационные матрицы, использованные нами для получения естественных ортогональных функций, состоят как из положительных, так и отрицательных элементов. А в таких матрицах, согласно [8], для первого собственного вектора,



Рис. 3.15. Собственные векторы ковариационной матрицы ||S<sub>tt</sub>|| для станций Адах (1), Буффало (2) и судна погоды Е (3).

a — январь, б — июль.



Рис. 3.16. Собственные векторы ковариационной матрицы ||S<sub>tt</sub>|| для станций Аден (1), Уэйк (2) и Майами (3).

а — январь, б — июль.

соответствующего наибольшему собственному числу, характерна смена знака.

Однако не все первые собственные векторы ковариационных матриц температуры обладают таким свойством. Так, зимой в по-лярных районах, как показал анализ результатов разложения профиля  $t'(p_h)$  по всем взятым выборкам, встречаются такие векторы F<sub>1</sub>, которые сохраняют свой знак во всем рассматриваемом слое атмосферы. Это относится, в частности, к восточной Арктике (см., например, данные ст. ГМО им. Е. К. Федорова (мыс Челюскин) на рис. 3.14-3.16). Интересно, что на этой станции межуровенная корреляционная связь температуры в холодный период не для каждой пары уровней (как должно быть) положительна [1.32]. Следовательно, ковариационная матрица, по которой получены собственные векторы, состоит как из положительных, так и отрицательных элементов. Однако межуровенные связи вариаций температуры у земли и на всех вышележащих уровнях являются положительными. Они и определяют здесь своеобразную форму вектора  $F_1$  и неизменность его знака во всем слое атмосферы (до уровня 50 гПа).

Летом на всех станциях полярной зоны первые собственные векторы образуют семейство кривых, хорошо согласующихся между собой. При этом составляющие вектора  $F_1$  имеют незначительный разброс (не более 0,10). Лишь в нижней части пограничного слоя (до уровня 900 гПа) отмечается несколько больший разброс (0,12—0,15). Переход первого собственного вектора температуры через нулевое значение наблюдается повсеместно и осуществляется на высотах 9—10 км, т.е. около полярной тропопаузы.

В умеренных широтах северного полушария, в зоне 40— 60° с.ш. (см. рис. 3.15), как зимой, так и летом первые собственные векторы температуры образуют семейство кривых, которые в целом хорошо согласуются между собой и мало зависят от местоположения станции и сезона. Лишь вблизи земной поверхности и особенно в нижней стратосфере (в слое колебаний высоты тропопаузы) компоненты вектора  $F_1$  имеют заметный разброс (от 0,25 до 0,40), обусловленный особенностями корреляционной функции  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ).

Так, вблизи земной поверхности относительно большой разброс компонент вектора  $F_1$  определяется в значительной степени поведением функции  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ) в пограничном слое атмосферы, в основном до уровня 900 (850) гПа. Действительно, в тех физикогеографических районах, где имеют место наиболее тесные корреляционные связи между вариациями температуры у земли и вариациями ее на всех вышерасположенных уровнях пограничного слоя атмосферы (до высоты 1—1,5 км), отмечаются и наибольшие значения компонент вектора  $F_1$ . И, наоборот, в районах, для которых характерна менее тесная корреляционная связь температуры в слое поверхность земли — 900 (850) гПа, наблюдаются и меньшие значения компонент этого вектора (см., например, на рис. 3.15 векторы  $F_1$ , полученные для станций Буффало и Адах, для которых характерны тесная и довольно слабая корреляция значений t' в пограничном слое).

Существенный разброс компонент вектора  $F_1$  вблизи тропопаузы в значительной степени связан с высотой уровня перехода автокорреляционной функции  $r_{tt}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ) через нуль, изменяющейся от сезона к сезону и в зависимости от географического положения аэрологической станции. При этом, чем южнее расположен пункт наблюдения, тем больше разброс компонент первого собственного вектора за счет сезонных вариаций высоты указанного уровня (см., например, данные ст. Буффало), обусловленных сменой полярной тропопаузы тропической вследствие миграции к северу субтропической планетарной фронтальной зоны от зимы к лету.

В отличие от внетропических широт, в тропической зоне северного полушария, к югу от 30° с.ш. (см. рис. 3.16), где корреляционные связи наземной температуры с температурой выше расположенных слоев атмосферы слабые, первые собственные векторы ковариационной матрицы  $||S_{tt}||$  имеют в большинстве случаев иной характер вертикального хода и мало согласуются между собой. Наиболее типичным является такой высотный ход, при котором в большей части тропосферы, кроме пограничного слоя, компоненты вектора  $F_1$  невелики по абсолютной величине и имеют обычно одну-две хорошо выраженные смены знака. Основной переход вектора  $F_1$  через нуль наиболее часто наблюдается между уровнями 100 и 50 гПа, т.е. в слое колебания тропической тропопаузы.

Вторые собственные векторы ковариационной матрицы температуры имеют более сложный вид и в большей степени зависят от географического положения станции. Но и для них присущи некоторые общие черты, которые достаточно четко проявляются на значительной части северного полушария, особенно в умеренных широтах.

Так, в большинстве районов, расположенных к северу от 30-й параллели, четко прослеживаются следующие характерные особенности высотного хода вектора  $F_2$ : 1) две отчетливо выраженные смены знака — в нижней тропосфере (в слое 850—700 гПа) и при переходе из тропосферы в стратосферу; 2) два максимума значений компонент вектора  $F_2$  в пограничном слое и вблизи тропопаузы, по абсолютной величине достигающей значений 0,40— 0,50 и 0,50—0,85 соответственно. При этом вторая смена знака вектора  $F_2$  отмечается на тех же высотах, что и вектора  $F_1$ . Выше максимума вблизи тропопаузы компоненты вектора  $F_2$  быстро уменьшаются по абсолютной величине и в нижней стратосфере изменяются мало.

Следует, однако, отметить, что в некоторых районах внетропических широт такой вертикальный ход второго собственного вектора температуры несколько нарушается. В частности, зимой в арктических районах (см. рис. 3.14) на границе тропосферы и стратосферы нет четко выраженного пика максимальных значений, а компоненты вектора  $F_2$  после второго перехода через нуль (в верхней тропосфере) возрастают по величине во всем вышерасположенном слое атмосферы (до уровня 50 гПа).

В тропической зоне северного полушария хотя и прослеживаются аналогичные черты вертикального хода вектора  $F_2$ , однако выражены они не столь четко и в некоторых случаях существенно искажаются.

Третий собственный вектор ковариационной матрицы температуры отличается еще более сложным характером вертикального хода. Так, на большинстве станций северного полушария отмечается не один-два, а три или даже четыре перехода вектора  $F_3$  через нуль. Значения его компонент имеют очень сильный разброс, причем не только вблизи земной поверхности и в слое колебания тропопаузы, но и на всех рассматриваемых высотах. Однако, тем не менее, третьи собственные векторы температуры характеризуются все же определенной региональной пространственно-временной устойчивостью. Это хорошо видно, в частности, по данным станций Туле и Корал-Харбор (см. рис. 3.14).

Собственные векторы более высокого, чем третий, порядка обладают менее выраженными закономерностями вертикального хода и заметно различаются между собой даже в тех случаях, когда на двух станциях, расположенных достаточно близко друг от друга, векторы  $F_1$ ,  $F_2$  и  $F_3$  почти полностью совпадают.

Рассмотрим основные закономерности распределения собственных чисел ковариационной матрицы температуры (λ<sub>α</sub>) по территории северного полушария.

Из анализа данных табл. 3.5 и рис. 3.17 следует, что величина  $\lambda_1$  сильно варьирует в зависимости от географического положения станции и сезона (временной фактор проявляется лишь во внетропических широтах). Так, зимой собственное число  $\lambda_1$  изменяется от 600—700 до 10—25 (°C)<sup>2</sup>, причем область его наибольших значений отмечается над континентами (севернее 40° с. ш.) и особенно над центром Северной Америки, где в этот период года развит интенсивный меридиональный и межширотный обмен воздушных масс [2.47].

Действительно, если в районе Буффало  $\lambda_1 \approx 707$  (°C)<sup>2</sup>, то вблизи судна погоды К, расположенного примерно на той же широте,  $\lambda_1 \approx 144$  (°C)<sup>2</sup>. Наименьшие значения первого собственного числа ковариационной матрицы температуры (менее 50 (°C)<sup>2</sup>) наблюдаются зимой в тропической зоне и вблизи экватора. При этом вариации  $\lambda_1$  здесь от станции к станции очень малы, в основном менее 10—15 (°C)<sup>2</sup>.

Летом в связи с ослаблением меридионального и межширотного обмена  $\lambda_1$  почти на всем северном полушарии, кроме тропических районов, существенно меньше, чем зимой, причем наибольшие значения  $\lambda_1$ , порядка 200—250 (°C)<sup>2</sup>, отмечаются также над континентами умеренных и полярных широт и частично над западными районами акваторий Тихого и Атлантического океанов. Различия между континентальными и океаническими станциями летом не так велики, как зимой, и составляют не более 150 (°C)<sup>2</sup>. Наименьшие значения  $\lambda_1$  в северном полушарии наблюдаются по-прежнему в тропической и экваториальной зонах. Они варьируют здесь в пределах 12—25 (°C)<sup>2</sup>.



Рис. 3.17. Распределение первого собствен а — зима,

Вторые и третьи собственные числа ковариационных матриц существенно меньше первого собственного числа, они менее изменчивы, чем  $\lambda_1$  ( $\lambda_2$  в основном варьирует от 25 до 100—150 (°C)<sup>2</sup>, а  $\lambda_3$  от 5—10 до 50 (°C)<sup>2</sup>). Кроме того, в отличие от  $\lambda_1$ , вторые и в меньшей степени третьи собственные числа температуры обладают хорошо выраженным широтным ходом, особенно в зимний период (см. табл. 3.5, данные станций Корал-Харбор, Буффало и Майами).

Все последующие  $\lambda_{\alpha}$  по мере дальнейшего увеличения порядкового номера собственного числа не только постоянно уменьшаются по величине, но и мало различаются между собой. Поэтому установить их зависимость от какого-либо фактора не представляется возможным. Это согласуется с утверждением, высказанным в [2.31], что разложение случайного вектора по е.о.ф. обладает быстрой сходимостью, и он может быть описан небольшим числом параметров.



ного числа температуры  $\lambda_1$  (°C)<sup>2</sup>.  $\delta - \pi \epsilon_0$ .

Действительно, доля общей дисперсии, описываемой тремя первыми собственными векторами составляет, как правило, не менее 80 % дисперсии всех вариаций. Лишь в тропических широтах на три собственных вектора приходится в сумме около 60— 75 % следа матрицы  $||S_{tt}||$ . При использовании же четырех-пяти собственных векторов доля общей дисперсии составляет почти 90—96 %, только в тропиках она несколько меньше, 75—85 %.

Таким образом, анализ результатов расчета собственных значений и собственных векторов матриц ||S<sub>tt</sub>|| показал, что пространственно-временная устойчивость первых трех наиболее информативных собственных векторов не является глобальной или зависящей только от широты, как было показано ранее [5.14], а связана с географическими особенностями отдельных регионов северного полушария, т.е. универсальность первых трех собственных векторов можно допустить лишь с определенными ограничениями. Однако региональная устойчивость и значительный вклад этих векторов в общую дисперсию оставляет надежду на возможность их использования в задаче классификации поля температуры.

# 3.4.2. Оптимальное представление вертикальных профилей влажности воздуха

Наряду с анализом естественных ортогональных функций температуры остановимся также и на рассмотрении особенностей параметров разложения вертикальных профилей влажности. С этой целью воспользуемся табл. 3.6, содержащей для ряда

Таблица 3.6

Собственные числа  $\lambda_{\pi} \cdot 10^2 (\%)^2$  ковариационной матрицы влажности и доли

(%)	учитываемой	дисперсии	$d_m =$	$\sum_{\alpha=1}^{m}$	$\lambda_{\alpha}/S_{p}\ S_{qq}\ ,$	рассчитанные

	Туле		Ян-М	айен	Адах		Буффало		Судно погоды Е		Майами		Аден		Уэйк	
a 	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>
								_								

для некоторых станций северного полушария

#### Январь

$\begin{array}{c cccc} 1 & 155 \\ 2 & 007 \\ 3 & 002 \\ 4 & 001 \end{array}$	93	751	86	547	79	2685	86	3297	81	4173	69	2240	61	3115	72
	97	071	94	119	95	269	94	367	90	773	81	588	76	480	83
	98	025	96	013	98	090	97	157	94	504	90	318	84	392	92
	99	001	98	001	99	034	98	080	96	235	94	194	89	177	96

#### Июль

$\begin{array}{c c c}1 & 539\\2 & 131\\3 & 058\\4 & 022\end{array}$	68	968	86	2892	82	6608	83	2478	70	2469	71	2397	54	2015	61
	84	085	94	453	94	621	90	580	86	543	86	773	71	551	80
	92	034	97	136	98	348	95	209	92	203	92	513	83	143	94
	95	013	98	052	99	118	97	101	95	098	95	355	91	085	97

станций значения собственных чисел ковариационной матрицы  $||S_{qq}||$  и величины  $d_m$ , характеризующие долю первых четырех е. о. ф. в дисперсии разложения (2.6), а также рис. 3.18—3.20, на которых дано графическое представление трех первых собственных векторов указанных матриц, полученных для тех же типичных станций северного полушария.

Анализ рис. 3.18—3.20, а также других полученных нами статистических материалов показывает, что вертикальный ход первых



а - январь, б - нюль.



Рис. 3.19. Собственные векторы ковариационной матрицы ||S<sub>qq</sub>|| для станций Буффало (1), Адах (2) и судна погоды Е (3). а — январь, б — июль.

собственных векторов ковариационных матриц влажности  $||S_{qq}||$  обладает рядом характерных черт, которые присущи всему северному полушарию (а не только его отдельным регионам, как это имело место для матриц  $||S_{tt}||$ ) и не зависит от времени года.

Так, зимой и летом в тропосфере компоненты вектора  $F_1$  сохраняют знак и убывают с высотой во всем рассматриваемом слое атмосферы — от поверхности земли до уровня 400 гПа ( $\sim$ 7 км). Правда, летом (а в тропических районах и зимой) этот верти-



Рис. 3.20. Собственные векторы ковариационной матрицы ||S<sub>qq</sub>|| для станций Аден (1), Уэйк (2) и Майами (3).

*а* — январь, *б* — июль.

кальный ход вектора F<sub>1</sub> несколько нарушается появлением в слое 950—800 гПа пика экстремальных значений его компонент.

Подобный вертикальный ход первого собственного вектора влажности обусловлен, как и следовало ожидать, особенностями автокорреляционной функции  $r_{qq}$  ( $p_0$ ,  $p_j$ ), которая положительна во всем рассматриваемом слое тропосферы (до уровня 400 гПа) и уменьшается по величине по мере удаления коррелируемых уровней друг от друга. Кроме того, вид вектора  $F_1$  существенным образом зависит от турбулентного перемешивания воздуха по вертикали. Поэтому не случайно, что основные колебания его компонент отмечаются в основном в нижней тропосфере, т. е. в слое максимального перемешивания воздушных масс [7]. Второй и третий собственные векторы матрицы  $||S_{qq}||$  (см., например, [21]) также характеризуются значительной устойчивостью, свойства их мало зависят от сезона и физико-географических условий.

[21]) также характеризуются значительной устоичивостью, своиства их мало зависят от сезона и физико-географических условий. В частности, главной отличительной чертой второго собственного вектора влажности является наличие двух четко выраженных максимумов его компонент разного знака — в приземном слое и на уровне 700 гПа ( $\sim 3$  км) и одного перехода их через нуль в слое 900—800 гПа, т.е. на высоте 1—2 км. Выше уровня 700 гПа компоненты собственного вектора  $F_2$  уменьшаются по величине и в верхней тропосфере они близки к нулю.

В ряде районов субтропических и тропических широт (см., например, на рис. 3.26 данные ст. Аден за июль), кроме этого, происходит еще одна смена знака компонент вектора  $F_r$  в верхней тропосфере (на уровне около 400 гПа).

Третий собственный вектор матрицы  $||S_{qq}||$  на всей территории северного полушария и независимо от сезона характеризуется двумя переходами через нуль (один — в слое 950—900 гПа, а второй — в слое 800—750 гПа) и тремя экстремумами его компонент, из которых один расположен в приземном слое атмосферы, второй — вблизи изобарической поверхности 700 гПа и третий (обратного знака) — около изобарической поверхности 850 гПа. Выше уровня 700 гПа компоненты третьего собственного вектора (подобно компонентам вектора  $F_2$ ) быстро уменьшаются по величине, сохраняя в большинстве случаев один и тот же знак.

Описанный высотный ход компонент собственных векторов  $F_2$  и  $F_3$  матрицы  $||S_{qq}||$ , как и вектора  $F_1$ , в значительной степени обусловлен турбулентным перемешиванием воздушных масс. А оно наиболее развито, как известно, в пограничном слое атмосферы, обычно на высоте около 1—2 км, где как раз и отмечается переход вектора  $F_2$  через нуль и пик экстремальных значений компонент вектора  $F_3$ .

Собственные векторы матрицы  $||S_{qq}||$  более высокого, чем третий, порядка обладают менее выраженными особенностями. К тому же на их долю приходится слишком малый процент информации о случайных вариациях вертикального профиля влажности.

Рассмотрим особенности распределения собственных чисел ковариационных матриц  $||S_{qq}||$  (и, в первую очередь, значений  $\lambda_1$ ), обусловленные годовым ходом этих параметров и их зависимостью от физико-географических и циркуляционных условий отдельных районов.

Анализ данных табл. 3.6 и рис. 3.21 позволил установить, что величина первого собственного числа ковариационных матриц ||S<sub>qq</sub>|| довольно значительно варьирует в зависимости от географического положения станции и особенно в течение года (правда, годовой ход проявляется наиболее четко лишь в умеренных широтах). Так, например, зимой первое собственное число матриц ||S<sub>aa</sub>|| может изменяться от 1-2 до 40-50 (‰)<sup>2</sup>. При этом наименьшие значения λ<sub>1</sub> отмечаются над центральной Арктикой И над внутренними континентальными районами материка Евразии (особенно над Восточной Сибирью). Здесь, как известно, в холодный период наблюдается наиболее слабая циклоническая деятельность и самое минимальное в северном полушарии влагосодержание атмосферного воздуха. Наибольшие значения λ<sub>1</sub> прослеживаются зимой над западными частями Тихого и Атлантического океанов (в основном в зоне 10—40° с.ш.), где на фоне довольно высокого влагосодержания атмосферы даже небольшое его изменение приводит к значительно большим значениям  $\lambda_1$ , чем в более северных широтах.

Летом, в связи со значительным увеличением общего влагосодержания атмосферы над континентальными районами полярных



Рис. 3.21. Распределение первого соб *а* – зима,

и особенно умеренных широт, роль его в формировании поля  $\lambda_1$ существенно уменьшается. Поэтому летом распределение значений  $\lambda_1$  над северным полушарием в большой степени зависит от интенсивности межширотного и меридионального обмена воздушных масс и повторяет распределение параметра  $\lambda_1$ , рассчитанного по данным ковариационных матриц температуры (сравните рис. 3.17 б и 3.21 б).

Действительно, летом наибольшие значения  $\lambda_1(q)$ , равные 30—60 (‰)<sup>2</sup>, отмечаются, как и для температуры, над континен-

тами умеренных широт и частично над западными районами акваторий Тихого и Атлантического океанов, где в значительной толще тропосферы осуществляется наиболее интенсивный зональный и меридиональный обмен воздушных масс. Наименьшие значения первого собственного числа матриц  $\|S_{qq}\|$  наблюдаются над Арктикой (менее 5 (‰)<sup>2</sup>) и в тропической и экваториальной зо-



ственного числа ковариационной матрицы влажности. 6 — лето.

нах (10—20 (‰)<sup>2</sup>). Здесь же отмечается и малая изменчивость атмосферных процессов.

Вторые и третьи собственные числа ковариационных матриц влажности  $||S_{qq}||$  также имеют некоторые, хотя и не так хорошо выраженные (по сравнению с  $\lambda_1$ ) особенности. В частности, эти статистические параметры (особенно  $\lambda_3$ ) существенно меньше первого собственного числа и не так сильно изменяются ( $\lambda_2$  от 0,5 до 8 (‰)<sup>2</sup>, а  $\lambda_3$  от 0,1—0,5 до 2—3 (‰)<sup>2</sup>) в зависимости от сезона и географического положения станции. Кроме того, вторые и в меньшей степени третьи собственные числа (в отличие от  $\lambda_1$ ) имеют определенный широтный ход, а именно значения  $\lambda_2$ и  $\lambda_3$  возрастают к югу. Наиболее четко это проявляется в зимний период. И наконец, они не так сильно зависят от пространственного распределения материков и океанов.

Собственные числа матриц  $||S_{qq}||$  большего, чем третий, порядка различаются между собой еще меньше, однако и для них (по крайней мере, для чисел  $\lambda_4 - \lambda_6$ ) характерна некоторая зависимость от широтного положения станции.

В заключение настоящего раздела остановимся коротко на результатах оценки скорости сходимости разложения случайных профилей влажности q' (p<sub>h</sub>) по е. о. ф. Анализ величины d<sub>m</sub> показал, что это разложение обладает

Анализ величины  $d_m$  показал, что это разложение обладает существенно лучшей, чем для температуры, сходимостью, поскольку уже на три первых собственных вектора матрицы  $||S_{qq}||$ приходится, как правило, от 90 до 96 % суммарной дисперсии. Доля четырех первых собственных векторов в суммарной дисперсии составляет практически на всем северном полушарии, за исключением лишь отдельных станций тропической зоны, более 95 %.

Этот факт говорит о том, что для малопараметрического описания вертикальной структуры поля влажности с погрешностью менее 5 % достаточно взять не более четырех первых собственных векторов, а с погрешностью до 10 % — достаточно иметь только три первых вектора.

Таким образом, компоненты первых трех наиболее информативных собственных векторов ковариационных матриц  $|S_{aa}|$ имеют хорошо выраженный тип вертикального хода, который определяется лишь порядковым номером собственного вектора и мало зависит (по сравнению с соответствующими параметрами температуры) от сезона и географического положения станции. Довольно быстрая сходимость разложения вектора q' (p<sub>h</sub>) по е. о. ф. позволяет существенно сократить (в 4-5 раз) объем статистической информации, необходимой для оптимального представления случайных вариаций вертикальных профилей влажности.

Все это позволяет надеяться на возможность получения региональных малопараметрических моделей влажности, оптимальным образом описывающих крупномасштабную статистическую структуру поля влажности над значительными территориями северного полушария.

# ГЛАВА 4. ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТАТИСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА

Вертикальная статистическая структура поля атмосферного озона, в отличие от полей температуры и влажности воздуха, изучена к настоящему времени гораздо слабее (особенно в части параметров изменчивости и межуровенных корреляционных связей вариаций О3 в различных слоях атмосферы). Это связано с тем, что мировая сеть станций, ведущих регулярные измерения вертикального распределения озона (ВРО) с помощью шаровзондов, создана относительно недавно (в 60-х годах), и к тому же она значительно реже сети станций температурного зондирования. Поэтому не случайно, что в последние годы для выявления особенностей пространственно-временной структуры поля озона в глобальном масштабе и до больших высот предпринимаются настойчивые попытки дополнительно привлечь также данные ракетных и спутниковых наблюдений [1.69, 1, 2, 8, 20, 21, 23, 24]. Однако единичные ракетные измерения и результаты спутникового зондирования, обладающего недостаточной точностью и малым разрешением по высоте (около 7-8 км) [10, 23], не могут еще использоваться для статистического описания тонкой структуры поля озона, и, следовательно, ее объективный анализ может быть выполнен лишь на основе данных сетевого озонозондирования.

Конечно, при таком подходе особенности вертикальной статистической структуры поля озона могут быть выявлены только в общих чертах. И все же это сделать целесообразно, поскольку можно предположить, что высотные поля озона (особенно в стратосфере, где отмечается озонный максимум) характеризуются, как и его общее содержание, значительной пространственно-временной устойчивостью (по данным [1.37], колебания X связаны в пространстве на расстоянии до 3—4 тыс. км). Естественно, что для более надежного обоснования подобного вывода следует провести анализ трехмерной структуры поля озона на основе данных измерений учащенной сети озонометрических станций, однако имеющийся в настоящее время фактический материал по ВРО не позволяет пока это сделать.

В имеющихся публикациях по климатологии ВРО дается лишь некоторое предварительное представление о глобальных особенностях вертикальной структуры поля озона, полученное на основе данных единичных станций и отдельных экспедиций [1.52, 1.85, 1.96, 11, 13, 18, 19, 22, 25, 26, 30], либо по менее надежным результатам спутникового зондирования [20, 23], либо путем косвенной оценки параметров ВРО по данным об общем содержании озона [1.7, 3, 14, 15, 27]. К тому же авторы практически всех публикаций, исключая [1.96], при анализе тонкой структуры поля озона не использовали всего комплекса статистических показателей (брались лишь средние значения и реже дисперсии), необходимых для ее полного адекватного описания.

В настоящей главе сделана попытка восполнить этот пробел и дать наиболее надежное (со статистической точки зрения) описание тонкой структуры поля озона на основе того же математического аппарата, который был использован нами при анализе полей температуры и влажности воздуха. Сразу же заметим, что мы будем рассматривать климатические особенности, свойственные лишь зимнему и летнему ВРО, хотя известно, что сезонные изменения озона сдвинуты по фазе относительно годового хода температуры и влажности воздуха (максимум его содержания во внетропических широтах приходится на весну, а минимум — на осень [10]. Это связано с тем, что характеристики ВРО использованы нами совместно с данными высотного распределения температуры и влажности воздуха при построении среднезональных статистических моделей (о них пойдет речь в гл. 5), описывающих физическое состояние земной атмосферы зимой и летом, т. е. в обычные календарные сезоны.

## 4.1. Основные закономерности вертикального распределения озона в атмосфере северного полушария

Полученные нами данные, в том числе и представленные на рис. 4.1—4.4, в основном подтвердили ранее выявленные (например в [1.6]) закономерности высотного изменения парциального давления озона  $P_3$ .

Так, количество озона в тропосфере северного полушария невелико. Значения P<sub>3</sub> в ней (2-4 мПа) резко увеличиваются с некоторого переломного уровня до максимума на высотах 18-27 км, а затем быстро убывают с высотой в средней стратосфере. Кроме того, распределение озона в атмосфере имеет ярко выраженную щиротную зависимость, причем с ростом широты наблюдаются снижение слоя максимального содержания озона (от 26-27 км у экватора до 15-18 км в полярной зоне) и существенное увеличение  $\overline{P_3}$  в этом слое (от 11—16 мПа до 16—22 мПа соответственно). Наконец, концентрация Оз на различных высотах имеет определенный годовой ход, а именно: в тропосфере внетропических широт она возрастает от зимы к лету, а в нижней стратосфере и особенно в слое максимума — смещается на зимне-весеннее время: в тропиках же наибольшая концентрация озона во всем рассматриваемом слое атмосферы (до 30-32 км) отмечается в летний период.

Полученные нами более полные и надежные данные о статистической структуре поля озона позволили нам выявить некоторые дополнительные ее особенности.

Так, в нижней тропосфере северного полушария (исключая районы, расположенные вблизи экватора) имеет место инверсионное распределение содержания озона с максимумом в слое 900— 600 гПа. Например, на ст. Саппоро зимой парциальное давление



6 — лето; I — Гус-Бей (53° с. ш., 60° з. д.), лейссенберт (48° с. ш., 13° в. д.), 3 — Саппоро (43° с. ш., 141° в. д.). а — зима, б — лето; I — Г 2 — Хоэнлейссенберг (48

15 P<sub>3</sub> MNa

6 0

а — зима, б — лето.









Рис. 4.4. Среднее вертикальное распределение парциального давления озона в экваториальной зоне. *a* -- зима, *б* -- лето; *I* -- Тривандрум (8° с. ш., 77° в. д.), *2* -- Натал (6° ю. ш., 35° з. д.).

озона возрастает от 0,4 мПа вблизи земной поверхности до 2,6 мПа на уровне 700 гПа, т. е. более чем в 6 раз. По-видимому, этот максимум связан с тропосферными температурными инверсиями, препятствующими вертикальному перемешиванию воздуха, которое должно переносить озон из верхних слоев тропосферы вниз. Результаты работы [28] косвенно подтверждают это предположение. Модельные экспериментальные оценки авторов [28] показали, что при глобальном усреднении суммарный нисходящий поток озона, рассчитанный за 20 модельных суток, имеет почти постоянную скорость в слое 2—12 км и она резко уменьшается (до нуля) у поверхности Земли.

Минимум концентрации озона в приземном слое обусловлен, на наш взгляд, интенсивным разрушением приходящего сверху озона под воздействием различных химических примесей (в том числе и антропогенного происхождения), а также определенным расходом озона на окисление органических веществ растительности. Особенно отчетливо этот расход выражен, как указывает А. Х. Хргиан, в тропической зоне. В экваториальной области сходимости воздушных потоков минимум содержания озона у земли (см., например, на рис. 4.4 высотный профиль  $\overline{P}_3$  для ст. Тривандрум) связан, несомненно, с общим восходящим движением воздуха, который постоянно наблюдается в пограничном слое атмосферы.

Полученные нами статистические данные позволили выделить не три, как раньше, а четыре типа вертикального распределения озона (см. рис. 4.1—4.4).

Полярный тип, характеризующий вертикальное распределение озона в полярной зоне (60—90° ш.). Он отличается самым низким положением озонопаузы (около 7—9 км) и слоя максимального содержания озона (16—18 км). Для данного типа характерен значительный годовой ход парциального давления озона. На высоте озонопика величина  $\overline{P}_3$  изменяется от 20—21 мПа в зимне-весенний период до 15—16 мПа летом.

Умеренный тип, наблюдаемый в умеренных широтах (40— 60° ш.), отличается более высоким (чем для полярного типа) положением озонопаузы (9—10 км) и максимума содержания озона (20—24 км), а также в основном существенно меньшей амплитудой годового хода. Так, например, в районе ст. Гус-Бей на высоте озонопика (около 21 км) величина  $\overline{P}_3$  изменяется от 17,7 мПа зимой до 15,5 мПа летом, т.е. всего на 2,2 мПа. Для умеренного типа свойственно также наличие тонкой структуры, проявляющейся в смене слоев с высоким и низким содержанием озона.

Субтропический тип — переходный между умеренным и тропическим, характерен для субтропических широт северного полушария (25—40° ш.), ранее не выявленный. Для него типичны практически устойчивое высотное распределение величины  $\overline{P}_3$  в тропосфере, высокая озонопауза, расположенная на уровне 14—17 км, наличие озонопика на высоте 23—24 км, а также почти

полное отсутствие годового хода озона вблизи уровня его максимальной концентрации.

Тропический тип, четко проявляющийся в тропической зоне  $(0-25^{\circ} \text{ ш})$ . Как и субтропический тип, он характеризуется устойчивым распределением  $\overline{P}_3$  в тропосфере и высокой озонопаузой (на уровне 16—17 км). Однако для него характерны большая высота озонопика (около 25—27 км) и обратный (по отношению к внетропическим широтам) годовой ход содержания  $O_3$ . Так, например, в районе ст. Тривандрум на высоте максимума (около 27 км) парциальное давление озона  $\overline{P}_3$  возрастает от зимы к лету на 4,5 мПа (от 11,2 мПа зимой до 15,7 мПа летом).

Указанные общие закономерности вертикального распределения озона могут нарушаться под воздействием процессов общей циркуляции атмосферы. В частности, нами установлено, что в стратосфере умеренных широт над некоторыми физико-географическими районами (например, над районом Саппоро) может наблюдаться не малый (свойственный умеренной зоне), а значительный годовой ход содержания озона. На высоте озонопика (21—24 км) в этом районе парциальное давление озона изменяется от 17,6 мПа в зимнее время до 14,6 мПа летом. Еще большая годовая амплитуда колебаний  $\overline{P}_3$  (до 6,0—7,3 мПа) имеет место над Саппоро в более низких слоях стратосферы (между 11 и 20 км).

Такие особенности годового хода парциального давления озона в районе Саппоро обусловлены тем, что он находится в зоне существенной широтной миграции субтропического струйного течения [4], являющегося не только границей между двумя разными воздушными массами, но и разделом областей нисходящих (к северу от струйного течения) и восходящих (к югу от струйного течения) движений воздуха [1.2, 29]. Кроме того, как показано в [5, 6, 21], слева от оси струйного течения (к северу от него) содержание озона больше, чем справа от оси (к югу от этого струйного течения). Ось субтропического струйного течения в районе Японских островов находится на 32—33° с.ш. зимой и 43—45° с.ш. летом [4, 9], и ст. Саппоро, расположенная на 43-й параллели, попадает то в область повышенной концентрации озона (зимой), то в область пониженной концентрации (летом).

Проведенные статистические оценки показывают, что зимой от ст. Саппоро до ст. Кагосима, расположенной около 32° с. ш., т. е. южнее оси субтропического струйного течения, отмечаются значительные меридиональные градиенты концентрации озона. В это время года парциальное давление озона на уровне максимума изменяется с севера на юг между указанными станциями на 3,1 мПа (от 17,6 до 14,5 мПа соответственно). Летом, когда обе станции находятся к югу от субтропической ПВФЗ, содержание озона на уровне озонопика на этих станциях одинаково (около 14,6 мПа).

Таким образом, формирование поля стратосферного озона в рассмотренном районе неотделимо от системы субтропического
струйного течения и в значительной мере определяется его широтной миграцией. А это, в свою очередь, указывает на то, что общие закономерности в вертикальном распределении озона могут в отдельных регионах существенно нарушаться за счет особого характера проявляющихся в них процессов общей циркуляции атмосферы.

## 4.2. Особенности распределения изменчивости озона с высотой в тропосфере и стратосфере

Для оценки изменчивости парциального давления озона на разных высотах используем векторы среднего квадратического отклонения этой метеорологической величины  $\sigma_{P_2}$ .

Детальное рассмотрение рис. 4.5—4.8 и других статистических материалов, имевшихся в нашем распоряжении, позволило установить не только общую (глобальную) картину вертикального распределения многолетней изменчивости содержания озона в слое поверхность земли — 10 гПа (~31 км), но и некоторые особенности этого распределения, характерные для различных районов северного полушария.

Во-первых, наибольшие вариации атмосферного озона в северном полушарии независимо от сезона наблюдаются в нижней стратосфере, где максимально и его среднее содержание, причем даже здесь возможны очень малые значения концентрации озона. Например, по нашим данным, над полярными широтами (ст. Резольют) парциальное давление озона на уровне около 100 гПа (~16 км) может изменяться от 6,5 до 34,6 мПа, а на уровне 250 гПа (~10 км), расположенном также выше тропопаузы, оно может достигать даже 0,9 мПа (при  $\bar{P}_3 = 7, 1... 8,5$  мПа).

Во-вторых, непериодическая изменчивость озона в слое его максимального содержания (в основном 12—24 км, в тропиках несколько выше) достаточно заметно зависит от широты, уменьшаясь к югу. Так, например, зимой стандартное отклонение  $\sigma_{p_3}$  уменьшается от 4,5—5,0 мПа в полярных широтах до 3,0—4,0 мПа в тропической зоне, а летом соответственно от 2,5—3,5 до 1,5—2,0 мПа.

В-третьих, как и среднее содержание, стандартное отклонение озона  $\sigma_{P_3}$  максимально зимой, когда велики его межсуточные вариации, обусловленные интенсивной циклонической деятельностью. Летом при ослаблении циклогенеза  $\sigma_{P_3}$  минимально. При этом из рис. 4.5—4.8 видно, что изменчивость озона в области его наибольших вариаций уменьшается от зимы к лету почти вдвое (от 4,5— 6,0 до 3,0—4,0 мПа в полярной и умеренной зонах и от 3,0—4,8 до 1,0—2,5 мПа в субтропических и тропических широтах).

Установлены также некоторые особенности, характерные для высотных профилей  $\sigma_{p_3}$  в отдельных широтных зонах и регионах северного полушария. Оказалось, например, что в атмосфере







Рис. 4.6. Вертикальное распределение стандартного отклонения парциального давления озона в умеренной зоне северного полушария.

Усл. обозначения см. рис. 4.2.

а — зима, б — лето.





Усл. обозначения см. рис. 4.3.

Рис. 4.7. Вертикальное распределение стандартного отклонения стандартного отклонения озона в субтропической зоне северного полушария. северного полушария, кроме океанических районов и тропической зоны, четко прослеживаются два максимума изменчивости парциального давления озона: первый (основной)— в слое 9—22 км, ниже главного максимума содержания озона (стандартные отклонения  $P_3$  могут достигать 4,0—6,0 мПа, а значения  $\sigma_{P_3}/\bar{P}_3$ —60—80%); второй (не выявленный ранее)— в пограничном слое атмосферы, где значения  $\sigma_{P_3}$  существенно меньше, чем вблизи главного максимума, но больше, чем на более высоких тропосферных уровнях (они могут составлять здесь 1,0—2,0 мПа или 30—65% от  $\bar{P}_3$ ).

Первый максимум изменчивости  $P_3$  связан с вариациями слоя максимального содержания озона и зависит от высоты расположения последнего. Как показывает анализ, высота стратосферного максимума  $\sigma_{P_3}$  изменяется от 10—15 км в полярных широтах до 24—27 км в тропиках.

Второй максимум σ<sub>P3</sub> формируется под влиянием процессов общей циркуляции атмосферы и связанных с ними процессов горизонтального и вертикального переноса озона и его разрушения за счет взаимодействия с различными химическими примесями и органическими частицами вблизи земной поверхности.

В океанических районах и тропической зоне максимум  $\sigma_{P_3}$ в приземном слое не прослеживается, поскольку над океанами разрушение озона идет медленнее, чем над континентами, а в тропиках отмечается наименьшая изменчивость атмосферных процессов.

Кроме того, нами обнаружены еще две особенности изменчивости парциального давления озона.

1. В субтропической зоне северного полушария (см. рис. 4.7) четко проявляется не один, а два стратосферных максимума о (вторичный максимум расположен в слое 11-15 км). При этом летом вторичный максимум прослеживается даже в некоторых южных районах умеренной зоны (см., например, данные ст. Саппоро на рис. 4.6). Этот максимум о связан с субтропической планетарной высотной фронтальной зоной (ПВФЗ), которая в течение всего года мигрирует здесь в широтном направлении и обусловливает постоянный горизонтальный перенос богатого озоном полярного воздуха через разрыв полярной и тропической тропопауз. Вероятно, дальний горизонтальный перенос через указанный разрыв тропопауз обусловливает и повышенную изменчивость озона в слое 12-15 км над тропиками (см. рис. 4.8). При этом наиболее ярко максимум ор, выражен на этих высотах зимой, когда субтропическая планетарная фронтальная зона имеет крайне южное положение [9].

2. Кроме двух отмеченных максимумов  $\sigma_{P_3}$ , летом над югом Евразии (в районе ст. Тривандрум) наблюдается еще третий максимум климатической изменчивости стратосферного озона (несколько выше тропической тропопаузы). Наличие этого максимума подтверждается результатами международных исследований по программе «Муссон-77», проведенных с мая по август 1977 г. над экваториальной зоной Индийского океана. Высотный профиль стандартного отклонения парциального давления озона, построенный авторами [1.52] по данным этих исследований, приведен на рис. 4.8. Очевидно, обнаруженный максимум  $\sigma_{P_3}$  связан также с интенсивной горизонтальной адвекцией озона, которая наблюдается в нижней стратосфере этого региона над тропической тропопаузой и нарушает характерное для него вертикальное распределение  $P_3$ .

Все это указывает на то, что в тропических широтах может иметь место существенная связь озона с циркуляцией атмосферы, и вертикальный профиль О<sub>3</sub> в стратосфере может иметь достаточно неустойчивую стратификацию.

В средней стратосфере, выше главного максимума концентрации озона, где основную роль играют фотохимические процессы, быстро восстанавливающие его равновесное содержание, вариации парциального давления этой метеорологической величины очень малы и с высотой резко уменьшаются. Уже на уровне 10 гПа стандартное отклонение величин  $P_3$  почти на всем северном полушарии не превышает 2,0—2,5 мПа зимой и 1,0—1,5 мПа летом.

# 4.3. Основные закономерности вертикальных корреляционных связей озона и его связей с полем температуры в различных слоях атмосферы

Среди статистических характеристик многолетней структуры высотного распределения озона в свободной атмосфере, наиболее слабо изучены межуровенные корреляционные связи озона и связь с полем температуры. Насколько нам известно, лишь в работе [1.96] дается описание этих связей для ст. Берлин. Однако анализ автокорреляционных функций парциального давления озона  $r_{P_3P_3}(p_i, p_i)$  и коэффициентов взаимной корреляции озона и температуры  $r_{P_3t}$  представляет особый интерес для лучшего понимания физических процессов, формирующих поле озона, и для построения математических моделей, описывающих изменение циркуляции и радиационных свойств атмосферы, которые определяют в значительной степени глобальный климат планеты.

#### 4.3.1. Межуровенные корреляционные связи озона

Остановимся, в первую очередь, на анализе основных закономерностей, присущих межуровенным корреляционным связям озона, и попытаемся установить, насколько они являются общими для всей территории северного полушария.

С этой целью воспользуемся данными рис. 4.9—4.10, на которых показаны примеры автокорреляционных функций атмосферного озона  $r_{P_3P_3}(p_i, p_j)$ , рассчитанных по данным многолетних наблюдений четырех типичных озонометрических станций: Резольют, Гус-Бей, Кагосима и Натал, представляющих различные широтные зоны земного шара.

Анализ имевшихся в нашем распоряжении данных подтвердил ряд установленных ранее общих закономерностей, присущих межуровенным корреляционным связям атмосферного озона.



Рис. 4.9. Корреляционные функции атмосферного озона для ст. Резольют (1) и Гус-Бей (2).

а — зима, б — лето.

В частности, установлено, что независимо от места и сезона наиболее тесная корреляционная связь вариаций  $P_3$  наблюдается между соседними уровнями и по мере удаления их друг от друга она быстро ослабевает. При этом четко проявляются две области положительных связей парциального давления озона: тропосферная и стратосферная. При переходе из одной области в другую корреляционная функция  $r_{P,P}$  ( $p_i$ ,  $p_j$ ) стремится к нулю.

Кроме того выявлены неизвестные ранее особенности в поведении этой функции, которые обусловлены различием физико-географических условий отдельных регионов северного полушария.

Так, коэффициент корреляции  $r_{p_3 p_3}(p_i, p_j)$ , между вариациями озона у земли (или в пограничном слое) и на вышерасположенных уровнях тропосферы зависит от широты — уменьшается к югу. Это хорошо видно, например, из рис. 4.11, где приведены широтные разрезы распределения  $r_{P_3P_3}(p_0, p_i)$  вдоль линии: Резольют (75° с. ш., 95° з. д.), Черчилл (59° с. ш., 94° з. д.), Гус-Бей (53° с. ш., 60° з. д.), о. Уоллопс (38° с. ш., 75° з. д.) и Натал (6° ю. ш., 35° з. д.). Действительно, в полярных и умеренных широтах независимо от сезона тесные корреляционные связи вариаций озона у земли и в свободной атмосфере (с коэффициентом



Рис. 4.10. Корреляционные функции атмосферного озона для ст. Кагосима (1) и Натал (2).

а — зима, б — лето.

корреляции  $r_{P_3P_3}(p_0, p_j) \ge 0,6)$  прослеживаются до высот 3—4 км, а в тропиках — только до уровня 1—1,5 км.

Это статистически подтверждает сделанное ранее предположение (см. [1.85]) о том, что поле озона в нижней тропосфере формируется в основном под воздействием синоптических и мезомасштабных процессов, вклад которых в общую изменчивость концентрации О<sub>3</sub> вблизи земной поверхности составляет 72,4 %, а на уровне 500 гПа — около 64 %. Эти процессы, обусловливающие значительный горизонтальный и вертикальный перенос озона, наиболее ярко проявляются во внетропических широтах.

Для стратосферы характерно довольно быстрое затухание межуровенных корреляционных связей озона выше главного максимума, причем по мере увеличения расстояния между коррелируемыми уровнями может наблюдаться даже переход корреляционной функции  $r_{P_3P_3}(p_i, p_i)$  через нуль. Особенно хорошо этот переход выражен в тропиках (см. рис. 4.10). Это еще раз подтверждает сделанный ранее вывод, что в стратосфере (выше слоя



Рис. 4.11. Вертикально-широтный разрез пространственного распределения автокорреляционных функций озона  $r_{P_3P_3}(p_0, p_j)$ .

а — зима, б — лето.

главного максимума O<sub>3</sub>) основную роль в формировании поля озона играет не система горизонтальных и вертикальных движений, связанных с процессами общей циркуляции атмосферы, а фотохимические процессы, которые наиболее развиты в тропических широтах [10]. Фотохимические процессы быстро восстанавливают равновесное содержание озона и никак не влияют на его изменения в соседних (более низких) слоях стратосферы.

В средней стратосфере достаточно четко прослеживается (особенно зимой) значительное увеличение тесноты межуровенных



Рис. 4.12. Вертикально-широтный разрез пространственного распределения коэффициентов корреляции озона  $r_{P_3P_3}(50, p_j)$ .

а — зима, б — лето.

корреляционных связей озона с ростом широты. Действительно, в тропиках коэффициент корреляции  $r_{P_3P_3}(p_i, p_i)$  между уровнями 20 и 10 гПа близок к нулю, а летом может быть даже отрицательным (например, на ст. Натал он равен —0,28), в высоких же широтах его значения достигают 0,8 зимой и 0,4—0,5 в летний период.

Таким образом, фактические данные подтверждают известную теорию Дютша [17] и Добсона [16], согласно которой в средней стратосфере тропических широт постоянно образуется в результате фотохимических процессов избыточное количество озона, переносимое меридиональной составляющей общей циркуляции к высоким широтам, где вследствие преобладающих нисходящих движений озон переносится вниз и постоянно накапливается в нижней стратосфере. При этом Дютш и Добсон полагали, что такой перенос озона к северу и накопление его в нижней стратосфере полярных широт происходят главным образом зимой, летом эти процессы ослабевают.

Как видно из рис. 4.12, межуровенные корреляционные связи озона в слое 50—10 гПа, хотя и косвенно, но довольно хорошо подтверждают это предположение. Из этого рисунка можно получить также определенное представление о степени обмена озоном между стратосферой и тропосферой.

Так, полученные нами данные показывают, что, во-первых, заметный обмен озоном между стратосферой и тропосферой осуществляется главным образом в области разрыва полярной и тропической тропопауз, связанного с субтропическим струйным течением (здесь коэффициенты межуровенной корреляции озона  $r_{p_3P_3}$  (50 гПа,  $p_i$ ) имеют еще довольно высокие значения, 0,45— 0,55), во-вторых, этот обмен, как и предполагалось ранее (см., [10]), наиболее ярко выражен в летний период.

#### 4.3.2. Взаимно-корреляционные связи озона и температуры воздуха

Взаимно-корреляционные связи озона с температурой воздуха на различных уровнях тропосферы и стратосферы являются важным объектом исследования, поскольку изменения содержания O<sub>3</sub> могут, с одной стороны, сказываться на тепловом режиме тропосферы, а с другой стороны, приводить к изменениям стратосферного профиля температуры и вызывать соответствующие изменения динамических процессов в стратосфере [1.2]. Поэтому представляет большой интерес рассмотреть особенности этих связей в различных регионах северного полушария.

Анализ рис. 4.13 и других имевшихся в нашем распоряжении статистических данных показал, что в атмосфере внетропических широт четко прослеживаются зимой три, а летом две области повышенной корреляционной связи парциального давления озона с температурой воздуха. Первая из них, существующая в течение всего года и имеющая наиболее тесные корреляционные связи величин  $P_3$  и t (значения  $r_{P_{3t}}(p_i = p_i)$  могут достигать здесь 0,6— 0,8), расположена вблизи тропопаузы (на высотах 9—13 км) и отражает, вероятно, влияние ее вариаций на характер короткопериодных изменений вертикального распределения озона и температурного профиля в нижней стратосфере.

> Нкм 30-

20

10



Рис. 4.13. Вертикально-широтный разрез пространственного распределения коэффициентов взаимной корреляции озона и температуры  $r_{P_3t}(p_i = p_j)$ .

а — зима, б — лето.

Вторая область высокой положительной корреляционной связи озона и температуры воздуха с коэффициентами  $r_{P_3t}$  ( $p_i = p_j$ ), равными 0,5—0,6, наблюдаются на высотах 20—25 км (в зимний период), причем она расположена существенно ниже, чем установ-

лено в [1.96] по данным одной ст. Берлин. По их расчетам, эта стратосферная область высокой корреляции озона и температуры воздуха находится в слое 25—32 км.

Наличие довольно тесных корреляционных связей между вариациями P<sub>3</sub> и t на указанных высотах зимой связано, на наш взгляд, с большой ролью в этот сезон вертикального переноса воздушных масс, которую он играет в почти синхронном изменении содержания озона и температуры воздуха в нижней стратосфере. Механизм такого влияния проявляется следующим образом. В тех случаях, когда стратосферный воздух оседает (это характерно для зимнего стратосферного антициклона [2.47]), происходит его адиабатическое нагревание, а само оседание сопровождается увеличением содержания озона (за счет его переноса из более богатых озоном слоев стратосферы). В тех же случаях, когда наблюдается подъем воздушных масс, что типично для стратосферного циклона, происходит их адиабатическое охлаждение при одновременном уменьшении содержания О3 (за счет выноса снизу бедного озоном воздуха).

Летом из-за ослабления во внетропических широтах вертикальной циркуляции область высокой положительной корреляционной связи озона с температурой воздуха на высотах 20—25 км не прослеживается.

Третья область заметной корреляционной связи озона с температурой воздуха наблюдается в нижней тропосфере, причем она смещена в сторону субтропиков. Хотя коэффициенты взаимной корреляции  $r_{P_{st}}(p_i = p_i)$  в данной области существенно меньше, чем в указанных выше областях, тем не менее они могут достигать здесь значений 0,50—0,55.

Вероятно, и эта область повышенных значений  $r_{p_{3}t}$   $(p_i = p_i)$  формируется главным образом под воздействием вертикальных движений воздуха, поскольку она наиболее четко выражена в субтропической зоне, где расположена мощная планетарная фронтальная зона, обуславливающая значительную циркуляцию воздушных масс по вертикали.

Следует отметить также частный тропосферный максимум  $r_{p_{st}}(p_i = p_i)$ , который прослеживается зимой в полярных широтах и связан, по-видимому, с температурными инверсиями, «запирающими» вертикальное перемешивание воздуха. При адвекции теплых воздушных масс с юга они разрушаются и атмосферный озон, накопившийся под слоем инверсии, имеет возможность проникнуть к земной поверхности.

В тропической зоне, в отличие от остальной территории северного полушария, обнаруживается лишь одна хорошо выраженная область высокой положительной корреляционной связи озона и температуры воздуха, которая расположена в нижней стратосфере (на высотах 20—25 км). Здесь коэффициенты взаимной корреляции  $r_{p_{3t}}(p_i = p_i)$  равны 0,60—0,85. Выявленная закономерность подтверждается и результатами оценки корреляционных связей величин  $P_3$  и t, проведенной в [1.52] для экваториальной области Индийского океана по данным «Муссон-77».

В заключение отметим, что в средней стратосфере повсеместно и независимо от сезона отмечается слабая взаимно-корреляционная связь между вариациями озона и температуры воздуха. При этом коэффициенты корреляции  $r_{P,t}$  ( $p_i = p_i$ ) здесь могут иметь и отрицательные значения (до -0,40...-0,50 в летний сезон). Аналогичную закономерность обнаружили и авторы [31], которые по данным спутника «Нимбус-4» установили наличие противофазы в колебаниях содержания озона и температуры воздуха в средней стратосфере.

Все это указывает на то, что в средней стратосфере роль циркуляционных процессов ничтожно мала, а для фотохимических процессов, господствующих здесь, как известно [1.2], характерна (в соответствии с чепменовским механизмом образования озона) обратная зависимость изменений температуры и содержания О<sub>3</sub> (меньшей температуре соответствует большая равновесная концентрация озона).

## 4.4. Естественные ортогональные функции вертикальных профилей атмосферного озона

Заканчивая анализ вертикальной статистической структуры поля атмосферного озона, остановимся коротко на рассмотрении результатов его разложения по естественным ортогональным функциям (е. о. ф.). До сих пор работ, посвященных этому вопросу, кроме [1.96, 7], нет. По данным же [1.96, 7], где содержатся сведения о е. о. ф. только для станций Берлин и Пайерн, невозможно выявить их свойства и оценить пространственно-временную устойчивость собственных векторов и собственных чисел ковариационных матриц  $\|S_{_{D,P}}\|$ .

Для исследования свойств и устойчивости е. о. ф. вертикальных профилей парциального давления озона воспользуемся данными табл. 4.1 и рис. 4.14, на котором в качестве примера дано графическое изображение трех первых собственных векторов ковариационных матриц  $\|S_{P_3P_3}\|$ , полученных для станций: Резольют, Гус-Бей, о. Уоллопс и Кагосима, представляющих полярную, умеренную, субтропическую и тропическую зоны северного полушария.

Станция Кагосима, имеющая достаточно надежные данные, отнесена нами по характеристикам ВРО к тропикам, хотя она расположена к северу от 30-й параллели, обычно принимаемой в аэроклиматических исследованиях за их северную границу [1.38]. Это сделано потому, что эта станция находится в таком географическом районе, где в течение всего года преобладают массы тропического воздуха, характеризующиеся определенным распределением озона по высоте. В пользу такого подхода говорят результаты работы [12], в которой доказана возможность раздеСобственные числа  $\lambda_{\alpha}$  (мПа)<sup>2</sup> ковариационной матрицы озона и доли (%)

# учитываемой дисперсии $d_m = \sum_{\alpha=1}^m \lambda_{\alpha} / S_p \|S_{P_3 P_3}\|$ для некоторых типичных

станций север	ного пол	ушария
---------------	----------	--------

	Зима							Лето								
æ	Резольют		Гус-Бей		о. Уоллопс		Кагосима		Резольют		Гус-Бей		о. Уоллопс		Кагосима	
	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λ <sub>α</sub>	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	λα	d <sub>m</sub>	ĥα	d <sub>m</sub>
1 2 3 4 5 6	80,3 33,4 20,3 15,4 11,2 10,6	45 63 75 83 89 95	106,3 24,5 17,7 12,8 7,6 6,6	54 67 76 82 87 90	60,8 19,3 12,3 5,7 4,8 4,2	53 70 81 86 90 94	17,4 9,7 6,4 5,5 4,4 2,6	34 53 66 76 83 88	30,5 12,6 9,2 6,5 5,3 3,2	38 53 65 73 80 84	43,2 10,7 7,0 5,3 1,2 2,9	50 62 70 77 81 85	17,0 7,5 4,6 3,3 2,9 2,2	38 55 65 72 79 84	23,9 8,5 4,2 3,1 2,3 2,0	49 67 75 82 86 90

ления BPO в северном полушарии по трем основным воздушным массам (полярной, умеренной и тропической).

Анализ рис. 4.14 и других статистических материалов, имевшихся в нашем распоряжении, показал, что в полярных и умеренных широтах независимо от сезона первые собственные векторы матрицы  $||S_{P_3P_3}||$  имеют одинаковый вид: в тропосфере их компоненты близки к нулю, в нижней стратосфере они достигают максимальных значений (0,40—0,75), а в средней стратосфере (выше 25—27 км) они уменьшаются и в большинстве случаев переходят через нуль. К такому же выводу пришли ранее и авторы [1.96, 7].

Подобный вид вектора  $F_1$  соответствует определенному характеру изменчивости ВРО. В тропосфере и средней стратосфере, где стандартное отклонение озона минимально (см. рис. 4.5—4.7) его компоненты близки к нулю, а в нижней стратосфере, где отмечается наибольшая изменчивость  $P_3$ , они имеют максимальные значения. Что же касается межуровенной корреляции, определяющей вид первых собственных векторов матриц  $\|S_{tt}\|$  и  $\|S_{qq}\|$ , то они практически не сказываются на форме вектора  $F_1$ , полученного для матриц  $\|S_{P_3P_3}\|$ . По-видимому, это связано со значительно меньшей теснотой межуровенных корреляционных связей вариаций озона у земли и на вышерасположенных уровнях тропосферы и стратосферы.

Форма первого собственного вектора матриц  $\|S_{p_3p_3}\|$ , описанная выше, типична и для районов, расположенных в субтропической и тропической зонах, только в зимний период. Летом пик максимальных значений компонент вектора  $F_1$  (до 0,40—0,45) находится здесь не в области стратосферного максимума вариаций озона, который выражен в высотном ходе величины  $\sigma_{p_3}$  суще-

ственно слабее, чем зимой, а в нижней тропосфере, где наблюдается достаточно четкий вторичный максимум изменчивости содержания О<sub>3</sub> (см. рис. 4.7).

В отличие от вектора  $F_1$ , вторые и третьи собственные векторы ковариационной матрицы  $||S_{P_3P_3}||$  имеют более сложный вид. Однако для них присущи некоторые общие черты. А именно, главной отличительной чертой вектора  $F_2$  является наличие двух ярко вы-



Рис. 4.14. Собственные векторы ковариационной матрицы ||  $S_{P_3P_3}$  ||. a — зима, 6 — лето; l — Резольют, 2 — Гус-Бей, 3 — о. Уоллопс, 4 — Кагосима.

раженных максимумов значений его компонент разного знака (одного — вблизи тропопаузы, а другого — в области главного максимума озона), а для вектора  $F_3$  наиболее характерны три перехода через нуль и три экстремума его компонент, причем все эти изменения в высотном ходе указанного вектора имеют место в слое максимальной изменчивости содержания озона.

В тропосфере и средней стратосфере компоненты векторов  $F_2$ и  $F_3$  (как и  $F_1$ ) близки к нулю.

Как показывает анализ данных табл. 4.1, разложения случайных профилей парциального давления озона по е. о. ф. обладают вполне удовлетворительной сходимостью, хотя она и хуже, чем у профилей  $t'(p_k)$  и  $q'(p_k)$ . По крайней мере, на четыре (из 27) первых собственных вектора матриц  $\|S_{p_3P_3}\|$  приходится, как правило, от 73 до 86 % суммарной дисперсии. Для описания же ВРО с погрешностью до 10 % необходимо использовать около 5—7 собственных векторов.

В заключение можно сформулировать два основных вывода:

1) характерные черты вертикального хода главных наиболее информативных собственных векторов матриц  $||S_{P_3P_3}||$  определяются в основном порядковым номером собственного вектора, и в некоторой степени зависят от сезона и географического положения станции;

2) достаточно быстрая сходимость разложений вертикальных профилей  $P'_3$  по е. о. ф. создает реальную возможность их малопараметрического описания.

Полученные результаты, естественно, требуют дальнейших уточнений на более надежном статистическом материале. В ближайшие годы, после реализации планов мониторинга атмосферного озона (см., например, [32]), опирающегося на использование совмещенной системы обычных (наземных) и спутниковых наблюдений станет вполне реальной адекватная и более надежная оценка вертикальной статистической структуры поля озона в глобальном масштабе.

#### Часть вторая

#### СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ

Для решения актуальных задач численного моделирования процессов переноса оптического излучения в земной атмосфере прежде всего необходимо достоверное знание его энергетического ослабления на различных высотах, обусловленного поглощением и рассеянием излучения водяным паром и другими атмосферными газами. В свою очередь такое поглощение и рассеяние излучения не может быть определено без соответствующей информации о пространственно-временном распределении в атмосфере таких физических параметров, как температура и влажность воздуха, концентрация озона, углекислого газа и малых примесей (CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO<sub>2</sub> и NO). газовых

Очевидно, что для практического решения многочисленных за-дач, связанных с проблемой поглощения радиации атмосферными газами, необходимо создание статистически обеспеченных моделей атмосферы, которые позволили бы адекватно описать соответствующие эффекты в глобальном масштабе и до максимально возможных высот. Такие модели могут использоваться не только в задачах, связанных с численным переносом оптического излучения в атмосфере, но и в ряде других областей науки.

Для построения адекватных статистических моделей атмосферы наряду с традиционным обобщением данных многолетних аэрологических наблюдений требуются, как известно, довольно сложные преобразования первичной климатической информации, полученной для отдельных пунктов земного шара, такие, как расчет средних площадных статистических характеристик, составление различных классификаций климатов Земли, проведение климатического районирования, построение многочисленных климатиче-ских карт и т. п. Все это требует большого объема ручного труда специалистов-метеорологов и тщательного физического анализа полученных данных, поскольку они обладают значительной субъективностью. Поэтому в последние годы активно разрабатываются новые подходы к классификации и моделированию метеорологических полей, которые основаны на использовании объективных методов статистического анализа этих полей, учитывают изменчивость физических параметров по пространству и времени и ре-ализуются на современных быстродействующих ЭВМ. Методам и некоторым результатам объективной классифика-ции и моделирования аэрологических полей в нижнем 60-километ-

ровом слое атмосферы применительно к решению указанных выше задач посвящены гл. 5 и 6 настоящей монографии. Наряду со среднезональными моделями высотного распределения температуры, влажности воздуха, озона, углекислого газа и малых газовых примесей (CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO<sub>2</sub> и NO), которые позволяют оценить ослабление электромагнитного излучения в земной атмосфере за счет всего комплекса указанных физических параметров и существенно уточняют имеющиеся справочные модели, будут рассмотрены и более адекватные региональные модели, построенные для отдельных квазиоднородных районов земного шара. К сожалению, эти оригинальные модели построены лишь для комплекса «температура-влажность», поскольку данные о высотном распределении остальных физических параметров пока еще не столь велики по объему и не могут быть использованы для объективной классификации и малопараметрического описания климата свободной атмосферы больших территорий (например, полушарий или земного шара в целом).

#### ГЛАВА 5. СРЕДНЕЗОНАЛЬНЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ГАЗОВОГО СОСТАВА АТМОСФЕРЫ

При решении задач, связанных с проблемой переноса оптической радиации в атмосфере, обычно используются различные справочные модели высотного распределения давления, температуры, влажности воздуха и озона (см., например, [1.59, 1.69, 5, 59, 101]). Это связано с тем, что наиболее распространенные, так называемые стандартные атмосферы (СА) — СА-73 [1.9] в СССР и СА-76 [102] в США содержат только данные о среднегодовом и среднеглобальном распределении давления, температуры и плотности воздуха по высоте и не дают совершенно никакой информации о содержании в нем оптически активных газовых составляющих (в первую очередь, водяного пара и атмосферного озона). Справочные модели (наиболее известной из них является модель Мак-Клатчи [59]) дают наглядное представление о вертикальном среднесезонном распределении физических параметров в различных широтных зонах земного шара: полярной (60-90° ш.), умеренной (30-60° ш.) и тропической (0-30° ш.). Кроме того, они содержат данные о высотных профилях таких МГС, как H<sub>2</sub>O и O<sub>3</sub>.

Имеющиеся справочные модели атмосферы построены на основе различных и недостаточно надежных данных с использованием ограниченных по объему статистических выборок и несовершенных методов осреднения первичной информации. Поэтому они существенно отличаются друг от друга (особенно в нижних плотных слоях земной атмосферы) и дают различное представление о высотном распределении метеорологических величин (рис. 5.1). Кроме того, существующие справочные модели, за исключением модели, построенной авторами [1.69], не содержат никакой информации о возможной изменчивости физических параметров на различных высотах. И наконец, в них не включены данные о высотном распределении других газовых составляющих атмосферы.



Рис. 5.1. Высотное распределение концентрации озона в умеренных широтах. 1 — модель Мак-Клатчи [59] (а — знма, б — лето); 2 — модель Крюгера [1, 69]; 3 — справочная модель США [102].

В связи с таким неполным и недостаточно надежным описанием структуры и газового состава земной атмосферы перед аэроклиматологами встает задача скорейшего получения более совершенных и репрезентативных статистических моделей. Новые мокомплекс дели должны включать В себя весь физических прозрачность земной параметров, определяющих спектральную атмосферы в видимом и инфракрасном участках спектра, учитывать не только фоновые характеристики высотного распределения этих параметров, но и их изменчивость во времени и в пространстве; они должны создаваться также на основе данных наиболее представительных выборок высотных наблюдений.

Всеми перечисленными требованиями и руководствовались авторы настоящей монографии при построении среднезональных статистических моделей земной атмосферы. К тому же эти модели создавались на основе единой методики с использованием новейшего и наиболее полного экспериментального материала, включающего в себя как стандартные (сетевые), так и специальные высотные наблюдения, и с учетом физико-географических условий отдельных районов земного шара.

Ниже описываются методы построения и результаты анализа статистических характеристик среднезональных климатических моделей высотного распределения температуры, влажности воздуха, озона, углекислого газа и малых газовых примесей (СО, СН<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO<sub>2</sub>, NO); приводятся также некоторые результаты сопоставления этих моделей со среднезональными моделями атмосферы, полученными другими исследователями.

#### 5.1. Основы построения среднезональных моделей атмосферы

Известно, что результаты первичной статистической обработки данных наблюдений, представленные в виде различных постанционных климатических показателей, не всегда удобны для практического использования из-за большого объема получаемой обобщенной информации. Поэтому в подобных случаях обычно проводится пространственное осреднение статистических характеристик метеорологических величин, рассчитанных для отдельных пунктов земного шара.

Рассмотрим основные принципы расчета обобщенных по площади статистических характеристик метеорологических величин, которые были использованы в работе для построения среднезональных климатических моделей атмосферы.

Обычно выражение для расчета средних характеристик метеорологической величины по площади записывается в общем случае (см. [2.19]) в виде

$$\bar{f}_{S} = \sum_{i=1}^{n} a_{i} f(x_{i}, y_{i}), \qquad (5.1)$$

где  $\overline{f}_s$  — среднее площадное значение;  $f(x_i, y_i)$  — климатическая характеристика в *i*-й точке с координатами  $x_i$  и  $y_i$ ;  $a_i$  — весовой коэффициент характеристики.

Из выражения (5.1) хорошо видно, что сущность площадного осреднения заключается главным образом в способе нахождения величин  $a_i$ . Наиболее простым является осреднение климатических характеристик с равными весами. Однако на практике из-за неравномерного расположения по площади аэрологических станций подобное осреднение является недостаточно точным. Существенно лучшие результаты дает метод интерполяций, когда климатические характеристики отдельных станций интерполируются в узлы координатной географической сетки, а затем уже полученные данные осредняются с равными весами.

Аналогичное площадное осреднение первых моментов распределения использовано и в настоящем исследовании при построении среднезональных статистических моделей атмосферы, содержащих для зимы и лета полярных (60—90° ш.), умеренных (30— 60° ш.) и тропических широт (0—30° ш.) данные о статистической структуре вертикальных профилей температуры, влажности воздуха и озона. Для осреднения же вторых моментов распределения (дисперсий и ковариаций) было использовано выражение (2.22) (см. п. 2.3 гл. 2), которое учитывает как вариации метеорологической величины на отдельной станции, так и ее пространственное изменение во всей области осреднения (в нашем случае во всей широтной зоне).

Осреднение данных о высотном распределении углекислого газа и малых газовых составляющих атмосферы (CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO<sub>2</sub>, NO), а также данных о высотном распределении физических параметров воздушной среды в средней стратосфере осуществлено по всей исходной информации, имевшейся в нашем распоряжении.

Приведенные ниже среднезональные статистические модели высотного распределения температуры, влажности воздуха, озона, углекислого газа и малых газовых примесей (CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO<sub>2</sub>, NO) включают в себя вертикальные профили средних значений (до максимально возможных высот), а также профили стандартных отклонений и корреляционные матрицы (только для T, qи O<sub>3</sub>), рассчитанные для слоя атмосферы, где взятые выборки наблюдений отвечают условиям однородности и статистической надежности.

Поскольку средние высотные профили температуры, влажности воздуха и озона построены в двух системах вертикальных координат (по давлению и высоте) и при построении среднезональных моделей для каждого из физических параметров имеются определенные особенности, остановимся коротко на некоторых методических аспектах создания этих моделей.

Температура. При построении среднезональных моделей атмосферы по температуре (T K) для слоя 1000—10 гПа (0—30 км) в качестве исходной информации использованы постанционные климатические характеристики, представленные в изобарической системе координат (далее эту модель будем обозначать, как модель K). Поскольку при решении задач оптики атмосферы обычно используется не эта система координат, а система стандартных высот, то для привязки указанных климатических характеристик к соответствующим высотам использован метод интерполяции данных модели K на сетку давления модели Мак-Клатчи, модели M (эта модель чаще всего применяется в исследованиях по атмосферной оптике), реализованный с помощью вида

$$T(p_{\rm M}) = T(p_{k,l}) + \frac{\ln(p_{\rm M}/p_{k,l})}{\ln(p_{k,l+1}/p_{k,l})} [T(p_{k,l+1}) - T(p_{k,l})]$$
(5.2)

при  $p_{k, l+1} \leq p_{M} \leq p_{k, l}$ , где l — номер уровня,  $p_{M}$  — давление в узлах сетки модели M, привязанное к стандартной сетке высот H, а  $p_{k}$  — давление в узлах сетки модели K, построенной по последним данным.

Для высот  $30 < H \le 60$  км данные о профиле  $\overline{T}$  в высотной шкале координат заимствованы из [7, 14] и дополнены результатами наших последних расчетов, выполненных по данным ракетных наблюдений станций СССР: о. Хейса, Волгоград и о. Тумба [12].

Влажность. Модель вертикального профиля доли водяного пара  $q \ \infty$  для слоя атмосферы 1000—250 гПа (до высоты ~ 10 км) построена также, как и профиль температуры воздуха до H ==30 км, причем интерполяция на сетку давления модели М проводилась по формуле

$$q(p_{\rm M}) = q(p_{k,l}) \left[ \frac{q(p_{k,l+1})}{q(p_{k,l})} \right]^{\kappa}, \qquad (5.3)$$

где

$$\varkappa = \frac{\ln \left( p_M / p_{k, l} \right)}{\ln \left( p_{k, l+1} / p_{k, l} \right)}$$

при  $p_{k, l+1} \leq p_{M} \leq p_{k, l}$ .

Для высот более 10 км вертикальный среднезональный профиль  $q_{00}^{\infty}$  построен путем статистического осреднения для каждого стандартного уровня или пятикилометрового слоя (выше 30 км) всех имеющихся в нашем распоряжении данных единичных наблюдений за влажностью в стратосфере.

Это связано с тем, что до сих пор для оценки статистической структуры высотного распределения влажности в стратосфере используется лишь имеющийся минимально необходимый объем специальных стратосферных наблюдений за H<sub>2</sub>O, так как систематические радиозондовые измерения концентрации водяного пара здесь характеризуются недостаточной точностью.

Использованный нами материал [1.19, 1.47, 1.51, 1.53, 1.59, 1.61, 1.67, 1.73, 1.74, 1.79, 1.86, 1.98—1.100, 2, 6, 10, 13, 18, 20—22, 24, 29, 42, 43, 51—53, 56, 58, 71, 75, 85, 90, 95, 100, 113] позволил сформировать достаточно большую по объему выборку данных высотных наблюдений за влажностью в стратосфере (около 1500 наблюдений) и построить для всех рассматриваемых широтных зон вполне надежные (особенно для нижней стратосферы) вертикальные модельные профили содержания H<sub>2</sub>O.

Для средней стратосферы (выше 20—25 км) из-за существенного уменьшения объема выборок с высотой и различия числа наблюдений на смежных уровнях эти модельные профили являются менее адекватными. Поэтому для лучшего описания вертикальных профилей H<sub>2</sub>O до больших высот нами была разработана специальная методика оптимального обобщения неоднородного материала (см. раздел 5.2), учитывающая разное число наблюдений на отдельных атмосферных уровнях и неодинаковую точность единичных измерений, получаемых с помощью различной измерительной аппаратуры.

Озон. При построении среднезональных моделей высотного распределения парциального давления озона  $P_3$  (мПа) для слоя атмосферы 1000—10 гПа (до высоты 30 км) в качестве исходной информации использованы статистические выборки, полученные на основе данных регулярных измерений сети озонометрических станций (см. гл. 2).

В связи с тем что на озонометрических станциях ВРО измеряется до уровня 30—35 км, для построения модельного профиля атмосферного озона на больших высотах (в слое 30—60 км) были дополнительно использованы данные ракетных измерений, проводимых в последнее время за рубежом [83, 96, 98].

Привязка модельного профиля парциального давления озона к стандартным высотам для слоя атмосферы 1000—10 гПа произведена нами на этапе формирования исходных выборок, когда данные о содержании О<sub>3</sub>, представленные в изобарической системе координат, приводились к стандартным высотам с помощью линейной интерполяции индивидуальных значений P<sub>3</sub>. При этом учитывались особые точки в вертикальном профиле содержания озона.

Для высот более 30 км подобная привязка значений  $P_3$  не проводились, так как уровни, для которых делалось осреднение исходных данных, соответствовали взятым модельным высотам.

И, наконец, для лучшего описания профиля озона, полученного по данным двух различных по объему выборок наблюдений (озонозондовых и ракетных), была использована, как и для профиля влажности  $\bar{q}$ , методика оптимального обобщения неоднородного по высоте статистического материала.

Углекислый газ и малые газовые составляющие. В отличие от основных оптически активных газов (H<sub>2</sub>O и O<sub>3</sub>), содержание которых регулярно измеряется на мировой сети станций, при построении среднезональных моделей высотного распределения СО<sub>2</sub>, СО, СН<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O; NO<sub>2</sub> и NO в качестве исходного материала использованы только отдельные, хотя и достаточно многочисленные данные специальных наблюдений за газовым составом атмосферного воздуха. Подобные данные, получаемые в последние годы для различных уровней атмосферы, разных сезонов и районов земного шара, публикуются регулярно. Приведенные в них сведения о концентрации малых газовых примесей в тропосфере и стратосфере находятся в хорошем качественном (и количественном) соответствии и дополняют друг друга. Хотя количественная интерпретация опубликованных данных затруднена (из-за различия методов измерения газовых примесей и разной точности определения их концентрации), мы провели их систематизацию и после тщательного физического анализа использовали для статистического обобщения.

Для построения среднезональных статистических моделей высотного распределения углекислого газа и малых газовых составляющих были использованы данные большого числа работ: для  $CO_2$  [1.19, 1.42, 1.46, 1.51, 1.55, 1.100, 1, 9, 16, 32, 64, 66, 68, 70, 77, 81, 89, 104, 105], для CO [1.18, 1.19, 1.46, 1.51, 1.72, 1.100, 1.102, 16, 18, 32, 41, 46, 49, 63, 65, 73, 79, 80, 92, 93, 94, 105, 110, 111], для CH<sub>4</sub> [1.1, 1.18, 1.19, 1.46, 1.50, 1.51, 1.78, 1.86, 1.100, 3, 8, 16, 17, 23, 28, 32, 41, 44, 49, 65, 73, 80, 105, 109—111], для N<sub>2</sub>O [1.18, 1.19, 1.46, 1.50, 1.51, 1.78, 1.100, 4, 16, 30, 35, 37, 41, 45, 47, 48, 55, 60, 65, 82, 84, 87, 88, 91, 97, 99, 104, 106, 108], для NO<sub>2</sub> [1.18, 1.41, 1.54, 1.66, 1.80, 1.100, 25, 30, 31, 40, 57, 69, 72, 74, 76—78] и для NO [1.18, 1.62, 1.72, 1.75, 1.88, 1.92, 19, 27, 30—34, 39, 50, 54, 61, 62, 67, 86, 103, 107]. Это позволило достаточно корректно оценить высотное распределение  $CO_2$  и других МГС (см. табл. 2.7) и получить вполне надежные статистические оценки газового состава земной атмосферы, особенно в умеренной зоне, где проведены более систематические (чем в других широтных зонах) измерения указанных газов.

Несколько слов о методике построения среднезональных моделей высотного распределения  $CO_2$  и малых газовых примесей. Привязка осредненных статистических характеристик (средних значений и дисперсий) к соответствующим модельным высотам для  $CO_2$ , CO,  $CH_4$ ,  $N_2O$ ,  $NO_2$  и NO не производилась, так как в качестве исходных были использованы лишь данные измерений, представленные в шкале стандартных высот. Кроме того, при построении среднезональных вертикальных профилей  $CO_2$  и малых газовых примесей для повышения их адекватности (особенно в средней стратосфере) был использован так же, как для влажности и озона, метод оптимального обобщения неоднородных по высоте выборок эпизодических наблюдений (см. п. 5.2).

Для углекислого газа и малых газовых примесей среднезональная статистическая модель дает представление только о среднем (фоновом) распределении их по высоте и изменчивости на отдельных уровнях (до максимально допустимых высот, обеспеченных данными измерений). Оценку автокорреляционных связей для них из-за неоднородности статистических выборок сделать не представлялось возможным.

#### 5.2. Методика оптимального обобщения высотных эпизодических измерений газовых составляющих атмосферного воздуха

Высотные наблюдения за содержанием водяного пара, озона и других малых газовых примесей, использованные для построения среднезональных статистических моделей, достаточно малочисленны и относятся к различным географическим районам, сезонам и слоям атмосферы. Кроме того, единичные наблюдения за каждым газом выполнены с помощью различной измерительной аппаратуры, характеризующейся разной точностью измерений. Поэтому в настоящей работе, наряду с традиционным обобщением высотных измерений содержания  $H_2O$ ,  $O_3$ ,  $CO_2$ , CO,  $CH_4$ ,  $N_2O$ ,  $NO_2$  и NO, была предпринята попытка разработать метод оптимального обобщения этих измерений, который бы позволил не только учесть разную точность взятых наблюдений и их различное число на отдельных уровнях, но и дать достаточно адекватное описание фонового распределения газа по высоте, особенно в средней стратосфере (выше 20—25 км).

Этот метод предусматривает два этапа решения поставленной задачи. На первом этапе производится физический анализ полученных модельных профилей  $\overline{S}(H)$ , выделение некоторых промежуточных слоев атмосферы, характеризующихся однотипным (по виду кривой) распределением газа по высоте, и выбор для каждого из слоев соответствующей аналитической функции. На втором этапе с помощью специально разработанного алгоритма, учитывающего разнородность данных по высоте и их различную точность, осуществляется оптимальная оценка параметров найденной функции, которая обеспечивает наилучшую аппроксимацию вертикального профиля  $\overline{S}(H)$  до высоты 50—60 км.

Перейдем теперь к подробному рассмотрению методики оптимального обобщения высотных эпизодических измерений.

Анализ модельных профилей высотного распределения влажности воздуха, озона и других МГС показал, что их отдельные участки могут быть представлены в виде или линейной функции

$$S(H) = S_0 \pm \alpha (H - H_0),$$
 (5.4)

или экспоненциальной функции

$$S(H) = S_0 \exp[\pm \beta (H - H_0)], \qquad (5.5)$$

где  $S_0$  и S(H) — фоновая концентрация исследуемого газа на нижнем уровне аппроксимируемого слоя  $(H_0)$  и на высоте H;  $\alpha$  и  $\beta$  — эмпирические параметры.

Кроме того, анализ показал, что в тропосфере для CO<sub>2</sub> и некоторых малых газовых примесей (CO, CH<sub>4</sub> и N<sub>2</sub>O) характерно примерно постоянное (до определенного уровня) распределение с высотой, т. е.

$$S(H) \approx \text{const.}$$
 (5.6)

Для определения эмпирических параметров α и β был использован метод наименьших квадратов [11, 59], представляющий минимизацию функционала вида:

$$Q(\alpha)$$
 или  $Q(\beta) = \sum_{k=1}^{n} \lambda_k (\overline{S}_k - S_k^*)^2 = \min,$  (5.7)

где  $\bar{S}_k$  и  $S_k^*$  — значения фоновой концентрации газа на k-ом уровне (k = 1, 2, ..., n), полученные соответственно по экспериментальным данным и по формулам (5.5) или (5.4);  $\lambda_k$  — заданный весовой коэффициент.

При этом для упрощения расчетов с использованием функции (5.5) последняя приведена (путем логарифмирования) к линейному виду.

На основе выражения (5.7) и соотношений (5.4) и (5.5) были получены соответствующие формулы для расчета параметров а иβ:

$$\alpha = \frac{\sum_{k=1}^{n} \lambda_k (H_k - H_0) \overline{S}_k - S_0 \sum_{k=1}^{n} \lambda_k (H_k - H_0)}{\sum_{k=1}^{n} \lambda_k (H_k - H_0)^2},$$
 (5.8)

$$\beta = \frac{\sum_{k=1}^{n} \lambda_k (H_k - H_0) \ln \overline{S}_k - \ln S_0 \sum_{k=1}^{n} \lambda_k (H_k - H_0)}{\sum_{k=1}^{n} \lambda_k (H_k - H_0)^2}.$$
 (5.9)

Весовой коэффициент  $\lambda_k$ , учитывающий для каждого уровня k — число и точность взятых для расчетов  $\bar{S}_k$  экспериментальных наблюдений, задавался в виде:

$$\lambda_k = \frac{c^2}{\varepsilon_k^2}, \qquad (5.10)$$

где  $c^2 = 1/\sum_{k=1}^{n} \frac{1}{\varepsilon_k^2}$  — некоторый нормировочный множитель;  $\varepsilon_k^2 = \frac{\sigma^2}{(N_k - 1)}$  — дисперсия ошибки определения  $\bar{S}_k$  (здесь  $\sigma$  — стан-

дартное отклонение концентрации рассматриваемого газа, N<sub>k</sub>число наблюдений на k-ом уровне).

Для оценки точности аппроксимации высотных профилей  $\bar{S}(H)$ найденными аналитическими функциями нами использована среднеквадратическая ошибка их представления, рассчитываемая по формуле

$$\delta_a = \sqrt{\frac{\sum\limits_{k=1}^{n} \lambda_k (\overline{S}_k - S_k^*)^2}{n-p}}, \qquad (5.11)$$

где n — число уровней в пределах аппроксимируемого слоя, а p число неизвестных параметров в выражениях (5.4) и (5.5). В нашем случае неизвестными величинами являются параметры а или β (значение S<sub>0</sub> определяется предварительно) и, следовательно, p = 1.

Оценка значений S<sub>k</sub> для слоев атмосферы, характеризующихся примерным постоянством концентрации газа по высоте, произведена с помощью выражения вида

$$\widetilde{S}_{k} = \frac{\sum_{k=1}^{n} \overline{S}_{k} N_{k}}{\sum_{k=1}^{n} N_{k}},$$
(5.12)

где  $\overline{S}_k$  и  $N_k$  — средние значения концентрации *i*-го газа и число наблюдений на уровне k; формула (5.12) учитывает объем статистических выборок на всех взятых уровнях аппроксимируемого слоя.

Описанный метод позволил во всех случаях дать достаточно адекватное и компактное аналитическое представление модельных профилей МГС. При этом, как показал анализ, его использование наиболее эффективно для тех газов, для которых характерно убывание изменчивости с высотой и имеется примерно одинаковое число наблюдений на различных уровнях. Если же число наблюдений неравномерно распределено по высоте и имеются существенные различия в значениях о на отдельных уровнях, то найбольший вклад в результирующий профиль вносят данные уровней, характеризующихся наибольшим числом наблюдений и минимальной изменчивостью исследуемой МГС. Это хорошо видно на примере аппроксимации профиля NO в слое 16-38 км. Так, если наибольший вклад (0,657) в результирующий профиль вносит здесь уровень 18 км, где отмечаются наибольшее число наблюдений  $N_k = 137$  и минимальное для слоя значение стандартного отклонения, то вклад второго по значимости уровня 21 км существенно меньше (около 0,157), что обусловлено при том же числе наблюдений значительно большей изменчивостью концентрации NO  $(\sigma_{18} = 0.5\sigma_{21})$ .

#### 5.3. Главные особенности среднезональных моделей атмосферы

При построении статистических моделей атмосферы важно, насколько верно дается представление о ее физическом состоянии на различных высотах. Несмотря на сильную изменчивость этого состояния атмосферы во времени и пространстве, накопленные к настоящему времени данные позволяют уже сейчас построить адекватные модели, отвечающие типовым физико-географическим условиям Земли.

Достаточно точное приближение к реальному профилю температуры и МГС имеет модельный (среднезональный) профиль их высотного распределения, полученный для конкретных широтных зон с учетом сезонной и пространственной изменчивости величины ξ.

Ниже дается краткий анализ модельных профилей, построенных на основе последних экспериментальных данных и характеризующих вертикальную структуру и газовый состав тропои стратосферы (до высот 50—60 км) в полярной, умеренной и тропической зонах. Для удобства будем рассматривать полученные модели для каждого физического параметра отдельно.

#### 5.3.1. Модели высотного распределения температуры

В первую очередь остановимся на рассмотрении среднезональных статистических моделей атмосферы по температуре.

Анализ табл. 5.1 и табл. 1—3 приложения показывает, что характерной особенностью высотного изменения средней температуры в тропосфере является ее убывание. Это определяется тем,

Таблица 5.1

		Поляр	ная зона				- Тропическая зона			
Высота, км	Зима	<b>1ма</b> Лето			Зим	a				Лето
:	p	Т	p	Т	p	Т	р	Т	p	T
$\begin{array}{c} 0\\ 2\\ 4\\ 6\\ 8\\ 10\\ 12\\ 14\\ 16\\ 18\\ 20\\ 22\\ 24\\ 26\\ 28\\ 30\\ 35\\ 40\\ 45\\ 50\\ 55\\ 60\\ \end{array}$		$\begin{array}{c} 247\\ 249\\ 240\\ 229\\ 219\\ 216\\ 216\\ 215\\ 214\\ 212\\ 211\\ 211\\ 212\\ 212\\ 212\\ 212$	$\begin{array}{c} 1010\\793\\616\\473\\359\\268\\198\\146\\108\\80\\59\\44\\32\\24\\18\\13\\6,7\\3,4\\1,8\\0,99\\0,51\\0,26\end{array}$	$\begin{array}{c} 277\\ 272\\ 261\\ 249\\ 236\\ 229\\ 230\\ 230\\ 230\\ 230\\ 231\\ 231\\ 231\\ 232\\ 233\\ 234\\ 236\\ 247\\ 262\\ 274\\ 277\\ 262\\ 247\\ 262\\ 247\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1018\\790\\608\\463\\347\\257\\188\\138\\101\\74\\54\\39\\29\\21\\15\\11\\5,2\\2,5\\1,3\\0,68\\0,48\\0,30\end{array}$	$\begin{array}{c} 272\\ 267\\ 257\\ 244\\ 231\\ 220\\ 216\\ 215\\ 213\\ 214\\ 215\\ 217\\ 219\\ 221\\ 223\\ 238\\ 253\\ 267\\ 271\\ 265\\ 258\\ \end{array}$		292 283 272 260 246 233 223 218 216 217 220 222 225 228 231 234 234 258 258 270 276 272 264	$\begin{array}{c} 1013\\805\\633\\492\\378\\286\\213\\156\\111\\79\\56\\41\\30\\22\\17\\12\\6,0\\3,0\\1,6\\0,85\\0,57\\0,32\end{array}$	2999 2888 2777 2666 2522 2088 2929 201 2088 213 2218 221 2288 2210 2433 254 254 254 259
			ļ						1	l

Среднезональные модели высотного распределения температуры воздуха T К и профили стандартного давления p гПа, полученного для модели M [1.81]

что тропосфера в основном прогревается под воздействием земной поверхности в результате конвективного и турбулентного теплообмена и переноса тепла. Наиболее сложное распределение температуры отмечается в пограничном слое (до высоты 1-2 км), причем зимой над полярными широтами в нем наблюдается инверсионное распределение величин  $\overline{T}$ . Летом почти во всей тропосфере полярных и умеренных широт (до высот 10-12 км) падение температуры с высотой происходит с существенно большим вертикальным градиентом, чем в зимний период. В тропиках падение температуры с высотой отмечается до 16 км, причем здесь имеют место и наиболее низкие ее значения (около 200 K). В остальном какихлибо принципиальных особенностей в характере высотного распределения тропосферной температуры в рассматриваемых широтных зонах не наблюдается.

В стратосфере вертикальное распределение  $\overline{T}$  более сложно и разнообразно, чем в тропосфере. В частности, в тропических широтах благодаря интенсивному росту температуры воздуха с высотой в слое 50—60 км она становится такой же, как в полярных и умеренных широтах, хотя тропический воздух в нижней стратосфере наиболее холодный. Кроме того, для стратосферы полярных и умеренных широт (в основном до уровня 25—30 км) характерно почти изотермическое распределение среднезональной температуры с высотой. На высотах больше 50 км среднезональная температура атмосферного воздуха во всех моделях понижается с высотой.

Анализ табл. 5.2 и табл. 1—3 приложения показывает, что в тропосфере наибольшие значения стандартных отклонений тем-

Таблица 5.2

	Поляр	ная зона	Умеренн	Тропическая зона	
Высота, км	Зима	Лето	Зима	Лето	Год
30 35 40 45 50 55 60	16,1 16,3 14,1 13,0 14,2 14,7 15,7	3,6 4,6 6,4 6,0 <b>5</b> ,6 4,8 6,3	6,9 9,5 13,2 14,2 12,9 12,0 13,1	4,9 6,2 9,0 8,0 8,4 6,8 7,0	3,9 3,3 5,9 5,3 6,7 7,2 6,3

### Среднезональные профили стандартных отклонений температуры воздуха (от К) для средней стратосферы

пературы воздуха  $\sigma_T$  наблюдаются зимой над умеренными широтами, где в ее нижнем слое они могут достигать 10—15 °С. В этих широтах, как известно, в холодный период года наиболее выражена циклоническая деятельность, вызывающая значительные изменения тепло- и влагосодержания тропосферных воздушных масс, особенно вблизи холодной подстилающей поверхности. Такие же и даже бо́льшие значения  $\sigma_T$  имеют место и в зимней стратосфере (на высотах более 25—30 км) над полярными и умеренными широтами северного полушария. Такая изменчивость температуры в средней стратосфере умеренных широт в значительной степени обусловлена довольно часто наблюдаемыми здесь стратосферными взрывными потеплениями, при которых температура (например, на высоте 60 км повышается до 20—25 °С [9].

Для всех среднезональных моделей атмосферы независимо от сезона характерны четыре максимума изменчивости температуры: первый — вблизи земной поверхности, второй — в слое колебания тропопаузы (на высотах 8—12 км в полярных и умеренных

широтах и в слое 16—20 км в тропической зоне), третий — в средней стратосфере (на высотах 30—45 км) и четвертый — в слое колебания стратопаузы (на высоте около 60 км).

Из табл. 5.2 и табл. 1—3 приложения, кроме того, следует, что изменчивость температуры во всем рассматриваемом слое атмо-



Рис. 5.2. Среднезональные модели высотного распределения температуры, построенные для умеренных широт по нашим данным (1) и по данным Мак-Клатчи [59] (2).

а — зима, б — лето.

сферы имеет хорошо выраженный сезонный ход. Наибольшие значения  $\sigma_T$  имеют место зимой, когда над северным полушарием наиболее развиты процессы циклогенеза.

Для статистической модели, построенной для тропических широт, характерны наименьшие значения стандартных отклонений.

Коэффициенты корреляции  $r_{TT}(p_i, p_i)$ , являющиеся элементами модельных корреляционных матриц (см. табл. 1—3 приложения) обладают свойствами, аналогичными свойствам коэффициентов корреляции температуры (см. п. 3.3.1). Хуже всего корреляционные связи вариаций температуры в тропиках, где велика трансформация воздушных масс над прогретыми континентами и хорошо выражены пассатные инверсии. В заключение остановимся коротко на некоторых результатах сопоставления построенных нами среднезональных моделей высотного распределения температуры со справочными моделями, используемыми в настоящее время специалистами при решении задач переноса оптического излучения через земную атмосферу.

Из рис. 5.2 хорошо видно, что в нижней стратосфере (в слое 10—22 км) для модели Мак-Клатчи [59], построенной для зимы, характерно систематическое завышение (до 5 К) температуры воздуха, а на высотах более 22 км — ее систематическое занижение. Наибольшие отклонения значений  $T_{\rm M}$  от  $T_{\rm K}$  в слое 22—60 км могут достигать 8—10 К. Кроме того, как видно из рис. 5.2, в полученной нами статистической модели зимняя тропопауза выражена более отчетливо, чем в модели Мак-Клатчи. Определенные различия в среднезональных профилях температуры, построенных нами и Мак-Клатчи, характерны и для полярной зоны. При этом наибольшее завышение температуры воздуха в модели М (до 5—10 К) прослеживается в нижнем 5-километровом слое атмосферы. Для тропической зоны обе статистические модели T(H).

#### 5.3.2. Модели высотного распределения влажности воздуха

Характерной особенностью вертикального распределения среднезональной концентрации H<sub>2</sub>O (рис. 5.3) во всех широтных зонах и независимо от сезона является ее убывание с высотой (см. также табл. 4—6 приложения). При этом влажность воздуха в нижней стратосфере повсеместно, исключая лишь полярные широты зимой, на три-четыре порядка ниже, чем в приземном слое; выше 16—26 км отмечается незначительный рост влажности с высотой.

Влагосодержание тропосферы, где содержится основная масса водяного пара, существенно возрастает от зимы к лету. Наиболее ярко этот годовой ход во временном изменении величин  $\bar{q}$  выражен в полярной зоне. Для модели полярных широт типично также и инверсионное распределение массовой доли влаги в пограничном слое (до 1,5 км) в зимний период.

Среднее влагосодержание тропосферных воздушных масс существенно возрастает от полярных к тропическим широтам, где в условиях повышенного радиационного баланса деятельной поверхности и преобладания неустойчивой стратификации велик приток влаги в тропосферу с поверхности океанов и суши. Этот рост четко прослеживается до высот 15—17 км.

Подробный анализ среднезональных профилей высотного распределения  $H_2O$ , построенных для слоя 0—60 км показал также, что, исключая области постоянной концентрации водяного пара в стратосфере внетропических широт, эти профили достаточно хорошо аппроксимируются экспоненциальной функцией вида (5.5). С помощью приведенных в табл. 5.3 параметров  $S_0$  и  $\beta$  можно получить адекватное описание профиля  $H_2O$  до высоты 60 км.



*а* -- зима (для тропиков -- год), б -- лего.

#### Таблица 5.3

Значения параметров S<sub>0</sub>, β и относительные ошибки аппроксимации є среднезональных моделей высотного распределения водяного пара

Слой, км	S0 млн-1	βкм−1	ε%	Слой, км	S <sub>0</sub> млн <sup>-1</sup>	β км−1	ε%					
Полярная зона												
	Зим	1a		<b>Лето</b>								
$\begin{array}{c} 0-2\\ 2-5\\ 5-12\\ 12-18\\ 18-45\\ 45-60\end{array}$	675 864 280 2,13 2,13 6,10	$\begin{array}{c} 0,1230\\ -0,3755\\ -0,6972\\ 0,0000\\ 0,0376\\ -0,0023 \end{array}$	9 3 2 3 4	$\begin{array}{c} 0 - 3 \\ 3 - 8 \\ 8 - 13 \\ 13 - 22 \\ 22 - 45 \\ 45 - 60 \end{array}$	$ \begin{vmatrix} 6593 \\ 3370 \\ 289 \\ 3,10 \\ 1,92 \\ 6,91 \end{vmatrix} $	$\begin{array}{c} -0,2237\\ -0,4910\\ -0,9072\\ -0,0529\\ 0,0557\\ -0,0027\end{array}$	3 2 8 1 7 13					
Умеренная зона												
	Зи	маг		Лето								
$\begin{array}{c} 0 - 3 \\ 3 - 4 \\ 7 - 12 \\ 12 - 25 \\ 25 - 50 \\ 50 - 60 \end{array}$	5950 2369 322 3,14 3,14 8,70	$\begin{array}{c}0,3070\\0,4992\\ -0,9262\\ 0,0000\\ 0,0408\\ 0,0000\end{array}$	$2 \\ 2 \\ 3 \\ 10 \\ 11 \\ 1$	$\begin{array}{c} 0-4\\ 4-8\\ 8-11\\ 11-15\\ 15-50\\ 50-60\end{array}$	15920 4414 523 17,1 3,83 9,10	$\begin{array}{c} -0,3207\\ -0,5331\\ -1,1396\\ -0,3741\\ 0,0247\\ 0,0000 \end{array}$	1 5 2 6 1					
Тропическая зона												
Год												
0—7 7—13 13—16	24120 1694 9,48	-0,3794 -0,8643 -0,3807	1 1 2	16—35 35—60	$3,02 \\ 5,62$	0,0327 0,0251	$\begin{vmatrix} 1\\5 \end{vmatrix}$					

Изменчивость влажности воздуха, оцениваемая средним квадратическим отклонением (см. табл. 4—6 приложения), также испытывает заметные вариации по высоте (особенно в тропосфере), причем характер высотного изменения значений  $\sigma_q$  идентичен характеру изменения средних значений этой метеорологической величины. В целом наибольшие стандартные отклонения влажности воздуха отмечаются в нижней тропосфере (с максимумом вблизи земной поверхности). С ростом высоты они уменьшаются. Правда, подобный ход параметра  $\sigma_q$  нарушается в большинстве среднезональных моделей появлением вторичного максимума стандартных отклонений в слое 1—2 км (900—800 гПа), который связан с вариациями верхней границы облаков нижнего яруса. Это еще раз указывает на существенную роль в формировании вертикальной статистической структуры поля влажности процессов облакообразования.

Для стратосферы северного полушария характерен также заметный разброс концентраций H<sub>2</sub>O, который отражает, по-видимому, не столько малую точность измерений, сколько фактическую изменчивость стратосферной влаги. О возможных вариациях содержания H<sub>2</sub>O в стратосферном воздухе можно судить, например, из табл. 5.4, в которой приведены данные о среднезональном распределении по высоте стандартного отклонения  $\sigma_q$  и коэффициентов вариаций  $K_v = \sigma_q/\bar{q}$ , выражающих абсолютную и относительную изменчивость влажности воздуха.

Таблица 5.4

	П	олярная	я зона		У	Тропическая зона				
Высо- та, км	Зима	Лето		Зима		Лето		Год		
	$\sigma_q$	Kv	σ <sub>q</sub>	Kv	$\sigma_q$	$\kappa_v$	$\sigma_q$	К <sub>0</sub>	$\sigma_q$	K
15 20 25 30 35 40 45 50	$\begin{array}{c} 63 \cdot 10^{-5} \\ 65 \cdot 10^{-5} \\ 10 \cdot 10^{-4} \\ 74 \cdot 10^{-5} \\ 54 \cdot 10^{-5} \\ 76 \cdot 10^{-5} \\ 12 \cdot 10^{-4} \\ 96 \cdot 10^{-4} \end{array}$	48 43 50 34 26 25 30 23	$73 \cdot 10^{-5} \\ 78 \cdot 10^{-5} \\ 91 \cdot 10^{-5} \\ 12 \cdot 10^{-4} \\ 88 \cdot 10^{-5} \\ 81 \cdot 10^{-5} \\$	43 56 57 54 49 31 	$13 \cdot 10^{-4} \\ 17 \cdot 10^{-4} \\ 82 \cdot 10^{-5} \\ 11 \cdot 10^{-4} \\ 12 \cdot 10^{-4} \\ 14 \cdot 10^{-4} \\ 24 \cdot 10^{-4} \\ 20 \cdot 10^{-4} $	54 71 34 39 37 35 50 37	$14 \cdot 10^{-4} \\ 78 \cdot 10^{-5} \\ 22 \cdot 10^{-4} \\ 15 \cdot 10^{-4} \\ 14 \cdot 10^{-4} \\ 23 \cdot 10^{-4} \\ 19 \cdot 10^{-4} \\ 21 \cdot 10^{-4} $	58 31 79 47 36 52 37 37	$21 \cdot 10^{-4} \\ 11 \cdot 10^{-4} \\ 67 \cdot 10^{-5} \\ 10 \cdot 10^{-4} \\ 13 \cdot 10^{-4} \\ 67 \cdot 10^{-5} \\$	78 52 27 33 34 22 —

Среднезональные профили стандартных отклонений ( $\sigma_q$  ‰) и коэффициентов вариаций ( $K_v$  %) влажности воздуха для некоторых уровней нижней и средней стратосферы

Из данных этой таблицы следует, что в нижней и средней стратосфере (до высоты 50 км) в целом преобладают малые вариации содержания H<sub>2</sub>O, причем во всех рассматриваемых среднезональных моделях в основном  $K_v \leq 40$  %. Однако в слое 20—25 км и на высотах 40—45 км достаточно четко проявляются (особенно в умеренной зоне) два максимума изменчивости влажности воздуха, где  $K_v$  составляет 50—80 %.

О причинах, обусловливающих такое высотное распределение изменчивости  $H_2O$  в стратосфере, нельзя сказать что-то определенное. Можно лишь предположить, что первый максимум изменчивости  $H_2O$  (в слое 20—25 км) формируется под влиянием процессов переноса тропосферной влаги в стратосферу через разрыв тропической и полярной тропопауз, а также через разрывы тропопаузы в зоне струйных течений умеренных широт, на что указывают авторы [1.1].

Второй максимум вариаций H<sub>2</sub>O (около 40—45 км), вероятно, связан с фотохимическим образованием стратосферного водяного пара в результате окисления метана CH<sub>4</sub> гидроксилом HO, которое наиболее хорошо выражено в средней стратосфере и оценивается, согласно [38], в 0,02—0,45 млрд т в год.

Однако эти предположения требуют тщательных и всесторонних исследований.

Как уже было сказано выше, среднезональные статистические модели высотного распределения влажности воздуха дают представление также и о характеристиках ее вертикальных автокорреляционных связей. Из табл. 4—6 приложения хорошо видно, что коэффициенты корреляции  $r_{qq}(p_i, p_j)$  имеют в основном те же особенности и тот же характер изменения с высотой, что и коэффициенты корреляции температуры  $r_{TT}(p_i, p_j)$ . Как и для температуры, наиболее слабые межуровенные корреляционные связи вариаций влажности характерны для модели тропической зоны, где велика роль пассатных инверсий, препятствующих вертикальному турбулентному обмену воздушных масс.

В связи с тем что в последние годы широкое практическое применение получила справочная модель Мак-Клатчи [59], целесообразно сопоставить эту модель со среднезональной моделью, построенной нами на новейшем статистическом материале с использованием оптимальной методики обобщения. Из рис. 5.3 хорошо видно, что и в тропосфере, и в стратосфере имеют место существенные отличия указанных модельных профилей. При этом влагосодержание стратосферного воздуха, полученное на основании новой среднезональной модели, значительно меньше, чем найденное с помощью модели Мак-Клатчи.

#### 5.3.3. Модели высотного распределения атмосферного озона

Поскольку озон, как и водяной пар, играет значительную роль в поглощении радиации в видимой и инфракрасной областях спектра, рассмотрим также особенности модельного распределения O<sub>3</sub> по высоте, оцененного на основании систематических (до 30 км) и специальных (в слое 30—60 км) озонометрических наблюдений.

Как следует из табл. 7—9 приложения и рис. 5.4, каждая из построенных моделей, представляющих различные широтные зоны, имеет свои особенности.

В частности, для модели полярных широт характерно постоянное и сравнительно малое ( $P_3 = 2, 0...$  3,7 мПа) содержание  $O_3$ в тропосфере (до высот 7—8 км). Затем следует резкое увеличение  $P_3$  в нижней стратосфере (до 21,0—21,4 мПа в зимний период и до 14,0—14,7 мПа в летнее время). Слой максимального содержания озона ( $P_3 > 10$  мПа) занимает большую толщу атмосферы от 11 до 26 км зимой и от 15 до 24 км летом. Выше этого слоя отмечается быстрое уменьшение значений  $\bar{P}_3$  до 0,026—0,027 мПа на высоте 60 км.

Высотный профиль стандартных отклонений парциального давления озона подобен профилю величин  $\overline{P}$ , однако область наибольшей изменчивости атмосферного озона ( $\sigma_{P_3} \approx 4,5...5,6$  мПа) располагается несколько ниже слоя его наибольшего содержания (в основном на высотах 13—16 км).

Для модели умеренных широт, независимо от сезона, характерно слабое повышение (от 2,0—2,1 до 2,6—3,2 мПа) содержания озона в пограничном слое и определенное его постоянство во всей остальной толще тропосферы. В нижней стратосфере имеет место существенный рост парциального давления озона с высотой (до 14,0—15,5 мПа в слое 20—25 км). Выше этого слоя содержание озона в стратосферном воздухе быстро уменьшается, и величина  $\bar{P}_3$  достигает 0,022—0,033 мПа на верхней границе рассматриваемого слоя атмосферы.

Таблица 5.5

-	Высота, км										
Сезон	30	35	40	45	50	55	60				
Зима Лето	1,6	0,99 0,79	0,45 0,70	0,37 0,42	7, $1 \cdot 10^{-2}$ 7, $1 \cdot 10^{-1}$	$5, 5 \cdot 10^{-2} 6, 3 \cdot 10^{-2}$	$8, 4 \cdot 10^{-3}$ 9, 4 \cdot 10^{-3}				

### Профили стандартных отклонений парциального давления озона ( $\sigma_{P_3}$ мПа), характерные для стратосферы умеренных широт

В высотном распределении изменчивости озона, характерном для умеренных широт, заметно выделяются два максимума: приземный и основной — в слое 12—16 км, где значения  $\sigma_{p_3}$  достигают 4,5—5,5 мПа зимой и 3,0—3,2 мПа летом. Наименьшая изменчивость парциального давления озона наблюдается, как и следовало ожидать (см. табл. 5.5), на высотах около 60 км, где мало и содержание озона.

Среднезональная модель высотного распределения озона, построенная для тропической зоны, также имеет определенные особенности. Так, в слое от земли до 17 км наблюдаются довольно малые значения парциального давления озона (не более 2,0— 2,2 мПа), затем оно резко увеличивается (до 14,1—14,6 мПа) на уровне 24—25 км, после чего отмечается его быстрое уменьшение до 0,03 мПа и менее вблизи 60 км.

Высотный ход стандартного отклонения  $\sigma_{P_3}$  в основном идентичен ходу средних величин. В слое от поверхности земли до 17 км отмечается относительно постоянная изменчивость озона ( $\sigma_{P_3}$  в основном около 1,0—1,4 мПа), начиная с 17 км она быстро растет (до 2,8—3,0 мПа на уровне 21—25 км), а затем постепенно уменьшается.

Наряду с отмеченными особенностями детальный анализ среднезональных профилей высотного распределения содержания озона, выраженного подобно другим МГС в млн<sup>-1</sup>, показал, что эти профили могут быть достаточно адекватно представлены системой экспоненциальных функций (табл. 5.6). Погрешность аппроксимации модельных профилей высотного распределения озона не превышает 9—12 %.

Модельные автокорреляционные матрицы озона, приведенные в табл. 7—9 приложения, сохраняют все характерные черты, выявленные нами по данным станций (см. п. 4.3).

Сопоставление построенной нами среднезональной модели высотного распределения озона с моделью Мак-Клатчи [59] показывает (рис. 5.4), что в некоторых слоях атмосферы между ними




Усл. обозначения см. рис. 5.3.

#### Таблица 5.6

Слой, км	S <sub>0</sub> млн <sup>−1</sup> β км <sup>−1</sup> ε %		ε%	Слой, км	S₀ млн <sup>-1</sup>	β км <sup>-1</sup>	ε%				
Полярные широты											
	Зим	a	Лето								
0-6 6-15 15-23 23-38 38-60	0,0217 0,0787 2,16 5,41 8,38	0,1456 0,4143 0,1148 0,0292 0,0704	6 9 1 1 2	$\begin{array}{c} 0-2\\ 2-6\\ 6-16\\ 16-21\\ 21-38\\ 38-60 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,0158\\ 0,0351\\ 0,0662\\ 1,15\\ 2,96\\ 6,21 \end{array}$	0,3996 0,1587 0,2855 0,1889 0,0436 0,0845					
Умеренные широты											
	Зим	1a		Лето							
$\begin{array}{c} 0-2\\ 2-6\\ 6-23\\ 23-35\\ 35-45\\ 45-60\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,0196\\ 0,0330\\ 0,0471\\ 5,50\\ 8,80\\ 5,50\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,2604\\ 0,0888\\ 0,2800\\ 0,0392\\0,0470\\0,1150\end{array}$	5 9 4 11 9	$\begin{array}{c} 02\\ 29\\ 923\\ 23-35\\ 35-45\\ 45-60\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,0207\\ 0,0419\\ 0,0740\\ 4,40\\ 8,60\\ 4,50\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,3531\\ 0,0812\\ 0,2918\\ 0,0558\\0,0648\\0,1099\end{array}$	8 2 8 4 6 12				
			Тро	пики							
			Г	од							
$0-14 \\ 14-24 \\ 24-30$	0,0207 0,0835 4,90	0,0999 0,4069 0,0619	$\begin{array}{c c}1\\12\\2\end{array}$	30-40 40-60	7,10 5,98	0,0171 0,0999					

Значения параметров S<sub>0</sub>, β и относительные ошибки аппроксимации є среднезональных моделей высотного распределения озона

существуют определенные различия. Особенно велики они (1,5— 2,0 мПа) в нижней стратосфере. Кроме того, модель Мак-Клатчи не имеет максимума на высоте около 3 км и минимума в приземном слое.

#### 5.3.4. Модели высотного распределения углекислого газа и малых газовых составляющих атмосферы (CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO<sub>2</sub> и NO)

Несмотря на трудности статистического моделирования распределения этих газов, связанные с неоднородностью данных наблюдений по высоте, с разной точностью их, обусловленной различной методикой измерений, и т. п., мы попытались выявить главные закономерности высотного изменения CO<sub>2</sub> и малых газовых примесей, которые характерны для основных широтных зон земного шара (рис. 5.5).

В ряде случаев из-за отсутствия необходимого экспериментального материала предлагаемые нами среднезональные модели отражают высотное распределение той или иной малой газовой составляющей только в умеренной зоне. Модель высотного распределения CO<sub>2</sub>. Модельные оценки высотного распределения углекислого газа, полученные путем осреднения данных наблюдений за год (табл. 5.7), показывают, что в тропосфере и стратосфере (до высоты 35 км) этот газ достаточно хорошо перемешан по высоте, причем его средняя концентрация здесь во всех рассматриваемых широтных зонах варьирует в основном около 325—330 млн<sup>-1</sup>. Лишь в слое 25—30 км отме-



Рис. 5.5. Среднезональные модели высотного распределения МГС, построенные для умеренных широт по нашим данным (1) и данным [1, 18, 1.100, 9, 112] (2).

чается четко выраженный максимум содержания  $CO_2$  (340— 350 млн<sup>-1</sup>). Правда, он выявлен по данным только одной среднезональной модели, построенной для умеренных широт, так как для других моделей не было соответствующих высотных наблюдений. Появление указанного максимума, по-видимому, связано с интенсивным образованием на высотах 25—30 км углекислого газа в результате фотохимических реакций вида [1.18]:

$$CO + HO \rightarrow CO_2 + H$$
,

что косвенно подтверждается минимальным содержанием окиси углерода на тех же высотах.

Выше 30 км содержание CO<sub>2</sub> убывает и на высоте около 50 км не превышает 308 млн<sup>-1</sup>.

Наибольшая изменчивость содержания  $CO_2$ , как следует из табл. 5.8, имеет место в средней тропосфере и выше 25 км, где стандартное отклонение достигает значений 18—22 млн<sup>-1</sup>. Кроме того, установлено, что относительная изменчивость содержания  $CO_2$ , выраженная коэффициентом вариаций  $K_v$ , очень мала и во всем рассматриваемом слое атмосферы (до уровня 40 км) она колеблется от 2 до 6 %.

#### Таблица 5.7

# Среднезональные модели высотного распределения CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O (млн<sup>-1</sup>) и NO<sub>2</sub>, NO млрд<sup>-1</sup>). Год

ra,	Полярная зона					Умерен	ная зон	a		Тропическая зона			
Bbico' KM	CO2	CO	N₂O	CO2	со	СН₄	N₂O	NO <sub>2</sub>	NO	CO2	со	сн₄	N <sub>2</sub> O
$\begin{array}{c} 0 \\ 1 \\ 2 \\ 3 \\ 4 \\ 5 \\ 6 \\ 7 \\ 8 \\ 9 \\ 10 \\ 11 \\ 12 \\ 13 \\ 14 \\ 15 \\ 16 \\ 17 \\ 18 \\ 19 \\ 22 \\ 1 \\ 22 \\ 22 \\ 22 \\ 22 \\ 22 $	336 331 325 320 322 324 325 327 329 330 332 328 324 322 320 319 	0,134 0,134 0,134 0,125 0,118 0,107 0,098 0,085 0,085 0,085 0,060 0,074 0,065 0,060 0,052 	$\begin{array}{c} 0,292\\ 0,$	$\begin{array}{c} 338\\ 333\\ 328\\ 329\\ 329\\ 330\\ 330\\ 330\\ 330\\ 330\\ 330\\ 329\\ 328\\ 329\\ 330\\ 329\\ 330\\ 329\\ 330\\ 327\\ 325\\ 327\\ 329\\ 330\\ 327\\ 325\\ 327\\ 332\\ 330\\ 327\\ 332\\ 330\\ 3327\\ 332\\ 334\\ 336\\ 338\\ 340\\ 344\\ 347\\ 349\\ 3443\\ 327\\ 318\\ 328\\ 328\\ 328\\ 328\\ 328\\ 328\\ 328\\ 32$	0,103 0,125 0,140 0,135 0,128 0,120 0,092 0,076 0,072 0,062 0,076 0,072 0,064 0,072 0,064 0,040 0,037 0,032 0,025 0,025 0,025 0,025 0,025 0,025 0,025 0,025 0,025 0,025 0,025 0,022 0,020 0,020 0,020 0,020 0,020 0,020 0,020 0,020 0,021 0,022 0	$\begin{array}{c} 1,50\\$	0,292 0,195 0,100 0,098 0,007 0,005	3,77 2,60 1,80 1,80 0,94 0,68 0,48 0,34 0,68 0,31 0,61 1,08 1,12 1,20 2,04 2,04 2,04 2,04 2,04 2,04 2,04 2,04 2,04 2,04 2,04 2,04 2,04 2,04 2,04 2,04 2,50 3,60 4,00 4,200 4,200 5,500 6,600 7,700 11,200 16,400 16,400 16,900 10,9000 10,9000 10,9000 10,9000 10,9000 10,90000	0,072 0,019 0,020 0,021 0,023 0,025 0,029 0,032 0,067 0,120 0,210 0,250 0,2500 2,500 2,500 2,500 1,000 0,800 1,000 2,500 2,500 1,000 0,800 0,800 0,910 1,000 1,000 2,500 2,500 1,000 0,800 0,800 0,900 1,000	336 3333 332 330 322 322 322 322 322 323 324 325 326 325 325 325 325 325 325 325 324 323 323 	0,090 0,124 0,125 0,120 0,120 0,015 0,009 0,093 0,090 0,086 0,083 0,080 	$\begin{array}{c} 1,55\\ 1,555\\ 1,555\\ 1,555\\ 1,555\\ 1,555\\ 1,555\\ 1,555\\ 1,555\\ 1,555\\ 1,555\\ 1,555\\ 1,555\\ 1,555\\ 1,47\\ 1,32\\ 1,223\\ 1,20\\ 1,00\\ 1,00\\ 0,96\\ 0,71\\ -\end{array}$	$\begin{array}{c} 0.292\\ 0.$
<b>5</b> 0			— ·	308	0,022	0,28	0,002	52,00	7,800	_	-		

Это еще раз подтверждает значительную устойчивость содержания углекислого газа в тропосфере и нижней стратосфере, причем, по нашим данным, наименьшие вариации концентрации  $CO_2$  наблюдаются в тропической зоне. Действительно, стандартные отклонения содержания  $CO_2$  здесь в слое 0—10 км не превышают значений 2—3 млн<sup>-1</sup>.

Модель высотного распределения СО. Анализ среднезональных вертикальных профилей окиси углерода (см. табл. 5.7) показывает, что для модельного распределения СО в нижней тропосфере (до высот 2--3 км) характерно некоторое постоянство (в полярных широтах) или небольшое увеличение его содержания

Среднезональные профили стандартных отклонений (о) и коэффициентов вариаций (К, %) содержания СО<sub>2</sub>, СО, СН<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O (млн<sup>-1</sup>) и NO<sub>2</sub>, NO (млрд<sup>-1</sup>)

Высо- та, км	CO2		со		CH₄		N <sub>2</sub> O		NO2		NO	
	σ	K <sub>v</sub>	σ	K.,	σ	K <sub>v</sub>	σ	K <sub>v</sub>	σ	K <sub>v</sub>	σ	K <sub>v</sub>
$     \begin{array}{r}       0 \\       5 \\       10 \\       15 \\       20 \\       25 \\       30 \\       35 \\       40 \\       45 \\     \end{array} $	15,6 18,4 7,5 10,3 9,7 19,9 21,9 6,8 12,1	5 6 2 3 3 6 6 2 4	0,076 0,043 0,031 0,015 0,003 0,004 0,007 	74 36 41 35 12 20 32 	$\begin{array}{c} 0,33\\ 0,30\\ 0,33\\ 0,34\\ 0,25\\ 0,20\\ 0,13\\ 0,11\\ 0,08\\ 0,04 \end{array}$	22 20 22 25 22 21 18 19 17 11	$\begin{array}{c} 0,045\\ 0,042\\ 0,059\\ 0,029\\ 0,038\\ 0,055\\ 0,027\\ 0,010\\ 0,003\\ 0,001 \end{array}$	$     \begin{array}{r}       16 \\       15 \\       21 \\       10 \\       18 \\       40 \\       36 \\       36 \\       36 \\       43 \\       20 \\       \end{array} $	8,62 0,62 0,16 2,17 3,29 4,25 5,23 8,77 —	229 91 52 166 134 101 68 78 	$\begin{array}{c} 0,226\\ 0,020\\ 0,072\\ 0,686\\ 0,329\\ 0,708\\ 2,446\\ 3,609\\ 4,712\\ 2,839 \end{array}$	313 87 107 146 58 63 84 53 47 32

с высотой (в умеренной и тропической зонах). Средняя концентрация СО составляет 0,125—0,140 млн<sup>-1</sup>. В более высоких слоях атмосферы отмечается существенное убывание содержания окиси углерода с высотой. Так, на уровне 24 км оно уменьшается до 0,020 млн<sup>-1</sup>. Выше этого уровня (до высоты 50 км) в умеренных широтах концентрация СО почти постоянна (0,020—0,022 млн<sup>-1</sup>). Что касается параметров изменчивости СО, то наибольшие значения стандартного отклонения  $\sigma$  и коэффициента вариаций  $K_v$  соответственно 0,076 млн<sup>-1</sup> и 74 % (см. табл. 5.8) наблюдаются в приземном слое, где велика роль фотохимических и биологических источников и стоков СО, определяемых в основном биосферой. С высотой изменчивость содержания СО существенно уменьшается, причем среднее квадратическое отклонение на уровне 10 км не превышает 0,031 млн<sup>-1</sup>, а коэффициент вариации составляет около 40 %.

**Модель высотного распределения СН**<sub>4</sub>. Главной характерной особенностью модельного распределения метана по высоте является его постоянство в значительной толще земной атмосферы (до 12 км в умеренных широтах и до 14 км в тропиках). Средняя концентрация СН<sub>4</sub> в этом слое, как видно из табл. 5.7, составляет 1,50—1,55 млн<sup>-1</sup>.

Выше указанных уровней отношение смеси СН<sub>4</sub> уменьшается с высотой до значений менее 0,30 млн<sup>-1</sup> на уровне 50 км. Причиной подобного уменьшения концентрации СН<sub>4</sub> является увеличение с высотой содержания гидроксила (HO), хлора (Cl) и атомарного кислорода (O\*), разрушающих метан в процессе фотохимических реакций по циклам углерода и водорода [1.18].

Вертикальный профиль стандартных отклонений отношения СН<sub>4</sub> подобен модельному профилю ее фоновых характеристик, причем для этой газовой составляющей атмосферы типична очень малая относительная изменчивость; коэффициент вариации  $K_v$  в слое атмосферы от 0 до 45 км практически постоянен, изменяясь в пределах 11—25 %.

Модель высотного распределения  $N_2O$ , как и модель высотного распределения метана (см. табл. 5.7), довольно хорошо отражает постоянство содержания  $N_2O$  до больших высот (среднее отношение смеси во всех трех широтных зонах 0,292 млн<sup>-1</sup>). Высота верхней границы слоя, где концентрация закиси азота постоянна, изменяется по широте от 14 км в полярной зоне до 16 км в умеренной и до 17 км в тропиках. Выше указанных уровней среднезональное содержание  $N_2O$  уменьшается с высотой, поскольку закись азота является основным источником образования в стратосфере окиси азота по реакции вида [26]

$$N_2O + O('D) \rightarrow 2NO.$$

На высоте 50 км содержание  $N_2O$  на два порядка меньше (около 0,002 млн<sup>-1</sup>), чем в слое его постоянной концентрации.

Вариации N<sub>2</sub>O, как и CH<sub>4</sub> на различных уровнях очень незначительны. Наибольшая относительная изменчивость содержания N<sub>2</sub>O, равная 35—45 %, наблюдается в слое 25—40 км. Самые малые значения  $K_v$  (15—20 %) имеют место в тропосфере и нижней стратосфере.

Модель высотного распределения  $N_2O$  и NO. Основной характерной особенностью модельного распределения концентраций NO<sub>2</sub> и NO в земной атмосфере является их существенный рост с высотой после некоторого минимума в тропосфере (на высоте 9 км для NO<sub>2</sub> и 1 км для NO). Анализ табл. 5.7 показывает, что наибольшие концентрации для этих газов наблюдаются в средней стратосфере, причем на высоте 40—50 км они на два-три порядка выше, чем в слое минимума. По модельным оценкам концентрация в этом слое составляет в умеренных широтах 8—10 млрд<sup>-1</sup>, а концентрация NO<sub>2</sub> достигает 49—52 млрд<sup>-1</sup>.

Такое распределение рассматриваемых окислов азота с высотой обусловлено, во-первых, образованием окиси азота в стратосфере за счет окисления N<sub>2</sub>O, во-вторых, быстрым взаимопреобразованием NO<sub>2</sub> и NO, вследствие чего их рассматривают обычно в совокупности NO<sub>x</sub>.

Наряду с основным стратосферным максимумом модельное распределение содержания  $NO_x$  характеризуется также и вторичным максимумом, расположенным вблизи земной поверхности и связанным в значительной степени как с естественными источниками (грозы, эмиссия от естественных почв и т. п.), так и с деятельностью человека (например, выбросы электростанций, самолетов, автомобилей и т. д.).

С этим связана большая изменчивость NO<sub>2</sub> и NO в призем-

ном слое (см. табл. 5.8): с ростом высоты величина  $K_v = \sigma_{\xi}/\xi$ уменьшается и в средней стратосфере достигает минимальных значений (около 70—80 % для NO<sub>2</sub> и менее 50 % для NO). Анализ полученных нами среднезональных моделей показал также, что модельные профили среднего распределения CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO и NO<sub>2</sub> с высотой могут быть достаточно хорошо аппроксимированы выражениями (5.4), (5.5) и (5.6) (см. п. 5.2). В табл. 5.9 приведены значения параметров  $S_0$ ,  $\alpha$  и  $\beta$  для указанных газов, а также относительной ошибки аппроксимации  $\varepsilon = = \delta_a/\overline{S}$  ( $\overline{S}$  — среднее содержание газа в слое аппроксимации).

Таблица 5.9

Газ	Слой, км	S₀ млн−1	∝км-1	β км−1	ε%	Газ	Слой, км	S₀ млрд—1	β км−1	ε%
CO <sub>2</sub>	$\begin{vmatrix} 0 &3 \\ 3 &20 \\ 20 &29 \\ 29 &50 \end{vmatrix}$	337,6 329,0 329,0 350,7	2,8667 0,0000 2,4111 	 	0,9 0,6 0,8 0,6	NO2	$0-9 \\ 9-12 \\ 12-50$	3,770 0,204 1,167	0,3241 0,5815 0,0977	5 1
CO	0-1 1-5 5-24 24-50	0,476 0,128 0,128 0,020	-0,3480  0,0011	0,0000 0,1268	6 5 3	NO	$\begin{array}{c} 0 - 1 \\ 1 - 9 \\ 9 - 14 \\ 14 - 16 \\ 16 - 38 \\ 28 - 50 \end{array}$	0,072 0,019 0,031 1,280 0,294	-1,3322 0,0626 0,7441 -0,7357 0,1748 0,0372	1 1 5 0,7
CH₄	0—12 12—50	1,500 1,500	_	0,0000 0,0403	3 1		30-30	13,703	0,0372	0,9
N <sub>2</sub> O	0—16	0,285	—	0,0000	3			:		
N₂O	16—30 30—50	0,285 0,082		-0,0887 -0,2247	2 4					

Параметры S<sub>0</sub>, α и β, а также относительные ошибки аппроксимации ε для моделей высотного распределения малых газовых составляющих

Из сопоставления полученных нами (см. рис. 5.5) модельных профилей СО2 и малых газовых примесей с вертикальными профилями, построенными (только для стратосферы) в [9] для CO<sub>2</sub>, в [1.100] для CO и CH<sub>4</sub>, в [1.18] для N<sub>2</sub>O и в [112] для NO и NO<sub>2</sub>, хорошо видно, что между ними имеются определенные, а в ряде случаев и существенные различия. Так, по нашим данным, вертикальный профиль CO<sub>2</sub> имеет четко выраженный максимум содер-жания углекислого газа на высотах 25—30 км, который не отмечался ранее. Для высотного распределения СО характерно почти постоянное содержание окиси углерода не только в слое 20-28 км, как считалось ранее, а в существенно большем слое (от 20 до 50 км). Для вертикального распределения СН<sub>4</sub> характерно более медленное, а для распределения N2O более быстрое, чем было принято, уменьшение концентрации с высотой в слое 30-50 км. Несколько отличается от установленных ранее значений содержание NO<sub>2</sub> в средней стратосфере (на высотах более 35 км). По нашим данным, объемное отношение смеси NO2 изменяется здесь в пределах 49—52 млрд<sup>-1</sup>, в то время, как согласно [112], оно не превышает 8 млрд<sup>-1</sup>. И, наконец, максимум концентрации NO расположен не на высоте 45 км, как считалось ранее, а несколько ниже ( на высоте 40 км). Следовательно, концентрация NO на высотах более 40 км, уменьшается быстрее, чем в нижних слоях.

Все сказанное позволяет сделать вывод, что полученные в настоящей работе среднезональные модели высотного распределения  $CO_2$  и малых газовых примесей имеют несомненные преимущества перед имеющимися оценочными моделями. Однако из-за недостаточного объема исходных данных нам не удалось построить надежные статистические модели для всех рассматриваемых широтных зон и всего комплекса малых газовых примесей. По той же причине мы не смогли учесть сезонные различия в содержанин  $CO_2$  и других исследуемых газов. Накопление соответствующего экспериментального материала остается весьма актуальной задачей.

# ГЛАВА 6. ОБЪЕКТИВНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И СТАТИСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

В последние годы существенно возрос интерес науки и практики к осредненным статистическим данным о вертикальной структуре метеорологических полей как для отдельных физико-географических районов, так и для всего земного шара. Это обусловлено необходимостью решения большого числа практических задач, связанных с конструированием, испытанием и движением различного рода летательных аппаратов, с дистанционной оценкой оптико-физических параметров атмосферы и подстилающей поверхности, с реализацией проблемы сверхдолгосрочного (климатологического) прогноза метеополей и т. п.

В ряде случаев, например, при определении эффективности и надежности авиационной техники, обычно ограничиваются использованием одной стандартной атмосферы (в СССР — это стандартная атмосфера СА-74 [1.9], в США — СА-76 [5.102]). Для нее на основании многолетних данных определен и затабулирован некоторый закон изменения метеопараметров (температуры, плотности и давления) с высотой. Иногда кроме стандартного профиля необходимо знать также и диапазон возможных изменений того или иного параметра на различных уровнях атмосферы. В этом случае обычно используются климатические характеристики отклонений фактических значений параметра от стандартного. Для температуры они даны, например, в работах [5.9, 1, 2, 38].

Большинство современных задач, например, таких, как задачи дистанционного зондирования параметров атмосферы и подстилающей поверхности (материков и океанов) из космоса, требуют

значительно более подробного и детализированного описания аэрологических полей, причем оно должно включать также и характеристики распределения влажности воздуха, озона и других газовых компонент атмосферы, которые не содержатся в стандартных атмосферах. Поэтому в 60—70 годах были предприняты определенные усилия по разработке различных справочных моделей атмосферы (см., например, [1.59, 1.69, 1.81]), являющихся дополнением к существующим стандартным атмосферам.

Однако и имеющиеся справочные модели содержат лишь осредненные вертикальные профили температуры, влажности воздуха и озона для основных широтных поясов Земли (полярного, умеренного и тропического). К тому же получены они путем простого обобщения данных отдельных станций без учета естественной изменчивости метеорологического поля. И, наконец, в эти модели, как и в стандартные атмосферы, не входят сведения о возможных вариациях физических параметров и об их связях на разных уровнях.

Все это послужило поводом для разработки методов объективной классификации аэрологических полей применительно к задаче климатического районирования и построения для каждого из выявленных квазиоднородных районов региональной статистической модели. Такая модель должна учитывать естественную изменчивость исследуемых метеорологических величин по пространству и времени и быть достаточно адекватной (в смысле возможного описания ею всей совокупности взятых для данного района реализаций), хотя и допускать некоторую погрешность:

$$\delta S_{ii} = \left| S_{ii}^{m} - S_{ii} \right| \leqslant \varepsilon_{i}^{2} \text{ при } i = 1, 2, \dots, k.$$
 (6.1)

Выражение (6.1) позволяет оценить допустимые отклонения дисперсий метеорологической величины на m-й станции  $S_{ii}^m$  от дисперсии ее в региональной модели  $S_{ii}$ , определяемые вектором дисперсии ошибки измерения метеорологической величины { $\epsilon^2$ }.

### 6.1. Основные принципы объективной классификации и моделирования метеорологических полей в свободной атмосфере

Анализ имеющихся публикаций по вопросу климатической классификации метеорологических полей в свободной атмосфере (см., например, [2.47, 10, 21, 26, 33]) показывает, что до сих пор еще не разработаны надежные и эффективные методы глобального аэрологического районирования. Поэтому каждый из исследователей, занимающихся данным вопросом, выделяет географические области, используя разные методические подходы к классификации аэрологических полей.

Например, авторы [10] для районирования территории северного полушария, использованного при расчете средней температуры для стандартной атмосферы, применили генетическую классификацию климатов Алисова [3], в основу которой взято сезонное распределение воздушных масс и положение главных фронтальных зон. Другие исследователи предложили свои методы аэроклиматического районирования. Так, в [2.47] районирование проведено по характеру годового хода температуры в нижней стратосфере. В [21, 26, 33] предложен метод классификации, основанный на качественном анализе пространственной устойчивости вертикальных корреляционных функций отдельных метеорологических величин (температуры, геопотенциала, зональной и меридиональной составляющей ветра).

Нам представляется, что для объективного малопараметрического описания аэрологических полей наиболее целесообразным является районирование, основанное на использовании метода естественных ортогональных составляющих (метода е. о. с.), который в последние годы нашел широкое распространение в задачах по типизации синоптических ситуаций и выбору аналогичных метеорологических полей (см., например, [22, 34, 35, 40, 53]).

Применение этого метода в задаче климатического районирования (из-за оптимальных свойств е. о. с. и их значительной устойчивости [15, 31, 37, 39, 45]) позволяет не только отфильтровать мелкомасштабные вариации метеорологического поля и учесть лишь те пространственно-временные изменения его, которые обусловлены процессами глобального и синоптического масштабов, но и провести объективную классификацию климатов свободной атмосферы и построить адекватные статистические модели для ограниченного числа квазиоднородных районов.

Ниже излагается методика климатического районирования и статистического моделирования аэрологических полей, проведенных впервые с помощью метода е. о. с. При этом классификация аэрологических полей выполнена по комплексу температура—влажность, поскольку данные об озоне, углекислом газе и малых газовых примесях недостаточны и не могут быть использованы для глобального районирования.

Пусть для некоторого числа объектов  $A_m$  (в нашем случае это пункт наблюдения) имеется ряд статистических характеристик  $N_q$ , а именно, средний (климатический) вертикальный профиль какой-либо метеорологической величины (это может быть либо температура, либо влажность воздуха) —  $\bar{\xi}(p_k)$ , ковариационная матрица  $||S_{ij}||$ , ее собственные числа  $\lambda_{\alpha}$  и базис, состоящий из *п* собственных векторов  $F_{\alpha}$  размерности *k*.

Задача районирования (классификации) заключается в том, чтобы произвести разделение объектов  $A_m$  на ряд групп в соответствии с характеристиками  $N_q$ . Однако средние климатические профили по сравнению с ковариационной матрицей и ее собственными числами и векторами в значительно большей степени зависят от сезона и от географических координат пункта зондирования. Поэтому районирование по всему комплексу статистических характеристик довольно сложно. Однако задача существенно упрощается, если районирование какой-либо территории произвести лишь путем сопоставления одних ковариационных матриц или, что еще лучше, путем сравнения их собственных элементов (величин  $\lambda_{\alpha}$  и  $F_{\alpha}$ ), представленных главными компонентами разложения, которые несут основную информацию о случайных вариациях вертикальных профилей и обладают наибольшей пространственно-временной устойчивостью.

Именно такой путь решения задачи избран нами, причем для выявления физико-географических районов, в которых поле случайных отклонений вертикальных профилей температуры и влажности  $\xi'(p_k)$  от их многолетнего среднего профиля (фоновой функции)  $\overline{\xi}(p_k)$  является однородным, были использованы некоторый статистический критерий устойчивости (схожести) естественных ортогональных функций во времени и в пространстве и количественная оценка значимости расхождения норм сравниваемых ковариационных матриц  $\|S_{\xi\xi}\|$ , определенных для разных сезонов (месяцев) и пунктов наблюдений.

В частности, в качестве статистического критерия устойчивости естественных ортогональных функций матриц  $||S_{tt}(p_i, p_j)||$ и  $||S_{qq}(p_i, p_j)||$  взяты коэффициенты подобия векторов, т. е. косинусы угла между двумя собственными векторами  $F^m_{\alpha}$  и  $F^t_{\alpha}$ , которые могут быть определены с помощью выражения

$$r_{\alpha}^{(ml)} = \sum_{i=1}^{k} F_{\alpha i}^{(m)} F_{\alpha i}^{(l)} = \cos\left(F_{\alpha}^{(m)}, F_{\alpha}^{(l)}\right).$$
(6.2)

Из (6.2) следует, что если два различных собственных вектора  $F^m_{\alpha}$  и  $F^l_{\alpha}$  близки между собой, то угол между ними должен быть малым, а его косинус должен стремиться к единице.

Выражение (6.2) и было использовано нами для получения матриц коэффициентов подобия  $r_{\alpha}^{(ml)}$ , рассчитанных последовательно для разных пар собственных k-мерных векторов  $F_{\alpha}$ , взятых для m-й и l-й станции или месяца, причем для каждого номера вектора  $\alpha$  ( $\alpha = 1, 2, ..., n$ ) эта матрица при m, l = 1, 2, ......, M имела вид

Векторы  $F_{\alpha}$ , использованные для расчета коэффициентов подобия  $r_{\alpha}^{ml}$ , имеют размерность k=23 для температуры и k=15для влажности. Значения коэффициентов подобия  $r_{\alpha}^{(ml)}$ , определенные последовательно для собственных векторов  $F_1, F_2, \ldots, F_p$  были взяты затем для оценки средневзвешенного коэффициента подобия (корреляции)

$$\bar{r}^{(ml)} = \frac{\sum_{\alpha=1}^{p} r_{\alpha}^{(ml)} \bar{\lambda}_{\alpha}}{\sum_{\alpha=1}^{p} \bar{\lambda}_{\alpha}} \quad \text{при } p < n, \qquad (6.4)$$

где  $\bar{\lambda}_{\alpha} = \frac{\lambda_{\alpha}^{m} + \lambda_{\alpha}^{l}}{2}$  — среднее арифметическое из собственных чисел одного и того же номера, полученных для двух сравниваемых матриц; p — число взятых для классификации собственных векторов.

Из формулы (6.4) следует, что средневзвешенный коэффициент подобия  $\bar{r}^{(ml)}$  оценивается с учетом информативности каждого из взятых p собственных векторов, учитывающих вариации поля  $\xi$ различного масштаба (от глобального до микромасштаба), а осреднение производится по номеру вектора  $\alpha$ .

В связи с тем что в настоящей работе речь идет о классификации крупномасштабных вариаций метеорологического поля, обусловленных процессами синоптического и глобального масштабов (порядка сотен и более километров [3.18]), потребовалось решить вопрос о выборе оптимального числа собственных векторов. С этой целью, исходя из условия (6.1), для классификации климатов свободной атмосферы мы использовали такое число векторов  $F_{\alpha}$ , которое позволило бы описать структуру случайной составляющей вертикальных профилей температуры и влажности с точностью реальных радиозондовых измерений. Можно полагать, что потеря информации из-за уменьшения числа членов разложения профилей  $t'(p_k)$  и  $q'(p_k)$  по е. о. ф. при таком выборе собственного базиса, как правило, является малой. Действительно. как показал предварительный анализ, условие (6.1) выполняется большей части северного полушария при использовании на уже первых трех ортогональных функций, на которые приходится в основном более 80 % дисперсии всех вариаций. Лишь для классификации поля t (pk) в полярных и тропических широтах необходимо брать систему из четырех-пяти собственных векторов.

Нетрудно показать, что использование векторов  $F_{\alpha}$  с большим порядковым номером для климатического районирования не представляется целесообразным по ряду причин. Во-первых, это связано с тем, что выпускаемые на мировой сети станций современные радиозонды (не говоря уже о спутниковой системе температурного зондирования РВПТ) дают информацию о состоянии атмосферы не над конкретным пунктом, а над значительным по площади районом (из-за сноса радиозонда воздушными потоками, иногда на расстояние до 50-100 км), и не в одно и то же время, а для 1-2-часовых интервалов. Во-вторых радиозондовая аппаратура не столь чувствительна, чтобы реагировать на изменения метеорологических величин, обусловленные мелкомасштабными турбулентными пульсациями, которые описываются собственными векторами с большим порядковым номером. В-третьих, как показали специальные численные эксперименты [51], наблюдения, осуществляемые дважды в сутки (зарубежная радиозондовая сеть, как известно, имеет два срока радиозондирования - в 00 и 12 ч по Гринвичу), должны использоваться для описания лишь крупномасштабных процессов с шагом по пространству, равным 500 км. А этот шаг соответствует, согласно [9], радиусу влияния третьего собственного вектора. Наконец, собственные векторы, характеризующие микроструктуру метеорологических полей, находятся, как указывают авторы [2.29], на пределе статистической значимости и, по-существу, относятся к ошибкам представления этих полей.

Все это позволило нам для объективного районирования северного полушария использовать в основном три первых собственных вектора (лишь в полярных и тропических широтах было взято четыре—пять векторов), применив в качестве порогового значения долю суммарной дисперсии  $d_p$ , равную 80 % в тропической зоне и 90 % на остальной территории северного полушария, при которой остаточная дисперсия не превышает квадрата ошибки реальных измерений.

Коэффициенты подобия  $\bar{r}^{(ml)}$ , рассчитанные с учетом порогового значения, и были использованы для выявления областей аналогичности статистических свойств высотных полей температуры и влажности воздуха (с точки зрения общих признаков ковариационных матриц).

Остановимся теперь коротко на алгоритме климатического районирования. Вначале для ряда предварительно выбранных опорных станций: Ян-Майена, Салехарда, Якутска, Сакс-Харбора, судна погоды С, Москвы, Новосибирска, Петропавловска-Камчатского, Адаха, Буффало, судна погоды Е, Афин, Ашхабада, судов погоды V, N, Сан-Хуана, Адена, Сайгона, Уэйка и Хило, представляющих различные районы северного полушария, формировались группы близрасположенных аэрологических станций и строились по аналогии с (6.3) матрицы средневзвешенных коэффициентов корреляции  $\bar{r}^{(ml)}$ . Следует отметить, что при выборе опорных станций и группы дополнительных станций учитывались широтное положение и циркуляционные особенности взятых районов, состояние подстилающей поверхности и, наконец, обязательное территориальное перекрытие данного района соседними. В последнем случае мы исходили из того, что горизонтальная протяженность районов, где крупномасштабные процессы однородны, может достигать 5—6 тыс. км [22].

На следующем этапе районирования производилось последовательное сопоставление всех (для взятой группы станций) значений *г*<sup>(ml)</sup> с критическим значением коэффициента подобия, который был определен из выражения:

$$r_{\text{крит}} = \text{th } Z_{\text{крит}}$$
 при  $Z_{\text{крит}} = 3\sigma_Z$ . (6.5)

Здесь 
$$Z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r} - функция Фишера, а  $\sigma_Z = \frac{1}{\sqrt{N-3}} - \frac{1}{\sqrt{N-3}}$$$

стандартное отклонение величины Z, где N — объем выборки, определяемый порядком ковариационной матрицы  $||S_{\xi\xi}||$  (этот порядок для всего северного полушария равен 23 для матрицы  $||S_{tt}||$  и 15 для матрицы  $||S_{qq}||$ ).

В регионах, где отмечается большая пространственная изменчивость метеорологических величин, для оценки подобия собственных векторов  $F_1, F_2, \ldots, F_p$  был использован менее жесткий критерий:  $Z_{\text{крит}} = 2,5\sigma_Z$ , который все равно существенно жестче, чем критерий, рекомендованный в [2.29].

Путем сопоставления значений  $\tilde{r}^{(ml)}$  со значениями  $r_{крит}$  в каждом исследуемом регионе (для каждой группы станций) были выявлены все пары станций (элементы матрицы коэффициента подобия  $\tilde{r}^{(ml)}$ ), для которых выполнялось условие

$$\overline{\boldsymbol{r}}^{(ml)} \geqslant \boldsymbol{r}_{\mathrm{KPHT}}.$$
(6.6)

Эти пары станций и составили искомый квазиоднородный район. Из пар станций, для которых подобное условие не соблюдалось, выявлялись станции, относящиеся к другому (соседнему) квазиоднородному району.

Заключительным этапом выделения областей с аналогичными свойствами собственных векторов  $F_1, F_2, \ldots, F_p$  ковариационных матриц  $||S_{tt}||$  и  $||S_{qq}||$  явилось общее (для всего северного полушария) согласование границ квазиоднородных районов.

С этой целью на основе всех полученных матриц коэффициентов подобия  $\bar{r}^{(ml)}$  для каждой метеорологической величины (температуры и влажности воздуха) были построены дополнительно карты изокоррелят  $\bar{r}^{(ml)} = r_{крит}$  (при  $z_{крит}$ , равном  $3\sigma_z$  и 2,5 $\sigma_z$ ), которые позволили окончательно установить границы физико-географических районов, в которых характер случайных вариаций вертикальных профилей температуры и влажности воздуха является однородным по отношению к атмосферным процессам глобального и синоптического масштабов.

Наряду с пространственным районированием была проведена оценка и временной (в годовом ходе) устойчивости поля случайных вариаций величин  $t'(p_k)$  и  $q'(p_k)$  для каждой из рассматриваемых станций по той же методике, т. е. с помощью величин  $\bar{r}^{(ml)}$ , где m = l = 1, 4, 7, 10 — индекс месяца.

Подобное сопоставление позволило решить проблему получения одного обобщенного собственного базиса не только для какоголибо физико-географического района, но и для объединенных сезонов или года в целом. После того как была проведена классификация полей температуры и влажности воздуха с помощью естественных ортогональных функций  $F^m_{\alpha}$ , для каждого из выявленных районов или интервалов времени была сделана также количественная оценка значимости расхождения норм ковариационных матриц  $||S_{\xi\xi}|| - \lambda_1$  (при  $\alpha = 1$ ), с использованием критерия Кохрана [2.29]

$$G = \frac{S_I}{\sum_{m=1}^{M} S_m},$$
(6.7)

где  $S_i$  — наибольшая из M сравниваемых дисперсий (в нашем случае это наибольшая норма матрицы ||S||; M — число взятых дисперсий (норм матриц).

В тех случаях, когда отношение (6.7) было больше некоторого критического значения  $G_{\text{крит}}(f, M)$ , взятого при 5%-м уровне значимости и зависящего от числа степеней свободы f = k - 1(здесь k — порядок матрицы ||S||) и числа дисперсий M, отличие наибольшей из сравниваемых дисперсий (норм матриц) от остальных дисперсий считалось существенным. При  $G \leq G_{\text{крит}}(f, M)$ все сравниваемые нормы матриц ||S|| считались отличными друг от друга незначимо и случайно и относились к одному и тому же квазиоднородному району или временному интервалу.

Указанная дополнительная оценка позволила выявить на территории северного полушария квазиоднородные районы и периоды времени, внутри которых близкими являются не только главные собственные векторы, но и нормы ковариационных матриц температуры и влажности воздуха. А это значит, что в данных районах (периодах времени) и сами ковариационные матрицы являются вполне схожими и не зависят от пространственных (временных) координат.

После проведения всей процедуры объективной классификации для каждого выявленного физико-географического района, в котором поле вариаций  $t'(p_k)$  и  $q'(p_k)$  является однородным по отношению к процессам синоптического и глобального масштабов, были рассчитаны параметры региональных статистических моделей высотного распределения температуры и влажности. При этом данные параметры определялись с учетом результатов временного сопоставления ковариационных матриц  $\|S_{tt}\|$  и  $\|S_{qq}\|$ .

Региональные статистические модели содержат некоторый типичный вертикальный профиль  $\overline{\xi}^{(m)}$ , характеризующий среднее многолетнее распределение метеорологических величин с высотой над рассматриваемым квазиоднородным районом, и обобщенную ковариационную матрицу  $\|S^{(m)}_{\xi\xi}\|$  или собственный базис  $F^{(m)}_{1}$ ,  $F^{(m)}_{2}$ , ...,  $F^{(m)}_{p}$ , составленный из главных компонент разложения профиля  $\xi'(p_k)$  по естественным ортогональным функциям. При этом для построения модельных профилей  $\overline{\xi}^{(m)}$  нами была использована следующая процедура. Предварительно (с целью равномерного освещения наблюдениями всей территории квазиоднородного района) данные отдельных станций были сведены (путем картирования) в узлы пятиградусной географической сетки. Затем

по данным этой сетки рассчитывались значения  $\overline{\xi}^{(m)}$  (здесь m — число взятых для осреднения узлов пятиградусной сетки).

В построенных нами моделях наряду со средним региональным профилем используется обобщенная ковариационная матрица и ее собственный базис. В работе [23] был исследован вопрос о применимости этих параметров для адекватной оценки структуры вариаций  $\xi'(p_k)$  во всем рассматриваемом квазиоднородном районе и было показано, что замена матрицы отдельной станции модельной матрицей не приводит к существенному снижению точности представления этой структуры. Возникающие погрешности значительно меньше стандартной ошибки измерения метеорологической величины.

Таковы общие принципы и методические процедуры, которые были использованы при аэроклиматическом районировании северного полушария и адекватном описании вертикальной структуры полей температуры и влажности с помощью обобщенных параметров региональных статистических моделей.

# 6.2. Объективное климатическое районирование северного полушария на основе многомерных статистических характеристик комплекса температура—влажность

Перейдем теперь к рассмотрению основных результатов объективного климатического районирования северного полушария по температурно-влажностному комплексу, проведенного нами с помощью специальных статистических критериев, которые, как уже было сказано выше, учитывают особенности крупномасштабных вариаций температуры  $t'(p_k)$  и влажности  $q'(p_k)$  во всем исследуемом слое атмосферы, а не на ее отдельных уровнях.

Анализ имеющегося статистического материала показал, что по значениям коэффициента корреляции  $\bar{r}^{(ml)}$  между собственными векторами температуры и между собственными векторами влажности и по значениям критерия Кохрана G, использованного для оценки значимости расхождений норм отдельных ковариационных матриц, вся территория северного полушария может быть разделена на четыре основных климатических зоны (полярную — П, умеренную — У, субтропическую — С и тропическую — Т) с учетом широтных закономерностей радиационного режима и общей циркуляции атмосферы. Кроме того, в каждой зоне, исключая лишь полярную, можно выделить еще по меньшей мере четыре физико-географических района: два — на территории материков Евразии (Е) и Северной Америки (С) и два — в акваториях Тихого (Т) и Атлантического (А) океанов, в которых климат свободной атмосферы в значительной степени зависит от характера подстилающей поверхности. И, наконец, в некоторых частях северного полушария (особенно над материком Евразии и в тропической зоне) наряду с указанными районами удалось дополнительно выделить ряд подрайонов, где вертикальное распределение температуры и влажности воздуха имеет свои определенные региональные особенности.

Все это позволило выделить на территории северного полушария, как это видно из рис. 6.1, небольшое число квазиоднородных районов (20 — зимой и 17 — летом), где структура вариаций вертикальных профилей  $t'(p_k)$  и  $q'(p_k)$  является однородной в отношении атмосферных процессов глобального и синоптического масштабов.

В связи с тем что районирование северного полушария выполнялось нами в прикладных целях, а именно, для решения задач дистанционного зондирования окружающей среды из космоса, границы выявленных районов для удобства занесения их в оперативную память ЭВМ и последующего использования были несколько сглажены и привязаны к ближайшим параллелям и меридианам.

Зимой на территории северного полушария выявляются следующие квазиоднородные районы:

1. Полярная зона: Центрально-Арктический (ПЦ)<sup>1</sup>, Восточно-Арктический (ПВ), Западно-Арктический (ПЗ);

2. Умеренная зона: Атлантический (УА), Южно-Европейский (УЕю), Западно-Сибирский (УЕз), Среднеазиатский (УЕс), Восточно-Сибирский (УЕв), Монголо-Приморский (УЕм), Тихоокеанский (УТ), Северо-Американский (УС);

3. Субтропическая зона: Атлантический (СА), Евроазиатский (СЕ), Тихоокеанский (СТ), Северо-Американский (СС);

4. Тропическая зона: Атлантический (ТА), Северо-Африканский (ТС), Южно-Азиатский (ТЮ), Западно-Тихоокеанский (ТТз), Восточно-Тихоокеанский (ТТв).

Летом число квазиоднородных районов несколько меньше, чем зимой, так как их площади в умеренных и полярных широтах северного полушария несколько увеличиваются. А именно, летом выделяются следующие квазиоднородные районы (см. рис. 6.1):

1. Полярная зона: Центрально-Арктический (ПЦ);

2. Умеренная зона: Атлантический (УА), Евроазиатский (УЕ), Тихоокеанский (УТ), Северо-Американский (УС);

3. Субтропическая зона: Атлантический (СА), Средиземноморский (СЕс), Центрально-Азиатский (СЕц), Западно-Тихоокеанский (СТз), Восточно-Тихоокеанский (СТв), Северо-Американский (СС);

4. Тропическая зона: Атлантический (ТА), Северо-Африканский (ТС), Южно-Азиатский (ТЮ), Западно-Тихоокеанский

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Первая буква в условных индексах обозначает широтную климатическую зону, вторая — физико-географический район и третья — подрайон этой широтной зоны.

(ТТз), Восточно-Тихоокеанский (ТТв), Центрально-Американский (ТЦ).

Подробное рассмотрение результатов аэроклиматического районирования северного полушария, проведенного с помощью специальных критериев объективной классификации аэрологических полей, позволило установить, что эти критерии довольно четко



Рис. 6.1. Квазиоднородные рай а-зима, б-лето; 1-границы квазиоднородных районов, 2-положение нальных потоков тепле

учитывают главные особенности общей циркуляции атмосферы, которые характерны для того или иного физико-географического района. Сказанное подтверждается прежде всего тем, что широтное положение границ выявленных квазиоднородных районов, как показал анализ, совпадает с положением планетарных высотных фронтальных зон (ПВФЗ), являющихся, как известно, важнейшим элементом в системе общей циркуляции атмосферы.

Из табл. 6.1, содержащей сведения о широтном положении ПВФЗ разных типов [4.2] и полученные нами данные о положении границ климатических зон, следует, что южная граница полярной зоны независимо от сезона достаточно хорошо совпадает с положением арктической ПВФЗ. Отклонение от нее по широте на отдельных меридианах не превышает 1—2°. Такое же совпадение характерно и для умеренной и субтропической зон, но только для зимнего периода, когда широтное положение их южных границ определяется соответственно средним положением южной ветви ПВФЗ умеренных широт и субтропической ПВФЗ. Летом в связи



оны северного полушария.

пассатных и тропических фронтов по [3.27], 3 — области обращения меридиои влаги [16, 27].

со значительным смещением обеих ПВФЗ к северу и частым их слиянием друг с другом (более чем в половине всех случаев [4.2]) южная граница умеренной зоны расположена несколько южнее (в среднем на 3°) оси ПВФЗ умеренных широт, а южная граница субтропической зоны довольно точно совпадает со средней высотой, на которой происходит смена западного переноса в свободной атмосфере на восточный [4, 5, 18].

Меридиональные границы выявленных районов, как правило, также совпадают — либо с зонами наибольших контрастов температуры, возникающих в свободной атмосфере на границе континентов и океанов [2.47]; либо с зонами конвергенции потоков

# Широтное положение ПВФЗ и границ климатических зон на различных меридианах северного полушария

			3	Вима			1					
Типы ПВФЗ и климатических зон северного полушария			Mep	идиан			Сред- нее					
	0	60	120	180		-60						
1. ПВФЗ												
Арктическая Умеренная Субтропическая Граница западного и восточ- ного переноса	77 44 27 8	71 40 28 11	67 34 29 9	70 37 30 6	64 44 31 8	64 39 30 6	68 40 29 8					
2. Климатическая зона												
Полярная Умеренная Субтропическая	75 40 25	70 40 25	70 40 30	70 40 30	65 40 25	$55 \\ 40 \\ 25$	67 40 27					
Лето												
Типы ПВФЗ и климатических зон северного полушария		Сред- нее										
	0	60	120	180	-120	-60						
	1.	ПВФЗ										
Арктическая Умеренная Субтропическая Граница западного и восточ- ного переноса	$     \begin{array}{r}       69 \\       48 \\       40 \\       25     \end{array} $	77 49 42 27	76 49 41 30	74 48 44 25	76 48 40 27	66 45 41 25	73 48 42 27					
2. 1	Слимат	ическа	я зона									
Полярная Умеренная Субтропическая	75 45 25	75 45 30	75 45 30	65 45 25	70 45 25	70 45 25	71 45 27					

Примечание. Здесь и далее знаком минус обозначена западная долгота.

тепла и влаги, обнаруженных в тропосфере [17] (наиболее четко это прослеживается над континентом Евразии зимой); либо с пассатными и отчасти тропическими фронтами (см. рис. 6.1, кривые 2); либо с областями обращения меридиональных турбулентных потоков тепла и влаги (см. на рис. 6.1 области 3), наиболее часто наблюдающегося в низких широтах.

Таким образом, предложенная нами методика объективной классификации аэрологических полей, основанная на использовании специальных статистических критериев, по-существу, исходит, как и классификация климата Алисова [3], из условий общей циркуляции атмосферы и, следовательно, дополняет ее применительно к свободной атмосфере.

Перейдем теперь к рассмотрению задачи временного обобщения матриц  $||S_{tt}||$  и  $||S_{qq}||$ , полученных для каждого месяца. С этой целью необходимо провести для каждого квазиоднородного рай-



Рис. 6.2. Временная корреляционная функция между собственными векторами температуры  $r_{tt}(F^m_{\alpha}, F^l_{\alpha})(a)$  и влажности  $r_{qq}(F^m_{\alpha}, F(F^l_{\alpha})(b))$  для районов: ПЦ (1), УА (2) и ТС (3).

она, выявленного в процессе аэроклиматического районирования, оценку временной устойчивости структуры случайных вариаций вертикальных профилей  $t'(p_k)$  и  $q'(p_k)$ .

На рис. 6.2 приведены в качестве примера временные корреляционные функции  $\bar{r}_{tt}(F^m_{\alpha}, F^l_{\alpha})$  и  $\bar{r}_{qq}(F^m_{\alpha}, F^l_{\alpha})$  (здесь m=l==1, 2, ..., 12 — символ месяца), построенные для января и июля по данным трех типичных станций: Туле, судна погоды С (52° с. ш., 36° з. д.) и Адена. Эти станции расположены в трех квазиоднородных районах (ПЦ, УА, ТС), которые представляют полярную, умеренную и тропическую зоны северного полушария.

Аналогичные функции (средневзвешенные коэффициенты подобия) были получены и проанализированы нами для всех использованных пунктов зондирования, находящихся в различных квазиоднородных районах, но в настоящей работе они не приводятся из-за громоздкости материала.

Анализ рис. 6.2, а также сопоставление рассчитанных величин  $\bar{r}_{tt}(F_{\alpha}^{(m)}, F_{\alpha}^{(l)})$  и G с соответствующими критическими значениями коэффициента подобия и критерия Кохрана показали, что для описания случайных вариаций вертикальных профилей  $t'(p_k)$  во все сезоны года и для всего северного полушария достаточно иметь не более четырех климатических моделей, построенных по данным за январь, апрель, июль и октябрь. А севернее 35—40° с. ш., исключая лишь районы ПВ и УЕв, т. е. Восточный сектор Советской Арктики и Восточную Сибирь, можно использовать даже две модели, полученные по данным за январь и июль.

При этом климатическая модель атмосферы по температуре, построенная для января, может быть использована также с ноября по март в полярной зоне (районы ЦП и ПЗ), в умеренной (районы УА, УЕю, УЕз, УЕс, УЕм, УТ, УС), в субтропической зоне (районы СА, СЕ, СТ, СС), в тропической зоне (районы ТА, TC, ТЮ, ТТз, ТТв).

В двух районах северного полушария — в Восточно-Арктическом (ПВ) и Восточно-Сибирском (УЕв), где устойчивый характер зимней атмосферной циркуляции во всем рассматриваемом слое атмосферы отмечается непродолжительное время, январская модель высотного распределения температуры может быть использована только с декабря по февраль.

В то же время климатическая модель атмосферы по температуре, построенная по данным за июль, может применяться с апреля по октябрь в полярной зоне (район ПЦ), в умеренной зоне (район УА, УЕ, УТ, УС), в субтропической зоне (районы СА, СЕс, СЕц, СТз, СТв, СС) и с июля по август в тропической зоне (районы ТА, ТС, ТЮ, ТТз, ТТв, ТЦ).

Вариации температурных профилей в остальные месяцы, если они не могут быть описаны указанными моделями, оцениваются с помощью моделей атмосферы, построенных по данным за апрель и октябрь.

В отличие от температуры для описания случайных вариаций вертикальных профилей влажности воздуха, как показал анализ рис. 6.2 и имеющихся в нашем распоряжении данных о  $\bar{r}_{qq}(F^{(m)}_{\alpha}, F^{(l)}_{\alpha})$  и G, необходимо иметь почти повсеместно две климатические модели атмосферы, построенные по данным за январь и июль. При этом январская модель может быть использована с ноября по март, а июльская — в остальное время года. Лишь в Восточно-Арктическом и Восточно-Сибирском квазиоднородных районах, как и в случае с температурой, январская модель высотного распределения влажности воздуха может быть использована только с декабря по февраль. В другие месяцы здесь необходимо применять июльскую модель.

Подводя итоги сказанному, можно с уверенностью констатировать, что метод главных компонентов действительно имеет ряд важных преимуществ при использовании его в целях малопараметрического описания крупномасштабной структуры метеорологических полей.

Этот метод позволил нам выделить на территории северного полушария небольшое число квазиоднородных районов, в пределах которых поле случайных вариаций вертикальных профилей температуры и влажности является однородным в отношении атмосферных процессов синоптического и глобального масштабов. Указанный метод, как будет показано ниже, позволил также довольно успешно провести малопараметрическое описание крупномасшатбной структуры полей температуры и влажности с помощью небольшого числа осредненных статистических характеристик, представляющих собой параметры региональных климатических моделей атмосферы.

Наконец, он дал возможность значительно сократить объем априорной статистической информации о вертикальной структуре атмосферы, которая необходима для решения большого круга прикладных задач и, в частности, задач дистанционного зондирования окружающей среды из космоса.

## 6.3. Главные особенности региональных климатических моделей высотного распределения температуры и влажности воздуха

Вторым важным этапом проведенных нами статистических разработок по классификации климатических условий в свободной атмосфере был этап, связанный с построением и анализом региональных моделей высотного распределения температуры и влажности, которые адекватным образом характеризуют температурновлажностный режим тропосферы и стратосферы в различных квазиоднородных районах северного полушария.

#### 6.3.1. Региональные климатические модели высотного распределения температуры

Для анализа рассматриваемых моделей воспользуемся данными [32], а также другими статистическими материалами, полученными нами и содержащими статистические параметры (вертикальные профили средних значений температуры  $\bar{t}^{(m)}(p_k)$ , автокорреляционные матрицы  $\|R_{tt}^{(m)}(p_i, p_j)\|$  и собственные ортонормированные базисы  $F_1^{(m)}$ ,  $F_2^{(m)}$ , ...,  $F_4^{(m)}$ ) ряда моделей, построенных для типичных (континентальных и океанических) квазиоднородных районов различных широтных зон северного полушария. В качестве примера некоторые из них показаны на рис. 6.3.

Анализ показал, что среднее распределение температуры воздуха с высотой в атмосфере северного полушария подвержено значительным колебаниям в зависимости от сезона и физико-географического положения квазиоднородного района.

При этом региональные вертикальные профили средней температуры, полученные для отдельных квазиоднородных районов, существенно отличаются от стандартных профилей  $\bar{t}(p)$ , приведенных в таблицах справочных моделей атмосферы (см., например, [1.81, 5.101]) или в стандартной атмосфере [1.9], используемой в СССР в качестве государственного стандарта.

В табл. 6.2 приведены отклонения средней температуры, характерной для атмосферы отдельных квазиоднородных районов, от температуры по справочной модели атмосферы США 1976 г. [5.101], которая описывает среднее распределение температуры и влажности воздуха с высотой в полярной, умеренной и тропической зонах и широко используется при выполнении многих расчетов, связанных с оценкой поглощения оптического излучения атмосферными газами.

Как следует из табл. 6.2, наибольшие различия между средней температурой отдельных квазиоднородных районов северного полушария и температурой по справочной модели США имеют место зимой в пограничном слое атмосферы полярных, кроме района ПЦ, и умеренных широт, причем средняя температура в этом слое над рядом квазиоднородных районов (таких, как например, УЕз, УЕв и УЕм) может быть ниже стандартной температуры на 30—40 °С и более. В средней тропосфере тех же широт отклонения  $\Delta \overline{t} = \overline{t}^{(m)} - \overline{t}_{cT}$  (здесь  $\overline{t}^{(m)}$  — средняя температура квазиоднородного района, а  $\overline{t}_{cT}$  — температура по стандартной (справочной) атмосфере) несколько уменьшаются, но все же они могут достигать здесь —15... —20 °С (например, в районах УЕм и УЕв). Значительные отклонения средней температуры региональных

Значительные отклонения средней температуры региональных моделей от температуры справочной атмосферы отмечаются в стратосфере также и зимой. При этом наибольшие отклонения  $\Delta t$  (от —12 до —20°С) имеют место в некоторых квазиоднородных районах полярных и умеренных широт (районы ПЦ, УА, УЕз).

Летом в тропосфере средняя температура в выявленных нами квазиоднородных районах выше температуры справочной атмосферы, причем наибольшие положительные отклонения (до 10— 20°С) отмечаются в пограничном слое и в средней тропосфере полярных и субтропических широт (районы ПЦ, СА, СЕс, СЕц, СТз, СТв, СС). Лишь в тропической зоне летом (и только в нижней стратосфере) имеют место небольшие отрицательные (—3... —6°С) отклонения средней температуры некоторых районов от температуры справочной атмосферы.

В отличие от тропосферы в стратосфере летом положительные отклонения  $\Delta t$  преобладают в основном над полярными



Рис. 6.3. Примеры региональных климатических моделей высотного распределения температуры для некоторых квазиоднородных районов северного полушария: ПЦ (1), УА (2), СА (3) и ТА (4). Зима.

#### Таблица 6.2

# Отклонения средней температуры ( $\Delta t^{-\circ}$ C) и влажности ( $\Delta q^{-\infty}$ ) атмосферы разных квазиоднородных районов северного полушария от температуры и влажности справочной модели США 1976 г. [5.101]

	Стандартный уровень, гПа										
Индекс района		1000		850		500	200	100	10		
	$\Delta \overline{t}$	$\Delta \overline{q}$	$\Delta \overline{t}$	$\Delta \overline{q}$	$\Delta \overline{t}$	$\Delta \overline{q}$	$\Delta \overline{t}$	$\Delta \overline{t}$	$\Delta \overline{t}$		
		<u> </u>		Зима			·				
ПЦ ПВ ИЗ УА УЕю УЕв УЕв УЕ УЕ УС СА СС СС СС СС ТС ТС ТС ТС ТС ТС ТС ТС	$ \begin{vmatrix} -4 \\ -16 \\ -11 \\ -12 \\ -28 \\ -15 \\ -48 \\ -31 \\ -18 \\ -19 \\ 1 \\ -1 \\ -3 \\ -5 \\ -2 \\ -4 \\ -2 \\ -4 \end{vmatrix} $	$ \begin{vmatrix} -0,3\\ -0,7\\ -0,4\\ -2,3\\ -2,2\\ -4,9\\ -3,4\\ -5,9\\ -5,3\\ -4,2\\ 2,1\\ -0,5\\ 2,0\\ -0,6\\ -2,6\\ -2,6\\ -8,2\\ -4,7\\ 0,2\\ -0,9 \end{vmatrix} $	$ \begin{vmatrix} -3 \\ -11 \\ -7 \\ -10 \\ -8 \\ -27 \\ -24 \\ -15 \\ -11 \\ -1 \\ 4 \\ -2 \\ 0 \\ -6 \\ -4 \\ -4 \\ -5 \end{vmatrix} $	$\begin{array}{c} -0,3\\ -0,4\\ -0,3\\ -1,9\\ -1,5\\ -3,1\\ -2,3\\ -3,9\\ -3,6\\ -2,8\\ -2,8\\ -2,4\\ 0,0\\ -1,3\\ -0,4\\ -0,6\\ -2,0\\ -5,3\\ -2,5\\ -1,9\\ -1,2\end{array}$	$ \begin{vmatrix} -5 \\ -8 \\ -4 \\ -5 \\ -4 \\ -12 \\ -5 \\ -11 \\ -12 \\ -5 \\ -11 \\ -2 \\ 2 \\ 6 \\ 6 \\ -1 \\ 0 \\ -1 \\ 1 \\ 0 $	$\left \begin{array}{c} -0,1\\ -0,2\\ -0,1\\ -0,7\\ -0,6\\ -0,9\\ -0,7\\ -1,0\\ -0,9\\ -0,8\\ -0,5\\ -0,4\\ -0,5\\ -0,3\\ -0,4\\ -0,5\\ -0,5\\ -0,1\\ -0,2\\ -0,4\\ \end{array}\right $	$ \begin{vmatrix} -2 \\ -2 \\ -2 \\ -3 \\ -3 \\ -4 \\ -3 \\ -2 \\ 5 \\ 1 \\ -2 \\ -3 \\ 0 \\ 2 \\ 0 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -1 \\ -2 \end{vmatrix} $	$ \begin{array}{c} -8\\-4\\0\\-3\\-5\\-2\\-1\\6\\4\\-7\\-13\\-9\\-12\\2\\-1\\-1\\-2\\1\end{array} $	$\begin{array}{c} -20\\ -7\\ -2\\ -12\\ -2\\ -13\\ -8\\ -1\\ 5\\ -7\\ -2\\ 0\\ -3\\ 1\\ -7\\ -7\\ -10\\ -3\\ -6\end{array}$		
				Лета							
ПЦ УА УЕ УТ СА ССА СЕ $c$ СС $T_3$ СС ТА ТС ТГО ТТ $_3$ ТТ $_8$ ТЦ	$\begin{array}{c} 20 \\ 1 \\ 0 \\ 4 \\ 5 \\ 7 \\ 9 \\ 13 \\ 11 \\ 5 \\ 8 \\ -4 \\ 4 \\ -1 \\ -3 \\ -2 \\ -1 \end{array}$	$\begin{array}{c} 3,3\\0,4\\1,4\\0,6\\0,0\\5,9\\5,9\\3,9\\8,3\\4,1\\6,7\\-0,2\\-0,8\\3,0\\2,5\\-1,2\\2,0\end{array}$	$ \begin{array}{c} 16\\0\\2\\-1\\2\\7\\12\\13\\11\\10\\-3\\5\\-2\\-3\\-6\\-3\end{array} $	$\begin{array}{c} 2,2\\ 0,1\\ 1,4\\ 0,6\\ 0,3\\ 1,8\\ 2,0\\ 4,8\\ 4,7\\ 0,2\\ 4,0\\ -0,5\\ 0,6\\ 1,5\\ -0,3\\ -1,6\\ 0,1\\ \end{array}$	$ \begin{array}{c} 15 \\ 4 \\ 6 \\ 2 \\ 1 \\ 13 \\ 11 \\ 17 \\ 15 \\ 13 \\ 11 \\ 0 \\ -1 \\ 2 \\ 1 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ \end{array} $	$\begin{array}{c} 0,4\\ -0,1\\ 0,0\\ -0,2\\ -0,3\\ -0,1\\ 0,7\\ 1,0\\ -0,3\\ 0,3\\ 1,3\\ 1,5\\ 2,0\\ 0,7\\ -0,5\\ 0,3\\ \end{array}$	$ \begin{array}{c} 12\\ 6\\ 7\\ 8\\ 1\\ 5\\ 6\\ 3\\ 1\\ -1\\ 0\\ -1\\ -3\\ -2\\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 13\\ 6\\ 9\\ 8\\ 10\\ -6\\ -9\\ -17\\ -12\\ -8\\ -2\\ 2\\ -1\\ 1\\ 4\\ 9\\ 1 \end{array} $	$\begin{array}{c} 24\\ 16\\ 21\\ 24\\ 25\\ 7\\ 6\\ 4\\ 5\\ 6\\ -2\\ -8\\ -5\\ -4\\ -5\\ -4\\ -5\end{array}$		

и умеренными широтами, причем они могут достигать 20—25°С. В субтропических и тропических широтах в стратосфере наблюдаются чаще отрицательные значения  $\Delta \bar{t}$  (до —15°С и даже более, как, например, в районе СЕц на уровне 100 мбар).

Отмеченные выше отклонения температуры региональных моделей от температуры справочной атмосферы необходимо учитывать при решении большого круга задач, и в первую очередь при дистанционной оценке оптико-физических параметров воздушной среды и подстилающей поверхности.

Для полной характеристики вертикальной структуры любого метеорологического поля (в том числе и поля температуры) одного среднего климатического профиля недостаточно, так как такой профиль не несет никакой информации о случайных вариациях физических параметров воздушной среды в различных слоях атмосферы. Используем для описания этих вариаций собственные ортонормированные базисы  $F_1^{(m)}$ ,  $F_2^{(m)}$ , ...,  $F_4^{(m)}$ , составленные из главных членов разложения профиля  $t'(p_k)$  по е. о. ф. и полученные по данным осредненных ковариационных матриц температуры  $\|S_{tm}^{(m)}(p_i, p_j)\|$ .

Анализ статистических материалов отчетливо показывает, что уже трехпараметрическая модель атмосферы, представленная тремя первыми собственными векторами матрицы  $||S_{tt}^{(m)}(p_i, p_i)||$ , позволяет почти на всем северном полушарии, кроме тропической зоны, получить адекватное представление о структуре вертикальных профилей температуры  $t'(p_k)$  с погрешностью до 7—22 % зимой и 10—25 % летом. Приведенная погрешность здесь и ниже относится к характеристике остаточных дисперсий, которые получаются после исключения случайных вариаций температуры в направлении первых трех (или более) собственных векторов.

Некоторое уменьшение точности представления вертикальной статистической структуры поля температуры с помощью региональных малопараметрических моделей, имеющее место в годовом ходе, говорит о том, что от зимы к лету к северу от 20—25° с. ш. роль крупномасштабных общециркуляционных процессов в формировании температурного режима атмосферы существенно ослабевает, а роль мезомасштабных процессов, обусловленных причинами местного характера, наоборот, возрастает.

В тропической зоне северного полушария, в отличие от полярных и умеренных широт, точность представления статистической структуры вертикальных профилей  $t'(p_k)$  с помощью той же трехпараметрической модели значительно ниже (погрешность в течение всего года не превышает 26-38%).

При использовании четырехпараметрической модели атмосферы точность аппроксимации значительно повышается, погрешность ее составляет соответственно 4—15 % зимой (в тропиках 15— 28 %) и 6—18 % летом (в тропиках 29—30 %).

В заключение отметим, что собственные векторы осредненных ковариационных матриц температуры, которые были взяты нами

для построения региональных климатических моделей атмосферы, имеют те же характерные черты, что и собственные векторы, полученные по данным ковариационных матриц отдельных станций. Это хорошо видно из сопоставления трех первых собственных векторов матриц  $||S_{tt}^{(m)}(p_i, p_i)||$ , приведенных на рис. 6.4, с соответствующими векторами, рассчитанными для различных станций северного полушария (см. п. 3.4.1). Поэтому мы не считаем целесообразным более подробно описывать вертикальный ход компонент указанных векторов.

Таковы некоторые из особенностей построенных нами региональных климатических моделей высотного распределения температуры.

#### 6.3.2. Региональные климатические модели высотного распределения влажности воздуха

Особенности региональных климатических моделей высотного распределения влажности воздуха можно проследить по данным работы [32] и рис. 6.4, содержащего обобщенные характеристики (средние вертикальные профили  $\bar{q}^{(m)}(p_k)$  и собственные ортонормированные базисы  $F_{1}^{(m)}$ ,  $F_{2}^{(m)}$ , ...,  $F_{4}^{(m)}$  региональных моделей влажности, взятых для тех же (что и в случае с температурой) наиболее показательных квазиоднородных районов.

В частности, анализ средних вертикальных профилей влажности, полученных для разных районов, показывает, что для зимней и летней тропосферы северного полушария, как и следовало ожидать, характерно уменьшение значений  $\bar{q}^{(m)}$  с высотой, причем концентрация водяного пара на уровне 400 гПа (~7 км) более чем на порядок меньше, чем у земной поверхности. Зимой в пограничном слое атмосферы над центральными областями холодных континентов Евразии и Северной Америки, а также над Арктикой (районы ПЦ, ПВ, ПЗ, УЕз, УЕв, УЕм и УС) отмечается существенное увеличение  $\bar{q}^{(m)}$  с высотой.

Влагосодержание атмосферы существенно изменяется также и по районам, причем зимой вблизи земной поверхности оно может изменяться почти на два порядка — от 0,20 ‰ в Восточном секторе Советской Арктики (район ПВ) до 16,10 ‰ над западной частью Тихого океана (район ТТз). К лету эти различия значительно уменьшаются и  $\bar{q}^{(m)}$  на нижней границе тропосферы изменяется от района к району лишь в 4,5 раза (от 4,12 до 18,87 ‰).

Региональные климатические модели влажности значительно отличаются от справочных моделей атмосферы, разработанных в США (см. табл. 6.2), причем наибольшие различия между ними отмечаются зимой в полярной и умеренной зонах. Так, например, по данным справочной модели США концентрация водяного пара ( $\bar{q}_{cr}$ ) в нижней тропосфере полярных широт должна быть равной 0,9—1,0 % [5.101], а по данным региональных климатиче-

ских моделей ( $\bar{q}^{(m)}$ ) она существенно ниже и не превышает 0,6‰, а в Восточной Арктике (район ПВ)— даже 0,4‰ [32]. Еще большие различия между  $\bar{q}^{(m)}$  и  $\bar{q}_{c\tau}$  отмечаются в нижней тропосфере умеренных широт, особенно над восточной частью континента Евразии (районы УЕв и УЕм). Здесь, согласно среднезональной справочной модели, концентрация водяного пара должна быть равной 4,4—6,2‰, по данным региональных моделей, она составляет всего в этих районах 0,3—0,8‰.

К лету различия между влагосодержанием атмосферы, оцененным с помощью моделей, построенных для квазиоднородных районов, и справочной модели США, несколько уменьшаются, причем отклонения  $\Delta \bar{q} = \bar{q}^{(m)} - q_{\rm cT}$  становятся преимущественно положительными. Но эти различия по-прежнему достаточно велики в нижней тропосфере полярных широт (до 2,0—3,3‰) и довольно заметны в субтропической зоне (например, в районах СА и СТ). Так, согласно региональным моделям, средняя концентрация водяного пара здесь составляет 8,1—8,3‰, а по данным моделей США она не более 6,2‰.

В отличие от региональной модели температуры, климатическая модель высотного распределения влажности позволяет определить структуру случайных вариаций вертикальных профилей  $q'(p_k)$  с более высокой точностью.

Действительно, из анализа имеющихся в нашем распоряжении материалов хорошо видно, что на всей территории северного полушария независимо от сезона уже трехпараметрическая модель влажности позволяет описывать вариации  $q'(p_k)$  с погрешностью 1-17 %, четырехпараметрическая модель описывает их с относительной погрешностью не более 8—10 %.

Таким образом, в формировании поля случайных вариаций влажности в тропосфере северного полушария большую роль играют крупномасштабные процессы, обусловленные общей циркуляцией атмосферы, а не процессы, связанные с влиянием местных физико-географических условий рассматриваемого района.

Рассмотрим особенности вертикального хода собственных векторов влажности  $F^{(m)}_{\alpha}$ . Из рис. 6.4 хорошо видно, что три первых собственных вектора влажности, использованные для построения малопараметрических моделей, имеют те же характерные черты, что и собственные векторы матриц  $||S_{qq}(p_i, p_j)||$ , полученных для отдельных станций (см. раздел 3.5.2).

Резюмируя сказанное, подчеркнем, что описанные региональные климатические модели высотного распределения температуры и влажности воздуха, несмотря на свою простоту и малый объем обобщенных данных, использованных для их построения, дают вполне адекватное представление об особенностях статистической структуры вертикальных профилей  $t(p_k)$  и  $q(p_k)$ над тем или иным квазиоднородным районом северного полушария.



Рис. 6.4. Примеры региональных климатических моделей высотного распределения влажности для некоторых квазиоднородных районов северного полушария: ПЦ (1), УА (2), СА (3) и ТА (4). Зима.

## 6.4. О точности описания вертикальной структуры атмосферы региональной климатической моделью

Остановимся коротко на некоторых результатах численного эксперимента по оценке локальных (на отдельных уровнях атмосферы) погрешностей аппроксимации вертикальных профилей  $\xi'(p_k)$ , возникающих при описании их с помощью региональных статистических моделей.

Мы рассмотрим аппроксимацию лишь вектора  $t'(p_k)$ , поскольку, как показано в [2.21], для него по сравнению с вектором  $q'(p_k)$  (при одном и том же значении k) отмечается более слабая сходимость оптимального разложения.

В табл. 6.3 приведены локальные средние квадратические ошибки определения температурного профиля по данным климатических моделей атмосферы  $\sigma_i$  (i = 1, 2, 3, 4), рассчитанные за январь и июль для четырех станций: Коппермайн, Москва, Ашхабад и Аден, характерных для различных физико-географических районов северного полушария. Для сравнения в этой таблице даны также дисперсии температуры  $\sigma_0$ , оцененные по исходной выборке наблюдений, и средние квадратические погрешности измерения ее радиозондом  $\varepsilon_0$ , заимствованные из [2.32].

Анализ табл. 6.3 показывает, что локальные ошибки определения профиля температуры уже после исключения ее вариаций, соответствующих трем первым векторам, почти на всем северном полушарии, исключая лишь полярные и тропические широты, в основном меньше средней квадратической погрешности стандартных измерений этой метеорологической величины радиозондом. В полярной и тропической зонах для точной оценки температурного профиля необходимо использовать четырехкомпонентную климатическую модель атмосферы. Правда, в некоторых случаях и такая модель дает здесь несколько большую погрешность, чем стандартные радиозондовые измерения. Однако эта погрешность не столь велика и нигде не превышает критерия отбраковки данных температуры (1°С для тропосферы и 2°С для стратосферы), который был установлен ВМО для температурного зондирования атмосферы.

Все сказанное позволяет сделать вывод, что для решения большого круга прикладных задач, где требуется ограниченное число климатических характеристик, не допускающих существенной потери точности и сохраняющих возможность глобального описания метеорологического поля, целесообразней пользоваться не статистическими данными по отдельным станциям или квадратам, а комплексом обобщенных оптимальным образом климатических показателей, представляющих собой параметры региональных статистических моделей.

Правильность такого вывода подтверждают и результаты численных экспериментов по оценке эффективности использования этих моделей при решении задач дистанционного зондирования атмосферы из космоса (см. п. 6.5).

#### Таблица 6.3 Средние квадратические отклонения ( $\sigma_0$ ) и средние квадратические ошибки определения температуры по данным трех- ( $\sigma_1$ ), четырех- ( $\sigma_2$ ), пяти- ( $\sigma_3$ ) и шестикомпонентных ( $\sigma_4$ ) статистических моделей, а также погрешности измерения ее радиозондом $\varepsilon_0$

_			Изо	баричес	кая по	верхнос	сть, гП	a			Папа
Станция	Земля	850	700	500	400	300	200	150	100	50	метр
				Ян	іварь						
Коппермайн	7,3 1,0 0,6 0,5 0,4	5,6 0,6 0,5 0,4 0,4	5,7 0,4 0,4 0,4 0,4	5,2 0,4 0,3 0,3 0,3	4,5 0,7 0,6 0,6 0,4	3,7 0,8 0,6 0,5 0,3	3,8 0,3 0,2 0,2 0,2 0,2	3,9 0,2 0,2 0,2 0,2 0,1	4,3 1,0 0,9 0,8 0,7	4,9 1,3 1,0 0,1 0,0	σ <sub>0</sub> σ <sub>1</sub> σ <sub>2</sub> σ <sub>3</sub> σ <sub>4</sub>
Моск <b>ва</b>	7,6 0,5 0,3 0,2 0,1	5,3 0,5 0,4 0,3 0,2	$5,3 \\ 0,5 \\ 0,4 \\ 0,3 \\ 0,2$	4,8 0,6 0,4 0,3 0,2	4,1 0,7 0,2 0,1 0,1	2,9 0,3 0,1 0,1 0,0	$\begin{array}{c} 6,5\\ 0,3\\ 0,2\\ 0,1\\ 0,0 \end{array}$	5,4 0,2 0,1 0,0 0,0	$6,2 \\ 0,3 \\ 0,2 \\ 0,1 \\ 0,0$	7,2 0,4 0,3 0,2 0,1	σ0 σ1 σ2 σ3 σ4
<b>Аш</b> хабад	$\begin{array}{c} 6,6\\ 0,5\\ 0,2\\ 0,1\\ 0,0 \end{array}$	$6,6 \\ 0,5 \\ 0,5 \\ 0,4 \\ 0,2$	5,6 0,3 0,2 0,2 0,2	4,4 0,4 0,3 0,3 0,2	4,0 0,4 0,4 0,3 0,2	3,2 0,4 0,3 0,2 0,2	4,3 0,5 0,4 0,2 0,2	3,1 0,4 0,3 0,2 0,2	$3,1 \\ 0,7 \\ 0,3 \\ 0,2 \\ 0,1$	3,3 0,8 0,3 0,1 0,1	0 0 0 2 0 3 0 4
Аден	1,8 0,8 0,4 0,4 0,4	1,9 0,3 0,3 0,2 0,2	1,50,50,40,30,2	1,30,60,50,40,4	$1,4 \\ 0,5 $	$1,3 \\ 0,5 \\ 0,5 \\ 0,5 \\ 0,4$	1,5 0,3 0,3 0,3 0,2	1,6 0,2 0,2 0,1 0,1	2,50,90,40,40,1	3,9 0,1 0,1 0,1 0,1 0,1	σ <sub>0</sub> σ <sub>1</sub> σ <sub>2</sub> σ <sub>3</sub> σ <sub>4</sub>
	1 1		1	' И	юль	I	I	1	1	1	l
Коппермайн	4,3 0,8 0,5 0,2 0,1	4,3 0,1 0,1 0,0 0,0	3,2 0,2 0,2 0,1 0,1	3,2 0,4 0,3 0,2 0,2	$ \begin{array}{c c} 3,3\\0,4\\0,2\\0,2\\0,1\\\end{array} $	$\begin{array}{c c} 3,0\\ 0,9\\ 0,5\\ 0,2\\ 0,1 \end{array}$	$\begin{array}{c} 4,1 \\ 0,3 \\ 0,3 \\ 0,1 \\ 0,0 \end{array}$	1,9 0,6 0,5 0,1 0,1	$ \begin{array}{c} 1,4\\0,5\\0,5\\0,5\\0,5\\0,5\end{array} \end{array} $	$ \begin{array}{c c} 1,1\\0,5\\0,5\\0,5\\0,5\\0,5\end{array} \end{array} $	$egin{array}{c} \sigma_0 \ \sigma_1 \ \sigma_2 \ \sigma_3 \ \sigma_4 \end{array}$
Моск <b>ва</b>	4,6 0,3 0,2 0,1 0,0	3,5 0,5 0,1 0,1 0,0	2,9 0,3 0,3 0,2 0,0	3,0 0,2 0,1 0,1 0,0	$\begin{array}{c} 3,1 \\ 0,2 \\ 0,1 \\ 0,1 \\ 0,0 \end{array}$	$\begin{array}{c} 2,9\\ 0,3\\ 0,2\\ 0,1\\ 0,0 \end{array}$	$\begin{array}{c} 4,9\\ 0,3\\ 0,2\\ 0,1\\ 0,0 \end{array}$	2,9 0,3 0,2 0,1 0,1	2,30,60,40,10,0	$ \begin{array}{c} 1,7\\0,3\\0,2\\0,1\\0,0\end{array} $	$ \begin{array}{c} \sigma_0 \\ \sigma_1 \\ \sigma_2 \\ \sigma_3 \\ \sigma_4 \end{array} $
Ашхабад	4,0 0,3 0,2 0,1 0,0	2,9 0,5 0,2 0,1 0,0	2,7 0,5 0,2 0,1 0,0	2,8 0,4 0,2 0,1 0,0	3,6 0,2 0,2 0,0 0,0	$\begin{array}{c} 2,5 \\ 0,4 \\ 0,3 \\ 0,1 \\ 0,0 \end{array}$	1,90,40,20,20,1	$\begin{array}{c} 2,0\\ 0,4\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,1 \end{array}$	2,9 0,7 0,3 0,3 0,2	$\begin{array}{c} 3,0 \\ 0,4 \\ 0,4 \\ 0,2 \\ 0,2 \\ 0,2 \end{array}$	$\begin{array}{c} \sigma_0\\ \sigma_1\\ \sigma_2\\ \sigma_3\\ \sigma_4 \end{array}$
Аден	3,0 0,3 0,1 0,1 0,1 0,1 0,5	2,1 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,5	1,3 0,3 0,3 0,2 0,2 0,2 0,6	$ \begin{array}{c} 1,3\\0,4\\0,4\\0,3\\0,1\\0,7\end{array} $	$ \begin{array}{c c} 1,4\\0,5\\0,5\\0,5\\0,4\\0,8\end{array} $	$ \begin{array}{c} 1,4\\0,5\\0,5\\0,3\\0,3\\0,3\\0,9\end{array} $	$ \begin{array}{c} 1,4\\0,3\\0,2\\0,2\\0,2\\0,2\\0,2\\0,9\end{array} $	$ \begin{array}{c} 1,8\\0,3\\0,2\\0,2\\0,2\\0,2\\0,2\\0,9\end{array} $	$\begin{array}{c} 3,1 \\ 0,9 \\ 0,0 \\ 0,0 \\ 0,0 \\ 0,0 \\ 0,9 \end{array}$	2,8 0,7 0,5 0,3 0,1 0,9	σ0       σ1       σ2       σ3       σ4

#### 6.5. Оценка эффективности использования региональных климатических моделей атмосферы в практике интерпретации спутниковых радиационных данных

Значительные успехи, достигнутые в области дистанционного зондирования атмосферы и, в частности, успешная реализация проблемы косвенного определения вертикальных профилей температуры на ИСЗ «Нимбус», НОАА и «Метеор» [13, 29, 42, 44] сдерживаются недостаточно высокой точностью получаемых при этом значений метеорологических параметров. Поэтому одним из актуальных направлений современных исследований по спутшиковой метеорологии является поиск путей повышения точности косвенного зондирования атмосферы.

К настоящему времени выполнены многочисленные исследования (см., например, [11, 12, 24, 25, 41, 47-50]), касающиеся обработки спутниковых данных и оценки точности дистанционного зондирования атмосферы в зависимости от выбранной схемы спектральных измерений и от уровня их ошибок, метода решения обратной задачи, адекватности априорной информации, состояния атмосферы (наличия и характера облачности) и т. п. Однако до сих пор нельзя еще сделать однозначных выводов о наиболее перспективном пути решения обратных задач с точки зрения создания оптимальной оперативной системы обработки спутниковых спектральных измерений. Правда, в ряде исследований [24, 30, 46, 47] на основании сравнения результатов решения обратных задач, проведенного с помощью различных методик интерпретации спутниковых данных, показано, что метод статистической регуляризации дает наилучшие результаты, однако его точность в определенной степени зависит от используемого статистического материала.

В частности, в [54] отмечалось, что при использовании «чужой» эмпирической статистики, относящейся к другому сезону и к иной климатической зоне, ошибки восстановления температурного профиля с помощью метода статистической регуляризации могут возрастать в 1,5—2 раза. Поэтому при оперативной обработке спутниковых спектральных измерений необходимо заранее знать, с какой дискретностью по пространству и времени должны быть заданы априорные статистические данные.

Ниже рассматриваются некоторые результаты численной оценки влияния априорных данных, представленных климатическими моделями различного пространственно-временного осреднения, на точность решения задачи термического зондирования атмосферы, а также кратко анализируется эффективность использования региональных моделей при интерпретации спутниковых спектральных измерений в реальных условиях. Более подробно этот материал изложен в [12, 13, 14].

Отметим, что указанная оценка проводилась путем статистического сопоставления данных прямых радиозондовых наблюдений за температурой с ее восстановленными значениями, полученными на основе фактических спектров, измеренных над северным полушарием в июле—сентябре 1977 г. спектрометром-интерферометром, который был установлен на борту экспериментального метеорологического спутника Земли «Метеор» (описание этого спектрометра дано в [19]).

Прежде чем излагать результаты проведенных исследований, кратко рассмотрим некоторые методические аспекты решаемой задачи и дадим характеристику исходного материала, использованного для проведения численных экспериментов.

#### 6.5.1. Алгоритм интерпретации спутниковых спектральных данных и характеристика исходного материала, использованного в численных экспериментах

Математической основой для решения задачи термического зондирования атмосферы послужили нелинейная интегральная форма уравнения переноса излучения [12]

$$I = R[T(x)] + e, (6.8)$$

где *R* — известный нелинейный оператор, *T*(*x*) — вертикальный профиль температуры, *е* — вектор случайных ошибок измерения, и его линеаризованная конечномерная версия, записанная в виде

$$R_e = Ah + e, \tag{6.9}$$

здесь  $R_e$  — вектор отклонений измеренных интенсивностей уходящей радиации от средних значений в спектральном интервале  $\Delta v_i$ ;  $Ah = \int \Phi(v, x)h(x)dx$ , где  $\Phi(v, x)$  — ядро интегрального оператора, а h(x) — вектор отклонения искомого температурного профиля от среднего.

Если известны ковариационная матрица ошибок измерения радиации  $S_{ee} = E [ee^T]$  и ковариационная матрица температуры  $S_{hh} = E [hh^T]$ , то решение уравнения (6.9) методом статистической регуляризации, использованным в численных экспериментах, может быть записано в виде

$$\hat{h} = S_{hh} A^T (A S_{hh} A^T + S_{ee})^{-1} r_e.$$
(6.10)

Это выражение и было применено для определения вертикальных профилей температуры  $T(p_k)$  косвенным методом. Они послужили затем для статистической оценки эффективности использования региональных климатических моделей при интерпретации данных ИСЗ.

Поскольку в последние годы материалы дистанционного зондирования атмосферы стали широко использоваться при численном анализе метеорологических полей и, главным образом, поля геопотенциала (см., например, [6, 7, 36, 43, 52]), подобная оценка была проведена также и на примере относительного геопотенциала. Последний рассчитывался по данным восстановленных значений температуры, для чего использовалось уравнение гидростатики [1.24]:

$$H_{1000}^{p_{k}} = 2,924 \sum_{i=2}^{k} \frac{[T(p_{i}) + T(p_{i-1})]}{2} \ln \frac{p_{i-1}}{p_{i}}, \qquad (6.11)$$

где  $p_i$  — основные изобарические поверхности (1000, 850, ... 10 гПа),  $T(p_i)$  — температура воздуха на этих поверхностях.

Для проведения численных экспериментов по оценке эффективности использования региональных моделей при интерпретации спутниковых радиационных измерений были использованы:

около 150 высотных профилей температуры, восстановленных по данным реальных спектров, измеренных к северу от 30-й параллели в июле—сентябре 1977 г. с ИСЗ «Метеор»;
 482 значения относительного геопотенциала ОТ<sup>500</sup><sub>1000</sub>, полу-

- 482 значения относительного геопотенциала ОТ<sup>500</sup><sub>1000</sub>, полученные по данным того же спутника для различных широтных зон северного полушария (от полярной до тропической);

— данные синоптического и объективного анализа, а также прямые радиозондовые наблюдения, взятые с минимально возможным рассогласованием с измерениями спектров по месту и времени (оно не превышает 200—250 км и 3—6 ч соответственно);

— априорные сведения о вертикальной структуре полей температуры и влажности, представленные первыми двумя статистическими моментами (средним профилем и ковариационной матрицей) региональных климатических моделей и среднезональных общесезонных моделей США, характеризующих структуру атмосферы в полярной, умеренной и тропической зонах.

Кроме того, были использованы также около 50 синхронных значений относительного геопотенциала, полученных по данным ИСЗ «Метеор» и НОАА над Северной Атлантикой и снятых с карт барической топографии.

Все это позволило получить не только достаточно надежные статистические оценки фактических ошибок восстановления температуры и относительного геопотенциала, обусловленных характером взятой априорной информации о физическом состоянии атмосферы, но и определить целесообразность использования региональных климатических моделей в практике оперативной интерпретации спутниковых радиационных измерений.

# 6.5.2. Результаты статистической оценки эффективности использования региональных моделей атмосферы при интерпретации данных ИСЗ

Перейдем теперь к рассмотрению полученных результатов, причем вначале остановимся на результатах оценки теоретической точности решения обратных задач, которая проводилась с помощью выражения вида [12, 13]:

$$D = (S_{TT}^{-1} + \hat{A}^T \hat{S}_{ee}^{-1} \hat{A})^{-1}$$
(6.12)

215

по данным региональных моделей атмосферы и данным средних зональных статистических моделей США.

Как видно из табл. 6.4, теоретическая точность восстановления температурного профиля методом статистической регуляризации

Таблица 6.4

#### Средние ( $\Delta t$ ) и средние квадратические ( $\sigma_t$ ) отклонения восстановленных значений температуры от измеренных радиозондом и вероятности (f) расхождения менее $\pm 2$ и $\pm 4$ °C, рассчитанные по данным ИСЗ «Метеор» с использованием региональных (1) и среднезональных (2) статистических моделей

	Теоретическая		Фактическое расхождение									
уро- вень,	точно	сть о <sub>t</sub>	Δ	t		<sup>J</sup> t	f≼±	2 °C	f≼±4 °C			
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2		
$\begin{array}{c} 1000\\ 850\\ 700\\ 500\\ 400\\ 300\\ 250\\ 200\\ 150\\ 100\\ 70\\ 50\\ 30\\ 20\\ 10\end{array}$	1,6 1,1 1,0 1,2 1,5 1,6 1,7 1,6 1,4 1,1 1,1 1,0 1,1 1,4	<b>3,3</b> 1,7 1,7 1,7 2,4 2,5 2,1 2,2 2,2 1,7 2,2 2,1 3,8	$\begin{array}{c} -1,2\\ -0,4\\ -0,2\\ 0,6\\ -0,2\\ -0,1\\ 0,2\\ 0,3\\ -0,4\\ 0,2\\ -0,4\\ -0,7\\ -0,6\end{array}$	$ \begin{vmatrix} 0,4 \\ -1,4 \\ -2,9 \\ -4,5 \\ -4,2 \\ -3,2 \\ -3,2 \\ -2,5 \\ -1,5 \\ -5,6 \\ -7,0 \\ -7,5 \\ -0,8 \\ -9,4 \\ -11,0 \end{vmatrix} $	3,5 3,4 2,7 2,7 1,9 3,5 3,3 2,9 3,5 3,0 2,8 2,4 2,6 2,7	$\begin{array}{c} 4,8\\5,5\\5,7\\5,8\\5,7\\4,6\\5,1\\3,5\\9\\6,3\\6,7\\4,0\\6,7\\7,1\\8,0\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,44\\ 0,42\\ 0,58\\ 0,62\\ 0,66\\ 0,55\\ 0,45\\ 0,48\\ 0,52\\ 0,52\\ 0,52\\ 0,52\\ 0,52\\ 0,52\\ 0,52\\ 0,52\\ 0,52\\ 0,59\\ 0,56\\ 0,48\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,19\\ 0,18\\ 0,28\\ 0,28\\ 0,08\\ 0,31\\ 0,27\\ 0,32\\ 0,23\\ 0,14\\ 0,19\\ 0,04\\ 0,04\\ \end{array}$	0,75 0,72 0,83 0,98 0,98 0,84 0,71 0,79 0,82 0,83 0,96 0,96 0,87 0,80	$\begin{array}{c} 0,25\\ 0,31\\ 0,40\\ 0,41\\ 0,35\\ 0,50\\ 0,50\\ 0,50\\ 0,61\\ 0,30\\ 0,30\\ 0,30\\ 0,30\\ 0,24\\ 0,19\\ 0,10\\ \end{array}$		

при использовании региональных климатических моделей атмосферы в среднем в 1,5—2,5 раза выше, чем при использовании среднезональных моделей. Анализ таблицы показывает, что в реальных условиях, как и следовало ожидать, точность восстановления температурного профиля по сравнению с теоретической оценкой несколько ухудшается. Однако при использовании в качестве априорной информации данных региональных статистических моделей она в 1,5—2,5 раза (и даже более) выше, чем при использовании среднезональных моделей.

Следует также отметить, что при использовании региональных моделей практически нет систематической составляющей погрешности, в то время как при использовании среднезональных моделей ее значение достигает 3—5 °C по абсолютной величине.

Кроме того, из данных табл. 6.4 следует, что вероятность расхождений результатов спутникового зондирования и радиозондирования (ошибка  $\leq \pm 2$ °С) также существенно зависит от качества априорной информации. Так, при использовании региональных моделей атмосферы вероятность расхождения  $\leq \pm 2$ °С, т. е. менее критического значения погрешности, допускаемого ВМО для прямых радиозондовых наблюдений, составляет 0,42—0,66, а при
использовании среднезональных моделей она не превышает 0,32. Вероятность расхождений ≤±4°С существенно возрастает на всех уровнях, но остается заметно большей при использовании региональных моделей.

При анализе результатов дистанционного зондирования с американских метеорологических спутников «Нимбус-5», НОАА-2 отмечалось некоторое систематическое отклонение восстановленных значений относительного геопотенциала от значений, определенных по данным радиозондовых наблюдений. В частности, авторы работы [28], используя данные, полученные в районе 0—25° с. ш. и 10—60° в. д. в период ТРОПЭКС-74, показали, что восстановленные значения относительного геопотенциала на уровнях 850, 700 и 500 гПа оказываются существенно заниженными (в среднем на 11 дам).

В связи с этим представляет определенный интерес аналогичный анализ результатов прямых и косвенных измерений геопотенциала, проведенных с помощью сетевых радиозондов и космических систем «Метеор» и НОАА.

Средние и средние квадратические погрешности косвенного определения относительного геопотенциала по данным ИСЗ «Метеор» и НОАА в различных широтных зонах Северной Атлантики, приведенные в табл. 6.5, получены при максимально возможном пространственно-временном согласовании прямых и спутниковых измерений, с использованием ближайших по времени (с интервалом не более 3—6 ч) результатов синоптического анализа.

Из табл. 6.5 следует, что значения геопотенциала, полученные с помощью спутника НОАА, являются сильно заниженными, особенно в тропической зоне (до 20—30 дам). Соответствующие расхождения для ИСЗ «Метеор» в большинстве случаев значительно меньше, лишь в тропической зоне они несколько возрастают, но не превышают 12 дам.

Таблица 6.5

	Полярная зона				Умеренная зона				Тропическая зона			
Слой, гПа	1		2		1		2		I		2	
	₿Ħ	σ <sub>ðH</sub>	ð₩	σðΗ	ð₩	σδΗ	ð₩	σ <sub>8</sub> Η	ð₩	σðΗ	ðĪŦ	σ <b>8</b> Η
1000-850 1000-700 1000-500 1000-400 1000-250 1000-250 1000-200 1000-150 1000-100	$-4,0 \\ -4,5 \\ -3,2 \\ -2,6 \\ 1,8 \\ 4,6 \\ 8,2 \\ 7,4 \\ 6,2$	3,8 3,0 1,8 1,8 1,3 2,1 2,1 2,1 2,9 5,0	$\begin{array}{c} -9.0 \\ -7.4 \\ -7.0 \\ -4.0 \\ -1.8 \\ 0.4 \\ 3.2 \\ 0.6 \\ -1.2 \end{array}$	3,3 3,5 3,8 4,1 5,5 5,3 7,6 6,4 7,0	$\begin{array}{c} -0,7\\ -0,7\\ 0,6\\ 0,8\\ 2,3\\ 2,6\\ 4,7\\ 6,7\\ 9,6 \end{array}$	2,34,05,45,45,24,05,24,05,24,65,2	$-16,7 \\ -14,8 \\ -14,8 \\ -13,6 \\ -12,8 \\ -11,3 \\ -10,8 \\ -13,7 \\ -16,2$	3,6 5,2 6,1 7,5 10,4 10,6 11,3 10,7 10,1	$ \begin{array}{r} -8,5 \\ -9,2 \\ -2,7 \\ -1,3 \\ -6,5 \\ -7,2 \\ -9,8 \\ -10,3 \\ -12,0 \end{array} $	3,2 3,0 3,6 2,9 5,0 5,4 5,4 5,0	-19,0 -21,8 -22,7 -24,1 -26,6 -30,3 -26,0 -21,6	6,9 5,7 5,4 5,6 6,0 6,8 9,1 7,9 6,7

Средние ( $\delta \overline{H}$ ) и средние квадратические ( $\sigma_{\delta H}$ ) погрешности определения относительного геопотеициала (дам) по данным ИСЗ «Метеор» (1) и НОАА (2)

Из табл. 6.5 также следует, что значения  $\sigma_{\delta H}$ , в некоторой степени характеризующие точность дистанционного метода измерений, лежат в пределах 3—5 дам для ИСЗ «Метеор» и 5—9 дам для ИСЗ НОАА.

Таблица 6.6

Средние ( $\delta \overline{H}$ ) и средние квадратические ( $\sigma_{\delta H}$ ) отклонения

восстановленных значений относительного геопотенциала  $H_{1000}^{500}$  от данных синоптического анализа и вероятности расхождения менее  $\pm 4$  и  $\pm 6$  дам, оцененные с учетом  $\delta \vec{H}$ 

Квазиодно- родный	_	а тэм	Вероятность расхождения			
родныи район	8 <i>Н</i> дам	δH dam	<b>≪±</b> 4 дам	<b>≪±</b> 6 дам		
ПЦ	0,7	7,2	0,51	0,60		
УА	1,9	8,0	0,48	0,64		
УЕ	1,7	7,9	0,53	0,72		
CA	-7,4	7,1	0,63	0,73		
TA		3,5	0,77	0,92		
	]					

О причинах расхождений результатов восстановления геопотенциала на основе радиационных измерений из космоса, проведенных различными системами спутников, пока ничего конкретного сказать нельзя. Тем не менее рассмотренные данные позволяют сделать вывод о возможности и целесообразности использования региональных статистических моделей высотного распределения температуры при интерпретации соответствующих результатов спутникового зондирования атмосферы из космоса с применением метода статистической регуляризации.

Сделанный вывод подтверждается нашими исследованиями [14], посвященными оценке расхождений данных спутниковых наблюдений и объективного анализа относительного геопотенциала  $H_{1000}^{500}$  в условиях облачной атмосферы, т. е. в условиях, когда отмечается наименьшая точность решения задачи термического зондирования.

Результаты этих исследований представлены в табл. 6.6, в которой приведены полученные с использованием региональных статистических моделей средние и средние квадратические отклонения восстановленных значений  $H_{1000}^{500}$  от данных синоптического анализа и вероятности расхождений  $\pm 4$  и  $\leq 6$  дам для различных широтных зон северного полушария путем интерпретации 482 спектров излучения, измеренных в июле—августе 1977 г. с ИСЗ «Метеор».

Из табл. 6.6 видно, что средние квадратические отклонения  $\sigma_{\delta H}$  лишь незначительно превосходят значения, характеризующие точность объективного анализа. Так, средняя квадратическая разность между наблюденными (с помощью радиозондов) значениями геопотенциала на уровне 500 гПа и значениями, проинтерполированными по картам объективного и синоптического анализов с использованием данных разных стран, варьируют в пределах 2,3—6,5 дам [20].

В заключение подчеркнем, что описанные выше результаты исследований однозначно позволяют сделать вывод, что при решении обратных задач термического зондирования атмосферы методом статистической регуляризации в реальных условиях целесообразно использовать в качестве априорных данных не среднезональные модели, полученные без учета физико-географических и циркуляционных особенностей отдельных районов земного шара, а региональные статистические модели, которые учитывают подобные условия и существенно повышают точность восстановления вертикальных профилей температуры при незначительном увеличении объема информации.

## Приложение

## СТАТИСТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ СРЕДНЕЗОНАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ ВЫСОТНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ, ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА И ОЗОНА

Таблицы приложения содержат статистические параметры среднезональных (для температуры, влажности воздуха и озона) и региональных (только для температуры и влажности воздуха) моделей атмосферы, полученные по данным многолетних аэрологических наблюдений для трех широтных зон: полярной (60— 90° с. ш.), умеренной (30—60° с. ш.) и тропической (0—30° с. ш.).

Таблицы 1—3 содержат для среднезональных моделей средние значения температуры  $\bar{t}$  (первая и предпоследняя строки) и ее стандартные отклонения  $\sigma_t$  (вторая и последняя строки), представленные в °С и рассчитанные для зимы и лета с точностью до 0,1 °С. Здесь же приведены нормированные автокорреляционные матрицы  $R_{tt}(p_i, p_j)$ , элементы которых (коэффициенты корреляции) определены с точностью до 0,001, причем они условно увеличены в 10<sup>3</sup> раза. Каждая таблица состоит из двух совмещенных треугольных матриц. При этом правый треугольник (выше главной диагонали) содержит коэффициенты корреляции ( $r_{tt}(p_i, p_j)$ ), определенные для зимы, а левый треугольник (ниже главной диагонали)— коэффициенты корреляции, полученные для лета (последние следует читать сверху вниз).

Таблицы 4—6 содержат те же статистические параметры и в том же виде (что и для температуры), но полученные для среднезональных моделей влажности воздуха, причем средние значения  $\tilde{q}$  и стандартные отклонения  $\sigma_q$  даны в % с точностью до 0,01 %.

Таблицы 7—9 содержат аналогичный комплекс статистических параметров для среднезональных моделей озона. Значения среднего парциального давления  $\overline{P}_3$  и его стандартного отклонения  $\sigma_{p_1}$  даны в десятках мПа с точностью до 0,01 мПа.

Таблица 1

### Среднезональная статистическая модель высотногораспределения температуры. Полярная зона

Уровень, гПа	1000	975	950	925	900	875	850	825	800
				Зим	a				
ŧ°C σt	$\begin{vmatrix} -26,3\\3,7 \end{vmatrix}$	-24,5 8,0	-22,8 7,1	-22,0 6,6	$-21,9 \\ 6,5$	22,0 6,5	-22,2 6,6	-22,9 6,4	-23,5 6,3
1000		942	882	<b>8</b> 31	774	722	686	663	653
975	842		942	884	832	773	<b>7</b> 3 <b>3</b>	723	711
950	733	932		952	892	853	802	794	781
925	606	806	916		952	922	881	863	842
900	474	644	750	901		963	923	913	883
875	407	554	659	801	924		974	954	952
850	381	524	593	721	827	940		983	962
825	359	504	570	682	773	873	945		984
800	348	491	541	642	724	818	881	965	
<b>7</b> 50	346	478	518	601	670	756	808	888	941
700	356	467	496	578	634	706	760	837	877
650	362	455	482	559	609	667	712	791	828
<b>6</b> 00	382	480	512	593	641	693	727	788	812
<b>5</b> 00	393	469	494	577	615	653	682	733	765
400	374	429	441	511	542	580	610	663	693
300	222	249	241	2 <b>79</b>	271	274	283	314	366
250	273	255	275	353	-419		508	515	486
225		266				538		-582	577
200	-277	-226	272	—374		525	559	568	557
175	253	—184	230			-477	—516		
150	-250	-182		314		-470	510	536	531
100	276	-219		292	-407	-460	468	-490	475
50	—179		232	-243	230		212	-208	—193
30	-163	-124	-115	076	037	023	034	-020	003
20	1	077	037	006	028	049	064	065	079
10	065	023	018	031	062	075	089	078	075
	1								
	]					]			
				Лет	0				
ŧ°C σ <sub>t</sub>	4,3 1,8	4,7 2,1	4,3 2,4	3,6 2,6	2,8 2,9	2,0 3,1	1,1 3,3	$\begin{bmatrix} -0,1\\ 3,3 \end{bmatrix}$	-1,2 -3,4

the second s									
Уровень, гПа	750	700	650	600	500	400	300	250	225
				Зим	a				
Į °C	-25,0	26,8	29,4	32,4	ן40,0	-49,6	57,1		-57,6
σt	6,0	5,5	5,2	4,9	4,6	3,8	3,9	4,6	4,3
1000	652	655	633	622	594	580	071	061	051
975	701	682	673	651	611	592	041	022	011
950	753	733	711	692	631	611	001	011	031
925	801	742	738	731	672	623	051	053	-071
900	852	813	793	774	711	633	082	071	
875	884	842	822	812	754	654	121	133	-143
850	913	874	864	841	783	664	-166		173
825	942	911	893	873	801	673	-154	-151	081
.800	973	942	912	904	823	704	-143	121	081
750		973	943	922	854	723		092	061
700	940		973	964	893	763	-124	-143	-151
650	883	951		983	911	791	-101	-153	-173
600	873	934	961		954	821	-102		-172
-500	820	874	889	934		881	086	-051	-101
400	740	812	833	875	937		724	174	103
300	421	460	454	470	517	607		820	710
25 <sub>0</sub>	498	—557	—567	604	626	605	060		870
<b>2</b> 25	596	644	646	676	714	-707		843	
200	573	-619	613	636	-673	-658		730	930
175		598			-626	601	297	708	886
150		—583		-566		-538	265	669	813
100	-490	504	<b>46</b> 2	461	-454		-178	505	602
50	-188	—169	—139		065	-023	038	147	166
30	019	043	069	089	107	131	153	061	042
20	071	090	102	108	106	136	084	-014	021
10	068	079	091	<b>97</b> 0	096	117	063	025	016
				Лет	0				
₹°C	—3,6	-6,3	-9,5	-13,2	-21,4		45,8	—47,9	-46,9
σt	3,5	3,5	3,4	3,3	3,5	3,7	3,1	4,7	4,8

Уровень. гПа	200	175	150	100	50	30	20	10
				Зима				
₹ C°	—56,8		—57,4		-62,4	-61,3	—59,9	-61,6
σt	4,5	4,6	4,9	6,1	8,8	10,4	12,3	16,1
σ#         1000         975         950         925         900         875         850         825         800         750         700         650         600         500         400         300         250         200         175	4,5 055 000 -051 -081 -112 -153 -192 -051 -091 -161 -217 -211 -203 -178 -035 654 803 853 947	4,6 053 052 051 000 -021 -053 -071 -123 -113 -143 -143 -154 -153 -162 042 611 780 812 873	4,9 104 094 081 073 063 054 036 031 033 032 023 143 102 194 548 667 740 856 911	6,1 127 133 142 153 163 143 176 178 174 173 176 192 211 258 326 423 553 611 682 841	8, 8 146 182 193 223 233 254 277 263 254 273 254 273 294 311 365 393 360 510 470 511 631	10,4 179 211 232 254 273 293 305 311 312 313 301 334 342 386 395 304 430 410 399 491	12,3 169 183 202 211 231 243 261 262 263 261 265 273 301 348 350 252 351 370 314 430	16,1 082 052 112 154 112 153 123 122 123 124 121 163 182 233 264 194 261 301 273 393 262
150	872	931		916	754	600	<b>47</b> 2	363
100	644	707	798		891	738	598	503
50	216	307	423	693		938	828	773
30	075	146	266	445	674		958	884
20	-037	003	068	230	405	664		951
10	002	033	039	114	239	389	612	l
				Лето				
₹°C σt	-44,4 3,6	-43,8 2,4	-43,4 2,1	43,3 1,5	-41,8 1,4	-41,3 1,4	-48,1 2,0	$\begin{vmatrix} -33,1\\3,6 \end{vmatrix}$

## Среднезональная статистическая модель высотного распределения температуры. Умеренная зона

.

Уровень, гПа	1000	975	950	925	900	875	850	825	800
				Зим	a				
t °C σ <sub>t</sub>	-1,5 14,9	1,7 13,8	-2,0 13,0	-2,7 12,0	-3,0 11,6		-3,9 10,7	-4,9 10,6	-5,9 10,2
1000		917	766	714	733	703	669	656	653
975	951		888	794	768	703	646	622	619
950	911	953		937	857	721	626	578	560
925	862	901	955		948	808	701	644	622
900	821	861	912	954		936	848	801	784
875	<b>7</b> 82	821	873	<b>9</b> 13	961		964	937	924
.850	730	872	824	863	<b>9</b> 04	962		988	971
825	723	764	801	841	883	921	975		991
.800	704	741	781	821	<b>86</b> 2	<b>9</b> 00	955	970	
750	663	701	740	770	810	850	894	920	964
700	624	660	692	731	771	800	840	880	901
650	613	650	683	720	752	781	821	860	880
600	601	640	671	711	741	771	812	840	873
.500	578	612	654	680	714	731	755	798	821
400	534	570	615	631	676	710	735	760	780
.300	515	541	560	580	610	633	655	680	701
250	031	023	010	001	021	030	040	080	080
225	-202	-220	250	-300	311		350	-330	-330
200	-434	470	501	531		611	660	640	640
175	-423	-460		-521	561	—591	631	-630	630
150	-420	-452		521	550		603	601	601
100	-465	493	513	540	—563	—580	621	620	<b>—6</b> 20
50	-160	—191	-226	-241	271		624	—310	
30	-037	050	061	070	090	-110	123	-120	-080
20	056	060	061	061	071	071	077	060	-030
10	075	020	060	050	064	065	068	053	012
	1	<b>I</b> ,	1	ł	1	1		1	ł
				Лет	0				
ŧ °C σ <sub>t</sub>	18,6 7,1	17,1 7,0	16,3 6,4	15,4 6,6	15,0 6,4	13,4 6,4	12,2 6,4	11,0 6,4	9,7 6,3
	1	1	ł	)	1	l	1	1	l

224

the second se									
Уровень, гПа	750	700	650	600	500	400	300	250	225
				Зим	a		_		
t ℃	-7,9	-10,2	13,6	17,0	-25,4	-36,0	-49,4	-54,0	-56,0
$\sigma_t$	10,1	9,6	9,4	9,0	9,0	8,5	6,0	4,8	5,0
1000	640	605	588	569	496	375	428	282	184
075	614	563	507	487	425	304	368	202	104
970	554	403	445	403	352	271	376	220	106
900	610	490 555	504	405	438	279	493	202	083
920	764	715	662	625	575	504	420	178	064
900	804	854	901	761	688	610	400	149	045
950	020	005	001	001	744	650	401	101	045
000	061	900	007	021 060	790	609	473	081	007
020 900	901 091	934	894	002	002	700	400	080	010
300	901	900	923	007	003	709	402	014	010
750	060	980	959	927	070	740	414	014	
700	902	070	983	957	8/2	112	3/0	-029	107
650	933	970	000	985	912	808	354	077	-100
600	921	910	980	000	948	851	361	-121	211
500	860	901	940	960		935	4 <b>4</b> 4	-142	
400	820	866	890	920	951		537		
300	730	861	780	800	828	865		529	295
250	030	050	080	100	130	240	650		927
225	-310			250	-120	-240		840	
200	-640	643	620	610	-602	-580	<b>47</b> 2	380	831
175	-620	620		610		570	-440	080	690
150	-601	605	590		583		421	-130	550
100	-621	-621	620	-600	604	-561	501	330	220
50		243	230	-220	-223	211	-178	100	030
30	060	036	030	-030	037	017	-002	030	040
20	010	044	030	020	015	057	033	050	<b>0</b> 50
10	018	035	025	015	008	031	015	020	019
				Лет	o				
₹°C σt	7,2 5,8	3,9 6,1	0,5 6,0	3,3 6,0	-11,8 6,1	-23,4 6,5	38,2 6,3	-44,0 5,5	-48, <b>3</b> 4,2
	1	J	] .	J	1	1	1		ł

Уровень, гПа	200	175	150	100	50	30	20	10
				Зима				
t °C	<b>—</b> 57,2	-56,7	57,5	-60,0	-58,8		54,5	43,3
σt	5,7	5,8	5,3	6,9	6,3	6,4	6,8	8,1
1000	118	107	121	093		-276	-316	-200
975	066	045	062	051		-278	-302	-200
950	027	022	076	118	048	—159	-188	-100
925	-010	004	082	127	-033	-147		-170
900	-015	003	080	113	058	-183		-180
875	-010	013	083	110	045	—174	-212	170
850	034	001	067	088	081	210	249	
825	047	-012	053	072	098	233	-273	240
800	-046	013	052	067	-106			
750	-103	065	—009	037	-143	-273	<b>—3</b> 12	-290
700	—134	094	016		169	296		—310
<b>6</b> 50	-184		061	031	213	338	378	
600		200	—114	079	258		-421	
500				-143		-414	450	-370
400			-218	—177	310	403	-438	351
300	172	171	255	260	118	068		069
250	832	812	829	746	608	412	251	082
225	965	930	918	807	686	506	352	221
<b>20</b> 0		966	930	822	713	542	389	278
175	831		971	870	743	533	382	294
150	828	801		826	780	566	377	312
100	665	690	791		879	672	485	396
50	342	380	412	590		899	765	621
30	119	200	239	341	714		946	852
20	058	080	110	173	495	675		938
10	021	045	072	007	251	440	668	
		•	, ,	Лето	I			
₹°C I	-51.3	53,5 I		58,1	-51,9	-47,4	-43,6	-36,9
σ <sub>t</sub>	4,8	5,6	7,6	9,3	5,3	3,7	3,6	4,5

### Таблица З

## Среднезональная статистическая модель высотного распределения температуры. Тропическая зона

Уровень, гПа	1000	975	950	925	900	875	850	825	800
				Зим	a				
₹°C	24,5	22,8	21,3	19,9	18,3	16,8	15,3	14,3	13,1
σt	2,7	1,9	1,9	1,8	1,8	2,0	2,2	2,3	2,4
1000		899	858	780	661	490	316	271	199
975	826	İ	985	936	837	680	509	442	379
950	767	972		979	906	771	615	526	444
<b>9</b> 25	713	911	945		961	857	725	607	503
900	<b>63</b> 0	793	828	938		956	875	701	574
875	<b>49</b> 2	631	681	818	947		945	756	621
850	332	441	507	664	837	959		813	656
<b>8</b> 25	334	454	520	672	839	947	979		805
800	306	427	494	634	790	882	905	956	
750	319	420	464	582	695	756	769	838	907
<b>70</b> 0	271	352	382	468	541	574	577	655	743
<b>6</b> 50	316	413	435	513	569	575	559	639	722
600	324	399	407	487	<b>57</b> 2	570	541	615	676
500	235	310	322	390	465	452	427	459	483
400	095	231	284	359	438	470	475	482	499
300	1 <b>7</b> 2	299	340	410	485	511	506	524	540
250	210	342	367	449	531	558	546	576	604
<b>2</b> 25	217	341	· 354	436	516	541	526	561	593
200	210	319	319	397	471	493	476	513	548
175	185	252	221	259	287	279	246	283	308
150	135	112	062	058	042	013	023		003
100	070					-317		—361	
50	109	115	—114	-136	-142		—139		—171
30	250	-221	230	214	216	208	—174		-131
20						243	201	178	-141
10	259	231	237	-229	<b>—17</b> 2	-151	108	082	059
l				ł				i i	
				Лет	0				_
7.00				,	,		1	1	4
1	26,7	25,4	24,7	22,9	21,1	19,5	18,1	17,0	15,6

Уровень, гПа	750	700	650	<b>6</b> 00	500	400	300	250	225
				Зим	a				
₹°C	10,9	8,4	5,0	1,3	7,0		33,5	-43,0	48,5
σt	2,1	2,1	1,9	1,7	1,7	3,4	2,1	1,6	1,5
1000	182	120	136	132	279	116	060	065	060
<b>97</b> 5	346	256	245	221	323	157	069	060	045
950	378	270	164	234	347	179	060	045	025
<b>9</b> 25	398	273	275	250	372	202	043	015	012
900	426	285	284	259	366	196	043	014	-014
875	450	290	282	264	348	185	022	009	034
850	478	306	299	272	338	185	042	002	034
<b>8</b> 25	658	461	435	381	393	253	066	002	056
800	764	540	512	433	373	197	036	043	-107
<b>7</b> 50		847	808	701	486	382	160	080	002
<b>7</b> 00	913	]	889	773	506	346	246	184	105
650	875	944		911	676	444	220	109	006
600	781	811	924		776	464	177	052	-066
500	509	483	656	802		645	178	017	—129
400	474	414	498	590	720		513	372	196
300	526	480	557	624	691 <sup>•</sup>	803	914	917	718
250	620	592	669	719	731	732	789	970	93 <b>6</b>
225	626	610	682	718	696	630		884	971
200	596	594	655	675	621	494	620		630
175	363	401	397	375	255	055	191	490	
150	030	122	130	070	030		-217	028	174
100	410			430				-442	-439
50	-210		-161	174		-290	232	-193	
30	-125	043	048	073				-112	-064
20		085	018	030	047	-115	-149		-001
10	062	-021	009	052	-082	075		021	058
	1	l			]	l	l	l	l

Лето

₹°C	12,8	9,8	6,4	2,3	6,5	—16,8		-42,0	-47,7
σ <sub>t</sub>	2,5	2,5	2,0	1,7	1,7	2,0	2,4	2,2	2,1

Уровень, гПа	200	175	150	100	50	<b>3</b> 0	20	10
				Зима				
₹°C	54,7	-60,6	-67,1	79,4	65,5	-57,1	51,2	-43,3
σt	1,6	1,5	2,9	2,9	3,7	3,0	3,3	4,1
1000	045	080	074	069	236	360	230	120
975	019	016	000	204	146	267	138	039
950	002	010	021		120	217	112	013
<b>9</b> 25	042	053	051	240	089	185	080	017
900	045	-071	078	277	022	098	031	025
875	059	105	—119		—019	007	015	019
850	070	-133	154	-292	101	080	060	020
825	-115	212	242	262		139	-106	072
800	164	251	256	205	186	165	131	098
<b>7</b> 50	098	266			298	-272	243	201
700	006	212		357			260	
650	139		447		262	236		-173
600	194	423	515		-186	-160	-132	092
500	-278	487	534		013	020	060	040
400	-044	356		495	044	010	040	020
300	366	003			—184	-100	080	040
250	705	355	-161		-201	—130	-100	060
225	910	618	058	511	—188	-117	085	042
200		825	307	334	-143	060	040	010
175	730		786	029	054	-049	021	013
150	306	717		422	049	-110	010	030
100		-259	043		083	010	090	040
50	-106	020	062	273		340	330	280
30	013	082	147	182	227		460	340
20	056	136	148	100	261	330		480
10	095	118	126	081	178	245	412	
	I 1		. 1	Лето		I	I	
₹°C	54.0	-60.2	66.5	-75.2	62.1	54.4	48.5	41.8
$\sigma_t$	2,2	2,2	2,8	4,4	3,8	3,4	3,7	3,7

.

-
3
Ħ
Н
ං
5
F

<b>30Ha</b>
олярная
влажности. Г
аспределения 1
высотного ра
модель
статистическая
незональная
Cpen

	400		0,05 0,03	457	460	470	480	480	490	496	540	570	650	705	740	800	879			0,29 0,15
	200		0,15	517	540	650	580	600	620	632	670	700	790	855	890	920		764		0,67 0,34
5011G	600		0,27 0,16	580	600	620	640	650	069	710	750	780	860	940	970		689	506		$1,21 \\ 0,58$
אטחקאוש	650		0,33 0,20	610	620	640	650	680	700	730	0//	800	890	026		116	601	440		1,60 0,70
01111.110	200		$0,41 \\ 0,25$	621	640	660	670	700	720	753	800	820	910		725	581	418	289		1,98 0,81
HWPIG	750		$0,47 \\ 0,26$	660	680	200	720	750	780	840	870	910		768	754	634	443	303		2,37 0,84
кинатор	800	-	0,53 0,32	069	720	750	780	820	870	920	950		877	611	664	551	388	261		$2,78 \\ 0,99$
, pariipe	825	іма	0,56 0,36	710	740	780	820	860	910	960		945	811	572	626	525	418	291	eto	2,99 1,01
	850	ŝ	$0,58 \\ 0,43$	732	760	810	850	006	950		942	846	725	511	558	462	408	300	Ъ	3,21 1,04
האכיום פו	875		$0,57 \\ 0,44$	770	800	850	910	950		936	869	782	678	459	524	425	374	277		3,32 0,99
M KOVODI	900		$0,55 \\ 0,45$	810	850	900	950		954	862	801	720	623	418	510	418	379	269		$3,48 \\ 0,92$
מותרות	925		$0.53 \\ 0.43$	860	006	950		929	886	834	760	670	595	422	505	417	393	295		3,63 0,82
	950		$0,50 \\ 0,45$	006	950		951	852	819	766	702	629	581	402	458	385	367	288		$3,77 \\ 0,73$
- Mursoula	975		$0,47 \\ 0,45$	940		951	881	798	769	712	667	602	545	369	418	355	348	286		3,92 0,65
2	1000		$^{0,42}_{0,46}$		926	870	810	741	715	664	624	562	503	334	361	320	323	278		4,12 0,56
	Уровень, гПа		$\ddot{q}^{0/_{00}}$	1000	975	950	925	006	875	850	825	800	750	200	650	009	500	400		$\bar{q}, {0 \atop \sigma_q}^{0}$

ഹ
Таблица

Спетиезональная статистическая молель высотного паспреления влажности. Умеренная зона

.

	odo.	Нисзинал	וסוומא נונ	ווחנושלה	TOW KRYT		0 10110	haunpen	T KNUDIO	יומשעותר	In. omcp	C REAR	Jna		
Уровень, гПа	1000	975	950	925	006	875	. 850	825	800	. 750	200	650	600	500	400
				-			Зи	Ma							
$\tilde{q}^{0/00}$	3,73 2,95	3,28 2,62	3,23 2,39	3,03 2,19	2,03	2,66 1,88	2,46 1,74	2,23 1,53	1,89 1,42	1,69 1,23	1,47 1,09	$1,12 \\ 0,83$	0,85 0,66	0,43 0,47	0,20
1000		963	879	662	803	778	741	602	691	650	568	506	471	338	207
975	951		929	831	812	763	706	664	640	599	520	464	428	313	195
950	912	953		946	893	793	712	855	618	582	489	434	394	296	196
925	879	921	962		965	862	617	723	632	647	555	500	448	333	234
006	841	869	908	953		963	870	817	782	845	699	611	552	396	273
875	862	843	881	809	952		955	910	892	855	792	732	678	485	341
850	763	802	848	863	911	950		983	953	920	849	792	752	567	388
825	740	768	811	829	857	901	951		987	<del>0</del> 96	897	843	801	609	421
800	209	728	269	788	816	848	903	948		985	925	872	825	625	436
750	662	678	698	721	743	757	802	869	923		955	911	866	671	483
200	619	642	651	658	668	688	703	768	839	914		982	935	727	552
650	581	599	607	619	618	642	654	669	749	821	913		926	794	618
009	543	561	573	588	569	597	604	648	688	748	818	918		875	698
500	428	448	468	470	467	471	473	509	528	548	577	738	737		905
400	420	437	476	491	493	511	529	587	548	568	588	708	602	921	
							ЪĽ	ето							
$\bar{q}_{0/00}$	9,92 3,39	9,02 3,01	8,45 2,85	7,87 2,72	7,34 2,63	$   \begin{array}{c}     6,48 \\     2,57   \end{array} $	6,37 2,36	5,77 2,36	5,24 2,24	4,29 1,98	3,55 1,87	2,82 1,52	2.77 1,27	0,93	$0.57 \\ 0.60$
	_	-	-		-		-	-		-		-		-	

9
ща
блі
Ta

.

30H8
Тропическая
-:
влажности
5
распределени
0
BMCOTHOL
ЯР
модел
еская
ΗЧ
E
ТИ
Ľa.
ວ
ая
Ы
ал
HO
(e3
H
pe

	400		$0,47 \\ 0,28$	082	150	182	211	230	232	229	204	198	242	255	393	484	539			1,08 0,60
	200		$1,05 \\ 0,58$	179	200	231	256	271	271	273	315	311	406	462	713	885		720		2,2 <del>8</del> 1,20
и зина	600		$1,85 \\ 0,94$	285	320	357	385	397	391	388	455	470	583	674	892		861	699		3,80 1,65
וווויזכנאמ	650		$2,62 \\ 1,26$	380	419	456	473	734	481	466	563	616	753	868		935	722	575		4,64 1,01
יוח. ועי	200		3,33 1,76	430	457	476	479	400	471	448	584	693	867		944	846	572	498		2,57 2,19
טוואשויט	750		4,42 1,86	417	505	557	589	601	610	587	734	884		937	885	748	548	500		6,95 2,36
Аслісния	800		5,96 $2,05$	445	581	652	695	710	718	713	606		116	814	206	732	541	452		8,50 2,33
paulipe	825	ма	6,88 2,08	416	636	729	792	921	836	855		957	817	706	698	655	509	416	ero	2,23
	850	Зн	$7,97 \\ 2,43$	316	605	749	860	932	975		962	864	670	542	548	531	441	335	Ъ	10,50 2,24
UNCUR BE	875	_	8,64 2,42	411	718	845	934	981		626	942	847	655	525	538	526	443	355		$\begin{bmatrix} 14,32\\2,25\end{bmatrix}$
כרעמא ש	006		9,30 2,50	507	813	918	980		958	917	897	818	635	493	517	514	448	359		12,28 2,81
	925	-	10,10 2,65	628	908	978		947	874	828	808	732	563	428	456	451	400	318		$13,24 \\ 2,23$
	950	-	$10,80\\2,80$	738	975		916	839	773	730	711	640	485	355	398	405	375	298		13,98 2,19
BUUCCUH	975	-	11,80 3,04	819		996	839	741	659	599	587	529	411	295	350	352	324	279		$15,32 \\ 2,17$
42	1000	-	12,60 3,41		969	639	557	490	441	387	366	290	208	131	200	189	183	244		16,87 2,10
	Уровень, гПа		$\bar{q}^{0/_{00}}$	1000	975	950	925	006	375	850	825	800	750	200	650	600	200	400		$\bar{q} \frac{0}{\sigma_q}$

# Среднезональная статистическая модель высотного распределения озона. Полярная зона

								the second s	
Уровень, гПа	1000	975	950	925	900	875	850	825	800
				Зим	a				
<b>₽</b> <sub>3</sub> мПа · 10	22,1	23,0	23,7	24,6	25,0	25,3	25,3	25.8	25.0
$\sigma_{P_3}$	6,6	6,5	6,7	6,9	7,0	7,0	6,9	5,7	6,0
1000		970	890	870	860	830	800	770	680
975	943		940	925	910	880	840	810	740
950	864	963		950	930	910	880	840	770
925	770	884	955		990	960	930	900	830
900	757	845	831	940		980	950	910	850
875	736	838	859	898	942	l .	980	940	860
850	669	807	832	860	872	971		940	860
820	640	795	819	848	858	909	943		920
800	627	782	801	801	832	885	869	938	
750	608	763	787	782	804	865	807	925	968
700	582	687	713	705	769	791	752	857	887
<b>6</b> 50	541	629	635	646	682	730	696	706	736
600	509	636	608	610	619	628	609	662	695
500	403	428	396	359	351	370	391	473	504
400	140	099	074	032	025	060	054	043	026
300	120	040	002	-044	-105	057	047	-105	173
250	117	076	077	100	035	073	112	067	-038
225	140	118	150	208	152	184	235	195	095
200	113	137	202	249	170	226	319	287	183
175	057	081	120	133	057	097	185	128	054
150	026	061	102	101	036	080	166	174	088
100	071	027	063		046	-083	096	063	029
50	247	153	091	041	067	042	026	042	132
30	174	007	-101	-135	-004	-092	265		042
20	104	034		094	044	061		-111	093
10			-196	076	004	-011	042	-077	-110
				Лет	0				
<i>Р</i> <sub>3</sub> мПа • 10	15,7	17,5	18.9	20.1	21.9	23.0	23.8	25.0	26.3
$\sigma_{P_3}$	7,1	6,7	6,8	7,1	7,3	7,4	7,4	7,1	7,4

Уровень, гПа	<b>7</b> 50	700	650	600	500	400	300	250	225
				Зим	18	<u>,                                     </u>	,		
<b>7</b> 3 мПа • 10	25,1	24,3	23,7	23,2	21,5	24,9	41,4	73,3	94,8
$\sigma_{P_3}$	4,9	5,7	5,3	5,5	5,1	10,1	22,1	28,0	29,5
1000	630	540	440	370	280	010	-040	170	220
975	690	600	490	410	320	010	-110	100	160
<b>95</b> 0	710	620	490	400	290	020	-130	100	180
925	760	700	600	510	410	050	100	120	170
900	770	720	610	520	420	060	0 <b>9</b> 0	150	<b>19</b> 0
875	780	740	620	530	430	040	090	160	200
<b>85</b> 0	810	760	630	550	430	010		140	170
825	850	790	670	590	470	280	020	250	250
800	920	840	780	680	500	060	-140	130	200
750		960	850	740	610	270	040	220	250
700	966		970	880	710	120	200	110	220
650	821	867		950	780	110	180	120	210
600	786	836	860		860	120	-170	080	160
500	534	554	570	820		360	020	110	080
400	053	068	167	180	216		550	<b>44</b> 0	<b>24</b> 0
300	-173	170	065	060	066	674		820	560
250	023	014	102	152	232	431	704		740
225	083	108	167	209	314	259	447	792	
200	140	127	160	188	237	205	244	594	765
175	007	039	004	030	145	039	193	452	524
150	107	137	191	211	253	138	181	410	373
100	069	090	029	002	150	076	217	331	334
50	116	109	061	022	014	—191	088	089	200
<b>3</b> 0	078	-087		-117	060			067	102
20	-162	—196			021	-258	072	168	230
10	-115	-108	098	-214		-055	-112	208	297
	1	I	l	ł	l	1		ι	

### Лето

Уровень, гПа	200	175	150	100	50	30	20	10
				Зима				
<u> </u>	115,0	136,4	161,5	215,8	200,9	161,8	115,3	70,3
σ <sub>P</sub> ,	37,1	45,4	52,7	55,8	36,5	27,1	29,0	19,9
1000	220	080	010	030	100	240	260	290
975	170	010	080	-040	100	220	260	210
950	180	050	-150	030	070	140	150	160
925	150	030	-110	060	060	130	120	190
900	190	070	-070	-020	100	130	100	070
870	220	110	030	020	150	150	080	070
850	230	130	040	010	150	130	030	020
825	300	280	020	060	290	140	090	100
800	230	090	040	080	210	140	020	040
750	250	200	-030	150	340	330	220	070
700	220	110	020	230	360	230	050	080
650	220	130	030	270	400	280	120	090
600	170	100	000	270	<b>38</b> 0	310	150	090
500	100	020		250	330	320	130	030
400	160	160	-030	060	060	300	030	010
300	420	320	190	060	-110	060	050	000
250	720	630	440	400	230	020	010	080
225	750	590	520	460	400	170	120	040
200	1	800	600	530	480	140	000	060
175	686		730	690	510	280	050	050
150	<b>49</b> 3	557		670	480	320	140	070
100	443	303	337		710	450	280	170
50	289	219	220	457		750	<b>64</b> 0	440
30	077	199	153	405	531		790	630
20	21 <b>4</b>	033	113	332	470	579		710
10	172	075	109	196	272	403	545	
l		I	,	Лето	I	1	1	I
<b>Р</b> мПа · 10	91,6	91,3	92.8	128.6	147.7	101.5	79.9	46.3
σ <sub>P</sub> ,	28,5	26,4	25,6	20,1	21,3	21,2	11,8	5,6
i		1	1	1	1	I	l	1 23

Среднезональная статистическая модель высотного распределения озона. Умеренная зона

Уровень, гПа	1000	975	950	925	900	875	850	825	800
- <u>-</u>	<u> </u>	<u></u>		Зим	a				
<b>P</b> . MIIa · 10	19.5	19.7	19.9	20.0	20.5	20,9	22,0	23,5	25,6
σ <sub>Ps</sub>	11,1	10,5	10,2	9,9	9,5	9,0	8,8	8,6	8,5
1000		880	840	810	790	750	720	700	<b>69</b> 0
975	960		890	830	800	750	700	680	660
950	860	950		900	870	860	730	690	650
925	710	830	940		940	870	780	730	680
900	580	690	830	950		960	870	800	730
875	520	630	750	890	970		940	860	780
850	510	600	700	820	920	970		950	870
825	500	590	680	800	890	940	980		950
800	490	580	670	770	850	910	950	<b>9</b> 90	
750	480	550	630	710	780	840	890	920	950
700	430	490	530	630	670	690	740	770	800
650	400	470	500	540	600	640	710	740	760
600	380	400	420	510	540	590	<b>63</b> 0	650	660
500	360	360	330	340	360	430	500	500	490
400	260	270	270	270	270	280	33 <sub>0</sub>	330	330
300	010	000	020	010	050	070	090	110	140
250	010	030	030	070	120	-160		-210	-220
225	010		020	080	-130	—170	180	200	
200	110	070	080	030	040	080	090	-110	-140
175	130	100	060	010	-070	090	110	-140	-170
150	190	150	140	100	050	020	010	020	040
100	250	220	200	130	060	020	030	020	020
50	0 <b>9</b> 0	050	050	050	060	060	040	040	020
30	020	030	040	060	050	020	000	010	010
20			120	070	000	040	030	020	-020
10	-140	170	—150	-110	060	030	010	060	030
	I 1	ı	I	JIET	0 1	1		~	1
<b>Р<sub>3</sub> мПа · 1</b> 0	21,0	22,0	24,8	27,5	29,8	30,8	31,0	31,5	31,9
$\sigma_{P_3}$	18,3	17,8	17,4	16,8	16,0	14,8	14,0	13,6	13,3
		I	J .	I	I	1			l

Уровень, гПа	750	700	650	600	500	400	300	250	225		
Зима											
						1					
<b>Р<sub>3</sub> мПа · 10</b>	25,1	25,3	24,0	23,5	20,7	19,2	22,0	33,4	42,0		
$\sigma_{P_3}$	8,7	7,5	7,5	7,9	9,1	10,9	10,8	27,5	31,5		
1000	580	480	460	400	340	050	040	-110	090		
975	590	540	430	380	360	060		070	-090		
900	600	550	500	430	390	040	040		090		
925	610	560	490	460	410	070	050	-090	-100		
900	<b>62</b> 0	580	550	490	450	050	000	-120	-140		
875	650	630	570	500	430	030	080	-170	-140		
850	790	670	600	530	440	020	070		-140		
825	830	700	630	550	440	440 030			-200		
800	910	770	700	600	490	040	-120	-230	-200		
750		900	830	700	580	050		-230	180		
700	880		920	830	720	130	090	-230	160		
650	810	930		890	770	200	050		-120		
<b>6</b> 00	680	780	910		840	210	000	-100	-010		
500	510	600	670	720		280	110	010	010		
400	300	280	310	300	510		220	120	110		
300		-220	-190	-160	030	500		730	590		
250	210	—190		-050	090	430	730		800		
225	—190		080	000	150	390	590	890			
200	-120	-150	060	040	110	380	500	750	870		
175	200	-210	-170	050	040	290	440	500	550		
150	080	-090	010	120	200	240	400	410	500		
100	020	020	130	200	260	220	350	310	330		
50	000	010	010	050	· 110	140	050	020	040		
30	030	030	060		030	020	050	100	040		
20	040	060		230	-140	-110	-230				
10	000			-150	030	120	100		020		
				•			-				

## Лето

<b>Р</b> <sub>3</sub> мПа · 10	34,8	32,4	31,9	31,6	29,2	25,9	24,2	27,2	36,0
$\sigma_{P_3}$	11,9	11,9	10,8	10,6	10,3	9,3	13,9	24,4	28,8

Уровень, гПа	200	200 175 150 10		100	50	30	20	10		
Зима										
<b><i>П</i></b> а∙10	52,8	62,0	72,5	95,4	157,1	153,9	120,8	64,2		
$\sigma_{P_s}$	39,3	44,0	49,1	54,4	39,3	22,1	18,1	16,8		
1000	040	-100	-110	090	-140	170	230	-120		
975	100	-170	-170	-100		230	310	-270		
950	-150	-140	-070	050		-200		-180		
925		-170		090	-130	-240	-230	-120		
900	-100	-110	-130	-110	-200	-200	-170	010		
875	080	-120	-140		-130	-150	-170	-130		
800	060	080	-110	090	-120	-130	-110	-130		
825	130	-140	-140	-110	-100	-120	-080	-080		
800		-140			-100		050	080		
750	-110	-100	020		-120		010	020		
700	080	060	010	100	-100	-140	030	000		
650	050	020	090	080	-140	-160	020	010		
600	050	050	140	070	-080		020	050		
500	060	050	130	090		-120	010	030		
400	150	110	120	110	010	020	030	070		
300	510	400	380	260	150	070	010	040		
250	610	550	480	370	240	120	030	040		
225	830	700	550	450	300	180	010	040		
200		810	650	470	290	150	010	020		
175	650		740	490	320	150	030	090		
150	580	640		510	400	190	050	080		
200	420	360	560		410	180	030	140		
50	050	090	200	330	ļ	410	140	090		
30	-070	000	020	100	340		480	160		
20	200	—110	-170	270	160	340		430		
10	070	060	070	020	120	170	320			
				Лето						

 $\overline{P_3}$  MIIa·1042,045,548,065,9133,6141,7125,675,6 $\sigma_{P_3}$ 31,530,027,628,220,017,814,011,4

Среднезональная	статистическая	модель	высотного	распределения	озона.				
Тропическая зона. Год									

Уровень, гПа	1000	975	950	925	900	875	850	825	800
$\overline{P_3}$ MПа · 10 $\sigma_{P_3}$ 1000 975 950 925 900 875 850 825 800 750 700 650 600 500 400 300 250 225 200 175 150 100 50 30 20 01	20,7 14,0	21,0 13,3 969	21,0 12,7 951 987	21,1 11,9 933 973 989	21,2 11,2 895 951 975 992	21,3 10,3 870 936 964 986 993	21,4 9,6 834 907 944 973 985 994	21,5 9,5 766 877 921 956 976 984 993	21,6 9,3 700 846 895 937 959 970 985 993
Уровень, гПа	750	700	650	600	500	400	300	250	225
$\overline{P_3}$ MΠa · 10 $\sigma_{P_3}$ 1000 975 950 925 900	21,0 9,0 650 816 869 916 945	20,6 8,7 559 774 830 884 918	20,0 8,5 629 762 804 862 890	19,6 8,4 644 721 746 803 825	17,7 8,0 407 557 551 597 605	16,1 11,8 290 501 512 556 588	15,7 19,1 235 489 494 535 567	13,9 11,4 149 437 436 484 511	15,8 11,8 071 371 357 405 425
875	958	937	909	843	668	610	574	518	431

Уровень, гПа	750	700	650		600	5(	00	400	)	300		250	225
$\begin{array}{c} 850\\ 825\\ 800\\ 750\\ 700\\ 650\\ 600\\ 500\\ 400\\ 300\\ 250\\ 225\\ 200\\ 175\\ 150\\ 100\\ 50\\ 30\\ 20\\ 10\end{array}$	979 989 995	962 977 986 994	937 950 956 965 973		370 378 383 389 395 395 395	68 74 73 74 74 89	31 40 339 41 47 98 16	641 69 700 700 700 700 780 800 94		603 625 634 645 755 789 864 956		550 577 589 601 620 715 752 736 880 962	462 489 503 514 531 625 665 664 737 875 971
Уровень, гПа	200	175	150	150		100		50		30		20	10
<b>Р<sub>з</sub></b> мПа · 10 σ <sub>Рз</sub>	14,0 12,0	15,0 10,3	12,8 8,6	3	18,0 12,6		98,7 29,5		146,4 27,6			134,7 19,7	77,5 17,5
$\begin{array}{c} 1000\\ 975\\ 950\\ 925\\ 900\\ 875\\ 850\\ 825\\ 800\\ 750\\ 700\\ 650\\ 600\\ 500\\ 400\\ 300\\ 250\\ 225\\ 200\\ 175\\ 150\\ 100\\ 50\\ 30\\ 20\\ 10\end{array}$	071 307 291 342 357 362 395 425 441 452 470 562 605 616 622 852 948 982	049 289 273 325 343 343 373 407 402 430 439 518 556 523 567 804 926 971 968	010 251 247 305 321 266 289 307 319 321 386 413 429 473 794 868 8835 948		$\begin{array}{c} 00\\ 15\\ 15\\ 16\\ 18\\ 17\\ 18\\ 20\\ 26\\ 27\\ 33\\ 32\\ 26\\ 55\\ 50\\ 52\\ 49\\ 51\\ 50\\ 50\\ 51\\ 50\\ 50\\ 50\\ 50\\ 50\\ 50\\ 50\\ 50\\ 50\\ 50$	164729636318322667720		005 259 235 274 271 275 286 276 271 280 305 407 425 473 327 437 334 422 223 143 087 100 008		$\begin{array}{c} -003\\ -273\\ -278\\ -311\\ -325\\ -349\\ -339\\ -373\\ -385\\ -409\\ -463\\ -460\\ -347\\ -307\\ -427\\ -325\\ -259\\ -271\\ -301\\ -220\\ 338\end{array}$		-167 -135 -090 -102 -105 -067 -063 -065 -060 -048 -048 -048 -048 -048 -055 -055 -082 -135 -325 -3330 -226 -138 -249 416	$\begin{array}{c} -287\\ -347\\ -378\\ -363\\ -308\\ -308\\ -306\\ -282\\ -255\\ -195\\ -161\\ -030\\ 220\\ -326\\ -340\\ -343\\ -242\\ -242\\ -155\\ -172\\ -206\\ 137\\ 513\\ \end{array}$

- 1. Александров Э. Л., Седунов Ю. С. Человек и стратосферный озон.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.- 104 с.
- Александров Э. Л., Кароль Н. Л., Ракипова Л. Р., Седу-нов Ю. С., Хргиан А. Х. Атмосферный озон и изменение глобального климата. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 167 с.
- 3. Алексеев А. В., Кабанов М. В., Куштин Н. Ф. Оптическая рефракция в земной атмосфере (горизонтальные трассы).- Новосибирск: Наука, 1982.— 159 с.
- 4. Башаринов А. Е., Гурвич А. С. Исследования радиоизлучения поверхности Земли и атмосферы на спутнике «Космос-243».— Вестник АН CCCP, 1970, № 10, c. 37-43.
- 5. Башаринов А. Е., Митник Л. М. Особенности поля влажности над океанами по данным радиометрических сверхвысокочастотных измерений с ИСЗ «Космос-243».— Метеорология и гидрология, 1970, № 12, с. 13—18.
- 6. Бекорюков В. И., Захаров Г. Р. Широтно-сезонное распределение парциального давления озона над северным полушарием.-- Труды ЦАО, 1978, № 140, c. 100–116.
- 7. Божков Р. Д. Вычисление вертикального распределения озона в атмосфере по даным о его общем содержании. — Метеорология и гидрология, 1969, № 1, c. 100--108.
- 8. ГОСТ 4401-73. Стандартная атмосфера. Параметры. М.: Изд-во стандартов, 1974.— 117 с.
- 9. Гутерман И. Г. Осредненная по времени и по широте влажность в ат-
- мосфере Земли. Труды ВНИИГМИ МЦД, 1980, вып. 72, с. 3—12. 10. Гущин Г. П., Виноградова Н. Н. Суммарный озон в атмосфере. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 238 с.
- 11. Дианов-Клоков В. И., Лукшин В. В., Скляренко Н. Я., Шакула Ю. П. О вариациях содержания окиси углерода во всей толще земной атмосферы. -- Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1975, т. 11, № 3, c. 320-324.
- 12. Евсеева П. С., Ершов А. Т., Самойленко В. С. Закономерности вертикального распределения водяного пара в атмосфере приэкваторных широт Атлантического океана. В сб.: ТРОПЭКС-74. Л.: Гидрометеоиздат, 1976, т. 1, с. 526—537.
- 13. Егорова В. И. Количественные характеристики удельной влажности северного полушария и связь их с синоптическими процессами. — Труды ГГО, 1968, вып. 232, с. 15-24.
- 14. Зайцев В. А., Ледохович А. А., Никандрова Г. Т. Влажность воздуха и ее измерение. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 112 с.
- 15. Зуев В. Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. М.: Советское радио, 1970.— 496 с.
- 16. Илашвили Т. А., Инджгиа Р. Г. Аппроксимация вертикального распределения влажности с помощью экспоненциально-косинусных функций.--
- Сообщения АН Груз. ССР, 1980, т. 97, № 2, с. 333—336. 17. Каменоградский Н. Е., Шишков А. А. Экспериментальные исследования углекислого газа (обзор). Труды ИЭМ, 1981, вып. 10(84), с. 73-90.

- 18. Кароль И. Л., Розанов В. В., Тимофеев Ю. М. Газовые примеси в атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 192 с.
- 19. Киселева М. С. Современные данные о содержании поглощающих газовых компонент в тропо- и стратосфере. Труды ИЭМ, 1978, вып. 8(81), c. 79–98.
- 20. Комаров В. С. Распределение водяного пара в свободной атмосфере.-Труды НИИАК, 1969, вып. 47, с. 40-64.
- 21. Комаров В. С. Статистические параметры общего влагосодержания атмосферы и их применение в некоторых прикладных задачах.— Труды ВНИИГМИ--МЦД, 1976, вып. 28.- 50 с.
- 22. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В. Аэрозольные модели атмо-сферы. М.: Наука, 1981. 104 с.
- 23. Малкевич М. С., Самсонов Ю. Б., Копрова Л. И. Водяной пар в стратосфере.— В кн.: Проблемы физики атмосферы.— Л.: Изд-во ЛГУ,
- 1963, вып. 2, с. 21—27. 24. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеонздат, 1984.— 639 с. 25. Матвеев Л. Т. Динамика облаков.— Л.: Гидрометеонздат, 1981.— 311 с.
- 26. Пинус Н. З., Шметер С. М. Аэрология. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 351 c.
- 27. Плечков В. М., Снопков В. Г. Результаты измерений суммарного содержания водяного пара в десятикилометровом слое атмосферы над Атлантикой радиозондовым и радиометрическим методами.— В сб.: Тропическая зона Мирового океана и связанные с ней глобальные процессы.— М.: Наука, 1973, c. 161-163.
- 28. Снопков В. Г. О суммарном содержании водяного пара в пассатной зоне Атлантического океана и его временной изменчивости.— Метеорология и гидрология, 1971, № 10, с. 103—105. 29. Снопков В. Г. О суммарном влагосодержании атмосферы над Индий-
- ским океаном. Труды ТИНРО, 1975, вып. 10, с. 40-43.
- 30. Снопков В. Г., Йлечков В. М. О влагосодержании атмосферы на экваторе над Атлантическим океаном.— В сб.: Метеорологические исследования по программе международного тропического эксперимента. -- М.: Наука, 1977, с. 51—71.
- 31. Справочник статистических характеристик температуры и влажности в свободной атмосфере над СССР. Ч. 1—3/Под ред. В. С. Комарова.— М.: Гидрометеоиздат, 1972.
- 32. Справочник статистических характеристик температуры и влажности в свободной атмосфере над СССР. Ч. IV/Под ред. В. С. Комарова.— М.: Гидрометеоиздат, 1975.— 142.
- 33. Тимофеев Н. А. О вертикальном распределении абсолютной влажности воздуха и влагосодержании в атмосфере над океанами.— Метеорология и гидрология, 1979, № 8, с. 55-62.
- 34. Технический регламент. Т. 1 (общая часть). Изд. 2-е, ВМО, № 49, ОД. 2. Женева, 1959. Дополнение № 2, Женева, 1963.
- 35. Хргиан А. Х. Физика атмосферного озона.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 291 c.
- 36. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Т. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 247 с.
- 37. Хргиан А. Х., Кузнецов Г. И. Проблема наблюдений и исследований атмосферного озона. — М.: Изд-во МГУ, 1981. — 216 с.
- 38. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 568 с.
- 39. Шетунов И. А. Вертикальный профиль влажности и общее влагосодержане атмосферы по разрезу от 60° с. ш. до 60° ю. ш. В сб.: Проблемы циркуляции в атмосфере и гидросфере Атлантического океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970, с. 55-65.
- 40. Юрганов Л. Н., Малков И. П., Дианов-Клоков В. И. Исследования содержания малых компонент атмосферы в северном и южном полушариях.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15, № 11, c. 1159—1167.

- 41. Ackerman M., Fontanella J. C., Frimount D. et al. Simultaneous measurements of NO and NO<sub>2</sub> in the stratosphere.— Planet Space Sci., 1975, v. 23, p. 651-660.
- 42. Bischof W., Fabian P., Borchers R. Decrease in CO<sub>2</sub> mixing ratio observed in the stratosphere.- Nature, 1980, v. 288, p. 347-348.
- 43. Butcher S. S., Charlson R. J. Introduction of Air Chemistry .- New York: Academic Press, 1972. – 268 p. 44. Crisi A. R. Hemispheric Water Vapor Balance during 1958. – In: Humidity
- and Moisture. New York: Reinhold Publ. Corp., 1964, v. II.- 502 p.
- 45. Dütsch H. U. The ozone distribution in the atmosphere.— Canad. J. Chem., 1974, v. 52, p. 1491-1504.
- 46. Ehhalt D. H., Heidt L. E., Lueb R. H., Martell E. A. Concentration of CH4, CO, CO2, H2, H2O and N2O in the upper stratosphere.-J. Atm. Sci., 1975, v. 32, p. 163–169.
- 47. Ellsaesser H. W., Harries J. E., Kley D., Denndorf R. Stratospheric H<sub>2</sub>O.- Planet Space Sci., 1980, v. 28, p. 827-835.
- 48. Energy and Climate. Washington: National Academy of Sciences, 1977.— 304 p.
- 49. Fabian P. Atmospheric sampling. Adv. Space Res., 1981, v. 1, p. 17-27.
- 50. Fabian P., Borchers R., Weiler K. H. et al. Simultaneously measured vertical profiles of H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO, N<sub>2</sub>O, CFCl<sub>3</sub> and CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub> in the midlatitude stratosphere and troposphere.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 3149-3154.
- 51. Farmer C. B., Raper O. F., Robbins B. D. et al. Simultaneous spectroscopic measurements of stratospheric species: O<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, CO, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O, HCl and HF at northern and outhern mid-latitudes.- J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 1621-1632.
- 52. Feister U., Plessing P. Ozone sounding during the experiment Monsoon 77 in the Indian Ocean.- Proc. Quadriennual Intern. Ozone Symp. IMAP, 1980, p. 545-552.
- 53. Fisher H., Fergg F., Rabus D. Radiometrische Messung Stratosphärischer Spurengasprofile von einer Sonnenstabilisierten Ballon-gondol.- Ann. Met. New Folge, 1980, 15, S. 177-178.
- 54. Fontanella J. C., Girard A., Gramont L., Louisnard N. Ver-tical distribution of NO, NO<sub>2</sub> and HNO<sub>3</sub> as derived from stratospheric absorption infrared spectra. Appl. Opt., 1975, v. 14, p. 825-839.
- 55. Fraser P. J., Hyson P., Pearman G. I. Some considerations of the global measurements of background atmospheric carbon dioxide.-- WMO-ICSU-UNER Sci. Conf. Anal. and Interpret. Atmos. CO<sub>2</sub>, Data, Bern, 1981.
- Geneva, 1981, p. 179-186. 56. Goldan P. D., Kuster W. C., Albritton D. L., Schmeltek o p f A. L. Stratospheric CFCl<sub>3</sub>, CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O height profile measurements at several latitudes.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 413—423. 57. Goldan P. D., Kuster W. C., Schmeltekopf et al. Correction of
- atmospheric N<sub>2</sub>O mixing ratio data.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 5385— 5386.
- 58. Gutnick M. Mean atmospheric moisture profiles to 31 km for middle latitudes.— Appl. Opt., 1962, v. 1, p. 670-682.
- 59. Harries J. E. The distribution of water vapor in the stratosphere.— Rev. Geophys. Space Phys., 1976, v. 14, p. 565-575.
- 60. Hesse W. Handbuch der Aerologie. Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft Geest. Porting K.-G., 1961. 897 p.
  61. Hilsenrath E., Guenther B., Dunk P. Water vapor in the lower stratosphere measured from aircraft flight. J. Geophys. Res., 1977, v. 34, p. 5453—5458.
- 62. Horvath J. J., Mason C. J. Nitric oxide mixing ratios near the stratopause measured by a rocket-borne chemiluminescent detector.— Geophys. Res. Lett., 1978, v. 5, p. 1023—1026.
- 63. Janaka Masayuki, Nakasawa Jakakiyo, Aoki Shuhji. Concentration of atmospheric carbon dioxide over Japan.— J. Geophys. Res., 1983, v. 88, p. 1339-1344.

- 64. Junge C. E. Air chemistry and radioactivity.-- New York: Academic Press, 1963.— 380 p.
- 65. Kelly T. J., Stedman D. H., Ritter J. A., Harvey R. B. Measurements of oxides of nitrogen and nitric acid in clear air.-J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 7417-7425.
- 66. Kerr J. B., McElroy C. T., Evans W. F. J. Mid-latitude summertime measurements of stratospheric N<sub>2</sub>O.- Can. J. Phys., 1982, v. 60, p. 196-200.
- 67. Kley D., Drummond J. W., Schmeltekopf A. L. On the structure and microstructure of stratospheric water vapor.— In: Atmospheric Water Vapor/Ed. A. Deepak, T. D. Wilkerson, L. H. Ruhnke. New York: Academic Press, 1980, p. 315-327.
- 68. Krueger A. Rocket measurements of ozone over Hawaii.- Annual. Geophys., 1979, v. 25, p. 225–229.
- 69. Krueger A. J., Minzner R. A. A mid-latitude ozone model for the 1976 U. S. Standard Atmosphere. J. Geophys. Res., 1976, v. 81, p. 4477-4481.
- 70. Laser monitoring of the atmosphere/Ed. E. D. Hinkley.— Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1976. 415 p. 71. Levy H., Mahlman J. D., Moxim W. J. Tropospheric N<sub>2</sub>O variability.
- J. Geophys. Res., 1982, v. 87, p. 3061—3080. 72. Logan J. A., Prather M. J., Wofsy S. C., McElroy M. B. Tropo-
- spheric chemistry: a global perspective.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 7210—7254.
- 73. Louisnard N., Fergant G., Girard A. Simultaneous measurements of methane and water vapor vertical profiles in the stratosphere.- Proc. Quadrennial Intern. Ozone Symp., IMAP, 1980, p. 797-802.
- 74. Louisnard N., Girard A., Eichen G. Measures du profil vertical de concentration de la vapeur d'eau stratospherique.- C. R. Acad. Sci., Sep. B., 1980, v. 290, p. 385-388.
- 75. Maier E. J., Aikin A. C., Ainsworth J. E. Stratospheric nitric oxide and ozone measurements using photoionization mass spectrometer and UV absorption.— Geophys. Res. Lett., 1978, v. 5, p. 37-40. 76. McCartney E. L. Optics of the atmosphere.— New York: Wiley, 1977.—
- 408 p.
- 77. McFarland M. Nitric oxide measurements in the equatorial Pacific region.— Geophys. Res. Lett., 1979, v. 6, p. 605—608.
- 78. Miller C., Filkin D. L., Owens A. J. et al. A two-dimensional model of stratospheric chemistry and transport .-- J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 12039—12065.
- 79. Niple E., Mankin W. G., Goldman A. et al. Stratospheric NO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O mixing ratio profiles from hight resolution infrared solar spectra using non-linear least squares. – Geophys. Res. Lett., 1980, v. 7, p. 489–492. 80. N o x o n J. E. Stratospheric N<sub>2</sub>O. Global behavior. – J. Geophys. Res., 1979,
- v. 84, p. 5067—5076.
- Optical properties of the atmosphere/Ed. R. A. McClatchey.— Bedford: Air Force Cambridge Research Lab., 1970.—124 p.
   Patel C. K., Burkhardt N. E. G., Lambert C. A. Spectroscopic mea-
- surements of stratospheric nitric oxide and water vapor.— Science, 1974, v. 184, p. 1173—1176.
- 83. Perrin de Brichambaut Ch. Rayonnement solaire et echanges radiatifs naturels.— Paris: Gauthier-Villars, 1963.— 318 p. 84. Pierotti D., Rasmussen L. E., Rasmussen R. A. Continuous mea-
- surements of nitrous oxide in the troposphere.— Nature, 1978, v. 274, p. 754— 756.
- Pittock A. B. Climatology of the vertical distribution of ozone over Aspendale (38 °S, 145 °E).— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1977, v. 103, p. 575—584.
   Pollock W., Heidt L. E., Lueb R., Ehhalt D. H. Measurement of
- stratospheric water vapor by cryogenic collection.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 5555—5568.
- 87. Ridley B. A., Hastie D. R. Stratospheric odd-nitrogen: NO measurements at 51 °N in summer.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 3162—3166.

- 88. Ridley B. A., Schiff H. I. Stratospheric odd-nitrogen: nitric oxide measurements at 32 °N in autumn.-J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 3167-3172.
- Roscoc H. K., Drummond J. R., Jarnot R. F. Infrared measurements of stratospheric composition. III. The daytime changes of NO and NO<sub>2</sub>.— Proc. Roy. Soc. London, A, 1981, v. 375, p. 507-528.
- 90. Routhir F., Dennett R., Davis D. D. et al. Free tropospheric and boundary-layer airborne measurements of ozone over the latitude range of
- 58 °S to 70 °N.-J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 7307-7321.
  91. Sa dler J. C., Ramage C. S., Hori A. M. Carbon dioxide variability and atmospheric circulation.-J. Appl. Met., 1982, v. 21, p. 793-805.
  92. Schiff H. J., Repper D., Ridley B. A. Tropospheric NO measurement up to 7 km.-J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 7895-7897.
  93. Seiler W., Giehl H., Ellis H. A method for monitoring of background CO and first results of continuous CO registration on Manae Lee Observed.
- CO and first results of continuous CO registration on Mauno Loa Observatory.- Spec. Environm. Rep. 10, Geneva: WMO, 1976, p. 31-39.
- 94. Smith W. L. Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point.— J. Appl. Met., 1966, v. 5, p. 726—727. 95. Spänkuch D., Döhler W., Kubasch H. Statistical caracteristics of
- the vertical ozone distribution midlatitudes.- Pure and Appl. Geophys., 1973, v. 106-108, p. 1208-1218.
- 96. Spänkuch D., Döhler W. Statistische Charakteristika der Vertical Profile von Temperatur und Ozon und ihre Kreuzkorrelation über Berlin .-- Geod. Geoph. Voröff., 1975, R. II, H. 19. 1325 c.
- 97. Stedman D. H., Chameides W. L., Cicerone R. J. The vertical distribution of soluble gases in the troposphere.— Geophys. Res. Lett., 1975, v. 2, p. 333-336.
- 98. Swann N. R. W., Bangham M. J., Harries J. E. Measurement of stratospheric water vapor using a far infrared radiometer.— FAA HAPP Atmospheric Programs Bull. 1978, v. 79, N 3, p. 1-6. 99. Takahashi F. Water vapor content in the stratosphere obtained by a bal-
- loon observation.— ISAS Report, N 587, University of Tokyo, 1980, v. 45, N 12.— 289 p.
- 100. The stratosphere 1981. Theory and measurements/Ed. R. Hudson.-WMO. Geneva, 1982.- 435 p.
- 101. Vassy, A. Atmospheric ozone. Advances in geophysics, v. 11 .- New York-London: Academic Press, 1965.- 85 p.
- 102. Volz A., Ehhalt D. H., Dervent R. G. Seasonal and latitudinal variations of CO and the tropospheric concentrations of OH radicals.-J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 5163—5171. 103. Written R. C., Poppoff I. G. Physics of the lower ionosphere. – New
- York: Prentice-Hall, Inc, 1965.—281 p. 104. Z ip f E. C., Prasod S. A mesosphere source of nitrous oxide.— Nature,
- 1982, v. 295, p. 133-135.

- 1. Атлас климатических характеристик температуры, плотности и давления воздуха, ветра и геопотенциала в тропосфере и нижней стратосфере северного полушария. М.: Гидрометеоиздат, 1975, вып. 3, часть 2. 129 с.
- 2. Атлас карт среднего квадратического отклонения температуры воздуха в свободной атмосфере северного полушария/Под ред. И. Г. Гутермана, И. В. Ханевской. — М.: Гидрометеоиздат, 1980. — 96 с.
- 3. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих.--Труды ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.
- 4. Бакланова А. Н., Васильев В. А., Комаров В. С., Семенова И. Д., Струзер Р. А., Филиппов В. В. Организация архива спутниковой радиометрической информации на технических носителях и опыт первичной обработки. Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 94, с. 3-20.

- 5. Белявский А. И., Покровский О. М. О проблемах объективного анализа данных косвенных метеорологических наблюдений.— Метеорология и гидрология, 1982, № 4, с. 31—37.
- 6. Борисенков Е. П., Романов М. А. Алгоритмы и программы статистической обработки информации на ЭВМ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 363 c.
- 7. Брюхань Ф. Ф. Методы климатической обработки и анализа аэрологической информации. — М.: Гидрометеоиздат, 1983. — 112 с.
- 8. Гольцова Н. И. и др. Сравнение советской и американской системы судового радиозондирования.- Метеорология и гидрология, 1974, № 12, с. 92-97.
- 9. Гутерман И. Г. Распределение ветра над северным полушарием. Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 250 с.
- 10. Дроздов О. А., Орлова В. В., Швер Ц. А. К вопросу об оптимальной длительности осреднения при климатических исследованиях.— Труды ГГО, 1965, вып. 181, с. 14—45.
- 11. Заварина М. В. О климатических нормах и оптимальном периоде наблюдений. — Метеорология и гидрология, 1966, № 2, с. 44-47.
- 12. Зайцев В. А., Ледохович А. А., Никандрова Г. Т. Влажность воздуха и ее измерение. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 112 с.
- 13. Зайчиков Б. П., Романов Ю. А. Особенности режима ветра, температуры и влажности воздуха экваториального района Центральной Атлантики. — В сб.: ТРОПЭКС—74. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. Т. 1, с. 338—350. 14. Каган Р. Л., Федорченко Е. И. О применении теории выбросов к ис-
- следованию температурных рядов. Труды ГГО, 1970, вып. 267, с. 146-172.
- 15. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 319 с. 16. Казначеева В. Д., Руденкова Т. В. Вертикальная статистическая
- структура полей метеорологических элементов по данным наблюдений ТРОПЭКС—72.— Метеорология и гидрология, 1975, № 10, с. 99—105.
- 17. Казначеева В. Д., Руденкова Т. В. Временные корреляционные функции метеорологических полей в тропической зоне Атлантического океана. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1976, вып. 13, с. 166—176.
- 18. Клюкин Н. К. О системе автоматизированной обработки режимной гидрометеорологической информации. — Труды НИИАК, 1967, вып. 46, с. 13-17.
- 19. Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатологическая обработка метеорологической информации. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 295 с.
- 20. Комаров В. С. Пространственные корреляционные связи температуры в свободной атмосфере над некоторыми районами северного полушария.---Труды НИИАК, 1967, вып. 40, с. 27—38.
- 21. Комаров В. С. Статистическая структура поля влажности в свободной атмосфере над территирией СССР.— Труды НИИАК, 1971, вып. 70.— 224 с.
- 22. Комаров В. С., Головлева В. Н., Бакланова А. Н. К вопросу о точности восстановления профилей температуры по данным спутниковых измерений. — Труды ВНИИГМИ – МЦД, 1974, вып. 9, с. 25-29.
- 23. Комаров В. С. Статистическая структура полей температуры и влажности в пограничном слое и ее связь с процессами свободной атмосферы.--Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1977, вып. 38, с. 3—35. 24. Комаров В. С., Козлов В. П., Ставицкая Н. А., Яков-
- лев А. А. К вопросу о выборе наиболее информативных уровней атмосферы с целью оптимального описания вертикального распределения температуры.— Труды ВНИИГМИ--МЦД, 1977, вып. 38, с. 48-58.
- 25. Комаров В. С. Особенности статистической структуры вертикальных профилей температуры и влажности в атмосфере северного полушария.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1978, вып. 57, с. 3—91.
- 26. Комаров В. С., Яковлев А. А., Ставицкая Н. А. Некоторые дополнительные результаты численных экспериментов по выбору наиболее информативных уровней атмосферы.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1979, вып. 66, c. 56—59.

- 27. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы со спутников. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 280 с.
- 28. Мерцалова О. Б. Методика расчета вертикальных корреляционных связей температуры и давления в свободной атмосфере и некоторые выводы из полученных результатов.— Труды НИИАК, 1964, вып. 30, с. 3—17.
- 29. Мещерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Н. И. Естественные составляющие метеорологических полей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 199 с.
- 30. Новый аэроклиматический справочник свободной атмосферы над СССР/ Под ред. И. Г. Гутермана.— М.: Гидрометеоиздат, т. 1—12.
- 31. Обухов А. М. О статистических ортогональных разложениях эмпирических функций. — Изв. АН СССР. Геофизика, 1960, т. 3, с. 432—439.
- 32. Обухов А. М. Статистическое описание непрерывных полей. Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1954, вып. 24(151), с. 3—42.
- 33. О составе, точности и пространственно-временном разрешении информации, необходимой для гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства и службы гидрометеорологических прогнозов/Под ред. М. А. Петросянца, В. Д. Решетова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 219 с.
- 34. Панчев С. Случайные функции и турбулентность. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. — 447 с.
- 35. Протасов А. В., Чекурова В. В. Использование естественных ортогональных базисов для восстановления полей метеорологических элементов по данным измерений на редкой сети станций.— Метеорология и гидрология, 1983, № 1, с. 105—109.
- 36. Решетов В. Д. Изменчивость метеорологических элементов в атмосфере. Л.: Гидрометеоиздат, 1973.—215 с.
- 37. Романенко Т. П. К вопросу о временной статистической структуре температуры воздуха в тропосфере и нижней стратосфере.— В сб.: Применение статистических методов в метеорологии.— Новосибирск: СО АН СССР, 1971, с. 122—128.
- 38. Руднева Л. Г. Вертикальная структура полей основных метеоэлементов в погранчином слое тропической зоны Атлантического океана.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1978, вып. 57, с. 121—133.
- 39. Румшиский Л. З. Математическая обработка результатов эксперимента.— М.: Наука, 1971.— 193 с.
- Стельмах Ф. Н. Вертикальные корреляционные связи температуры в свободной атмосфере над северным полушарием. Труды НИИАК, 1965, вып. 30, с. 18—62.
- Таблицы статистических характеристик термодинамических параметров атмосферы северного полушария. Ч. 1, Европа (без СССР)/Под ред. В. С. Комарова.— Обнинск: Изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1977.
- Таблицы статистических характеристик термодинамических параметров атмосферы северного полушария. Ч. 2. Северная Америка/Под ред. В. С. Комарова.— Обнинск: Изд. ВНИИГМИ—МЦД. 1979.
- 43. Таблицы статистических характеристик термодинамических параметров атмосферы северного полушария. Ч. З. Атлантический и Тихий океаны/Под ред. В. С. Комарова.— Обнинск: Изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1979.
- 44. Фаддеев Д. К., Фаддеева В. Н. Вычислительные методы линейной алгебры.— М.: Физматгиз, 1963.— 734 с.
- 45. Филиппов В. В. Пространственно-временная организация спутниковых данных радиометрического зондирования для автоматизированной архивации и обработки.— Труды ВНИИГМИ.—МЦД, 1980, вып. 71, с. 21—29.
- 46. Фортус М. И. Метод эмпирических ортогональных функций и его применение в метеорологии.— Метеорология и гидрология, 1980, № 4, с. 113—119.
- 47. Ханевская И. В. Температурный режим свободной атмосферы над северным полушарием.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 299 с.
- Anderson T. W. Introduction to multivariate statistical analysis.-- New York: John Wiley, 1958.

- 49. Brooks C. E., Carruthers N. Handbook of statistical methods in meteorology.- Her Majesty's Stationary Office, 1953.- 412 p.
- 50. Chedin A., Scott N. A. A physico-statistical approach to meteorological parameters retrievals from the sattelites of the TIROS-N series.— COSPAR— IAMAP—WMO, IGIS, 1983.— 88 p.
- 51. Dobson G. M. Long-term constance of ozone at Oxford. Proc. Joint Symp. Atm. Ozone. Dresden, 1977, v. 1, p. 209-210.
- 52. Ehhalt D. H. In situ measurements of stratospheric trace constituents.— Rev. Geophys. Space Phys., 1978, v. 16, p. 217-224.
- 53. Enger Y. Optimum length of record climatological estimates of temperature.— J. Geophys. Res., 1964, v. 64, p. 90-105.
- 54. Finger F. G., McInturff R. M. The compatibility of upper-air data. Pt I: Research on compatibility of data from radiosondes, rocketsondes and satellites.- WMO Techn. Note, 1978, v. 163.- 26 p.
- 55. Fukuoka K. A study on 10-day forecast (a synthetic report).-- Geophys. Magazine, 1951, v. 22, p. 117-209.
- 56. Gillete D. A. Decomposition of annual patterns of atmospheric carbon dioxide concentrations: a preliminary interpretation of one year of data 13 globally distributed locations - Atmos. Environ., 1982, v. 16, p. 2537-2542.
- 57. Golovko V. A., Döhler W., Pachomov L. A. et al. Statistische Charakteristika der spektralen Strahldichte der infrarden Ausstrahlung nach Messunger cines Interferometer spectrometers und Bord des Satelliten Meteor 28.— Abhandlungen des Met. Dienstes DDR, 1952, Bd. 17, N 130, p. 20—51. 58. Hannan E. J. Multiple time series.— New York: John Wiley, 1970.
- 59. Helsenrath E. Ozone measurements in the atmosphere and stratosphere during two significant geophysical events.— J. Atm. Sci., 1971, v. 28, p. 295-297.
- 60. Koprova I. I., Pokrovsky O. M., Ivanikin E. E. Peculiarities of statistical structure of the temperature field and possibilities of the objective analysis in the tropical Atlantic.—GARP Atlant. Trop. Exp. Proc. Int. Sci. Conf. Energ. Trop. Åtmos., Tashkent, Geneva, 1977, p. 401-406. 61. Krueger A. J., Foster G. M., Wright D. U. Sheduled rocket ozone
- sounding network data.— Quart. Report for the period June, July and Aug.— NASA, WES, 1976.— 8 p.
- 62. Lorenz E. N. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction .- Sci. Rep. N 1, Statistical Forecasting Project, Dept. Met., MIT, 1956.— 49 р.
- 63. Mcllveen J. E. R., Ludlan F. H. The lag of humidity sensor in the British radiosonde.— Met. Mag., 1969, v. 98.— 1165 p.
- 64. Oort A. H., Rasmussen O. O. Atmospheric circulation statistics.—Us. Cov. Prin. Off., Washington, 1971.— 323 p.
- 65. O ort A. H. The interannual variability of atmospheric circulation statistics.--NOAA, 1977.— 76 p.
- 66. Ozone data for the world. Published by the Meteorological Branch Department of Transport in cooperation with the World Meteorological Organization, Toronto-Ontario, 1961-1981.
- 67. Paegle J. N., Haslam R. B. Empirical orthogonal function estimates of local predictability.— J. Appl. Met., 1982, v. 21, p. 117—126.
- 68. Seshadri N. A study of performance of different types of radiosondes used over Indian sea areas during MONEX-79.- Mausam, 1982, v. 33, p. 317-324.
- 69. Spänkuch D., Timofeyev Yu. M., Güldner J. Comparison of diffe-rent inversion methods for the vertical temperature profiles from simulated satellite measurements in narrow spectral intervals.- Zeitschrift für Met. 1977, Bd. 27, p. 234-242.
- 70. The compatibility of upper-air data. Pt I.- WMO Techn. Note, 1978, v. 163, p. 1-26.
- 71. Use of data from meteorological satellites.— Techn. Conf., Lannionn, 1979. ESA. 120 p.
- 72. Volkert H. Analyse südbayerischer Klimadalen mit empirischen Orthogonal funktion.— Ann. Met., 1982, v. 19, p. 249-250.

- 73. Walsh J. E., Richman M. B. Seasonality in the associations between surface temperatures over the United States and the North Pacific Ocean .- Mon. Wea. Rev., 1981, v. 109, p. 767-789. 74. Walsh J. E., Sater J. E. Monthly and seasonal variability in the ocean-
- ice-atmosphere systems of the North Pacific and the North Atlantic.- J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 7425-7445.
- 75. Weare B. C., Nasstrom J. S. Examples of extended empirical orthogonal function analysis .- Mon. Wea. Rev., 1982, v. 110, p. 481-485.

- 1. Атлас климатических характеристик тропопаузы над северным полушарием/Под ред. З. М. Маховера. М.: Гидрометеоиздат, 1973. — 227 с.
- 2. Атлас удельной влажности свободной атмосферы над Миром/Под ред. И. Г. Гутермана. М.: Гидрометеоиздат, 1980. — 99 с.
- 3. Баранов А. М. Фронтальные облака и условия полетов в них.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 238 с.
- 4. Бойчук В. В., Марченко А. С. Фон и вариации элементов физико-
- географической среды. М.: Наука, 1968. 115 с. 5. Болдырев В. Г. К вопросу об изменчивости собственных векторов и собственных чисел корреляционных матриц вертикальных профилей температуры. — Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 73, с. 112-117.
- 6. Витвицкий Г. Н. Зональность климата Земли. Мысль, 1980.
- 7. Воронцов П. А. Турбулентность и вертикальные токи в пограничном слое атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 296 с.
- 8. Гантмахер Ф. Р. Теория матриц.— М.: Наука, 1966.— 576 с.
- 9. Заставенко Л. Г. Барическое поле тропосферы северного полушария.-Труды НИИАК, 1966, вып. 86.— 236 с.
- 10. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеоиздат, 1968.
- 11. Комаров В. С. Горизонтальная структура поля температуры и его изменчивость в районе субтропической планетарной зоны над Евразией. — Труды НИИАК, 1967, вып. 40, с. 39—53.
- 12. Комаров В. С. Использование естественных ортогональных функций для оптимального представления вертикальной структуры полей температуры и влажности в атмосфере северного полушария. Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1979, вып. 66, с. 3—31.
- 13. Комаров В. С. Некоторые результаты статистической оценки вертикальной структуры поля температуры по данным косвенного зондирования атмосферы. Труды ВНИИГМИ МЦД, 1980, вып. 71, с. 3-21.
- 14. Копрова Л. И., Болдырев В. Г. О статистических характеристиках вертикальной структуры полей температуры и влажности больших высот.-Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, № 6, с. 154—167.
- 15. Марольян К. Я., Спиридонова Ю. В. Предварительная оценка глобального распределения фронтальной облачности. Труды ВНИИГМИ МЦД 1977, вып. 57, с. 92—108.
- 16. Материалы по климату и циркуляции свободной атмосферы над СССР. Т. 1—2/Под ред. И. Г. Гутермана.— М.: Гидрометеоиздат, 1970, 1972, 1974.
- 17. Материалы по климату и циркуляции атмосферы над зарубежными странами северного полушария. Т. 1, вып. 1-2.- М.: Гидрометеоиздат, 1972, 1974.
- 18. Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики. М.: Наука, 1969. 184 с.
- 19. Погосян Х. П., Павловская А. А., Летников Г. В. Непериодические процессы в стратосфере северного полушария. Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 166 c.
- 20. Погосян Х. П. Сезонные и внутрисезонные изменения температуры, геопотенциала и атмосферной циркуляции в стратосфере. М.: Наука. Метеорология, 1965.— 110 с.
- 21. Руховец Л. В. К вопросу устойчивости эмпирических ортогональных функций.— Метеорология и гидрология, 1976, № 2, с. 103-106.

- 22. Справочник вертикальных корреляционных связей температуры, геопотенциала и плотности в свободной атмосфере над северным полушарием/ Под ред. О. Б. Мерцаловой. — М., 1966.
- 23. Татарская М. С. Ортогональные разложения полей температуры и влажности нижней тропосферы. - Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1974, № 10, с. 290—296.
- 24. Тверская Н. П. Статистические характеристики вертикального профиля влажности при кучевых облаках.— Метеорология и гидрология, 1974, № 8, c. 56-64.
- 25. Титов В. И., Вокалюк Ю. В. Поле облачности над земным шаром в январе. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1979, вып. 56, с. 3—20.
- 26. У ралова Л. А. Структура стратосферных циклонов и антициклонов в различные сезоны. Труды ЦИП, 1965, вып. 146, с. 136-144.
- 27. Хромов С. П. Метеорология и климатология. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 491 c.
- 28. Bannoh J. K., Steele B. A. Average water content of the air.— London: Met. Office. Geophys. Memories, 1960, 102.
- 29. Climate of the upper air. Southern Hemisphere/H. Van Loon I. I. Taljaard, R. L. Jenne, H. L. Cratcher.— Boulder, NGAR, 1971.
- 30. Crutcher H. L., Meserve J. M. Selected level heights temperature and dew points for the northern hemisphere.— Washington, NĂVAIR 50-IC-52, U.S. Nav. Wea. Serv., 408 p.
- 31. Erdmann H., Fechner H. Die vertikalen natürlichen orthogonalfunktion einer 19 jährigen Reihe von Halbtätigen Radiosondendaten der Station Erlangen.- Met. Rundsch., 1975, 28, S. 172-184.
- 32. Goldie N., Moore J. G., Austin M. A. Upper air temperature over the world.— Geophys. Memories, 13, 1958.— 228 p.
- 33. Greengorten I. I., Salmela H. A., Solomon J., Sharp J. Atmospheric humidity atlas-northern hemisphere .-- Rept. AFCRL-66-621, Air Force Surveys in Geophys., N 186, AFCRL, Bedford, Mass, 1966.
- 34. Hahn C. J., Warren S. G., London J. et al. Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over the ocean. - Boulder, 1982. - 211 p.
- 35. Labitzke K. Über markante Erwärmungen in der Stratosphäre.— Met. Abhandlungen, 1960, Bd 9, Hf. 2, p. 1-46.
- 36. Labitzke K. Stratospheric-mesospheric midwinter warmings. Prepr. to COS-PAR 21, 1978.—17 p.
- 37. Labitzke K. et al. Climatology of the stratosphere in the Northern Hemisphere.— Met. Abhand. Ins. für Met. der Freien Univ./ 1972. 38. Rex D. F. Climate of the free atmosphere.— Boulder: NGAR, 1965.— 45 p. 39. Statistische Structur der Meteorologischen Felder. Budapest, 1976.

- 40. Webb W. L. Structure of the stratosphere and mesosphere.— New York.: Academic Press, 1966.— 382 p.

- 1. Брезгин Н. И., Чижов А. Ф., Штырков О. В. Результаты экспериментальных исследований вертикального распределения озона на метеора-кетах в средних широтах и тропиках. В материалах докладов рабочего совещания по исследованию атмосферного озона. Тбилиси, 23-27 ноября
- 1981 г. Тбилиси: Мецниереба, 1982, с. 221—225. 2. Брезгин Н. И., Кузнецов Г. И., Чижов А. Ф. Штырков О. В. Вертикальное распределение озона на высотах от 20 до 70 км по результатам серии ракетных пусков в экваториальной зоне Индийского океана.---В кн.: Атмосферный озон.— М.: Наука, 1983, с. 81—85.
- 3. Бойченко П. Ф., Рыбин Ю. Н. О методах расчета статистической структуры атмосферного озона. Труды ЦАО, 1979, вып. 139, с. 61-66.
- 4. Воробьев В. И. Высотные фронтальные зоны северного полушария.-Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 231 с.
- 5. Еланский Н. Ф. О механизме воздействия струйного течения на озонный слой. – Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1975, т. 11, c. 916-925.

- 6. Еланский Н. Ф., Трутца Ю. Л. Некоторые особенности распределения общего содержания озона и двуокиси азота в атмосфере по наблюдениям с самолета.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15, с. 119—121.
- 7. Еланский Н. Ф. О некоторых закономерностях вертикального распределения озона. В материалах докладов рабочего совещания по исследованию атмосферного озона. Тбилиси, 23—27 ноября 1981 г. Тбилиси: Мецниереба, 1982, с. 232—236.
- Иозенас В. А., Краснопольский В. А., Кузнецов А. П., Лебединский А. И. Исследование планетарного распределения озона по ультрафиолетовым спектрам, измеренным на спутниках.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 4, с. 395—403.
- 9. Комаров В. С. Горизонтальная структура поля температуры и его изменчивость в районе субтропической планетарной высотной фронтальной зоны над Евразией.— Труды НИИАК, 1967, вып. 40, с. 39—53.
- 10. Перов С. П., Хргиан А. Х. Современные проблемы атмосферного озона. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 287 с.
- 11. Плессинг П., Флейстер У., Петерс Э. Результаты озонного радиозондирования в международном эксперименте «Муссон—77».— Метеорологические исследования, 1980, № 25, с. 13—20.
- 12. Шаламянский А. М., Ромашкина К. И. Распределение и изменение общего содержания озона в различных воздушных массах.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1980, т. 16, № 12, с. 1258—1265.
- 13. Attmannspacher W., Hartmannsgruber R. Some results of 6 years (1967—1972) of regular ozone soundings at the meteorological observatory Hohenpeissenberg.— Beit. Phys. Atmos. 1976, Bd 49, N 1, S. 18—33.
- 14. Bojkov R. D. Ozone distribution over Medeterranean, central and southereast Europe during the International Quiet Sun Year (1964-1965).-NCAR Manuscripts, Univ. Colorado, 1967, v. 337, p. 1-18.
- 15. Bojkov R. Mean pole-to-pole vertical ozone distribution.— Proc. VIIth Stanstead Seminar, Quebec, 1968, N 90, p, 221-240.
- 16. Dobson G. M. B. Atmospheric ozone and the movement of air in the stratosphere.—Pure a. Appl. Geophys., 1973, v. 106—108, N 5—7, p. 1520—1530.
- 17. Dütsch H. U. Atmospheric ozone and ultraviolet radiation. World Survey of Climate, 1969, v. 4, p. 383-432.
- Dütsch H. U., Züllig W., Ling Ch. Ch. Regular ozone observations at Thalwil, Switzerland, and at Boulder, Colorado. Zürich: LAPETH, 1970. 280 p.
- D ütsch H. U. Regular ozone soundings at the aerological station of the Swiss meteorological office at Payerne, Switzerland, 1968—1972. Zürich: LA-PETH, 1974.— 338 p.
- 20. Dütsch H. U. Vertical ozone distribution on a global.— Pure Appl. Geophys. 1978, v. 116, p. 511—529.
- Heath D. F., Schlesinger B. M. Seasonal and interannual variations in total ozone revealed by the Nimbus-4 Backscattered Ultraviolet Experiment.— J. Geophys. Res., v. 84, p. 6969—6979.
- J. Geophys. Res., v. 84, p. 6969-6979. 22. Kirchhoff V. W., Sahai J., Motta A. G. First ozone profiles measured with EGG sondes at natal (5,9°S, 35,2°W).— Geophys. Res. Lett., 1981, v. 8, p. 1171-1172.
- Klenk K. F., Bhartia P. K., Hilsenrath E., Fleig A. J. Standard ozone profiles from balloon and satellite data sets.— J. Climate and Appl. Met., 1983, v. 22, N 12, p. 2012—2022.
- 24. Krueger A. I., Heath D. F., Mateer C. L. Variations in the stratospheric ozone field inferred from Nimbus satellite observations.— Pure and Appl. Geophys., 1973, v. 106-108, N 5/7, p. 1254-1263.
- phys., 1973, v. 106-108, N 5/7, p. 1254-1263.
  25. Leiterer V., Weller M., Spankuch D. Measurements of vertical ozone profiles during the summer monsoon experiment 1979-Proc. Quadriennial Intern. Ozone Symp. IMAP, 1980, p. 553-556.
- 26. Mani A., Sreedharan C. R. Studies of variations in the vertical ozone

profiles over India.- Pure and Appl. Geophys., 1973, v. 106-108, p. 1180-1199.

- 27. Matter C. L., Godson W. L. The vertical distribution of atmosphere ozone over Canadian Station from Unkehrobservations .- Quart. J. Roy. Met. Soc., 1960, v. 86, p. 41.
- 28. Mintz Y., Schlesinger M. Ozone production and transport with the UCLA general circulation model. In: Proc. Fourth Conf. CIAP, 1975, p. 201-223.
- 29. Nastrom Q. D. Vertical and horizontal fluxes of ozone at the tropopause from the first year of GASP date .- J. Appl. Met., 1977, v. 16, p. 740-741.
- 30. Sreedharan C. R., Jayarman K., Mani A. Ten years of ozone soundings over India.— Proc. of the Joint Symp. of Atmos. Ozone B., 1977, v. 1,
- p. 303-330. 31. Stanalonis S. F., Chamberlain J. W. Thermal response to ozone fluctuations of stratosphere.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83, NC 12, p. 6221— 6223.
- 32. The national plan stratospheric ozone monitoring and early detection of change 1981-1986. Fed. Coord. Met. Serv. and Support. Res., Washington, D. C., US Dept. Commer., NOAA, 1982.— 68 p.

- 1. Белов В. Ф., Решетов В. Д., Руденко Б. А., Шоромов Н. П. Зависимость концентрации углекислого газа в тропосфере от давления у земли.— Метеорология и гидрология, 1980, № 9, с. 110-112.
- 2. Брезгин Н. И., Чижов А. Ф. К вопросу о водяном паре верхней атмосфере Земли. Труды ЦАО, 1979, вып. 139, с. 48-60.
- 3. Василевский К. П., Казбанов С. А., Болдырев В. А. Спектральные исследования содержания метана в атмосфере на высотах до 30 км.-В кн.: Актинометрия и оптика атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 336 c.
- 4. Киселева М. С., Синельникова Г. Е. Вертикальное распределение концентрации закиси азота в атмосфере. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1975, № 11, с. 582—589.
- 5. Комаров В. С. Уточнение модели общего влагосодержания атмосферы.-Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1980, вып. 73, с. 68-75.
- 6. Кондратьев К. Я., Бузников А. А., Гречко Г. М. и др. Измерения отношения смеси атмосферного водяного пара в стратосфере и мезосфере с помощью спектральной аппаратуры, установленной на орбитальной станции «Салют-4».— ДАН СССР, 1976, № 226, с. 563—565. 7. Логвинов К. Т. Метеорологические параметры стратосферы.— Л.: Ги-
- дрометеоиздат, 1970.— 219 с.
- 8. Лукшин В. В., Матвеева О. А., Скляренко И. Я. и др. Определение потока атмосферного метана от земной поверхности. – Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1978, т. 14, с. 65-71.
- 9. Метеорология верхней атмосферы Земли/Под ред. Г. А. Кокина, С. С. Гейгерова. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 270 с.
- Огородников Б. И., Кожевин В. И., Петряков И. В. Исследование влаги в атмосфере. ДАН СССР, 1971, № 200, с. 1333—1335.
   Папазов М. Г., Могильный С. П. Теория ошибок и способ наимень-
- ших квадратов. М.: Недра, 1968. 302 с.
- 12. Результаты ракетного зондирования атмосферы. М.: Изд-во ЦАО, 1975-1982.
- 13. Федынский А. В., Юшков В. А. Некоторые результаты измерения концентрации водяного пара с метеорологических ракет М-100.— Мельбурн, I специальная ассамблея IMAP, 1974.
- 14. Школьный Е. П., Майборода Л. А. Атмосфера и управление движением летательных аппаратов. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 307 с.
- 15. Ackerman M. Stratospheric water vapor from height resolution infrared spectra.— Aeronom. Acta, A, 1974, v. 129, p. 106—115.
- Ackerman M. In situ measurements of middle atmosphere.— Aeronom. Acta, A, 1978, v. 195, p. 23-26.
- 17. Ackerman M., Frimount D., Muller C., Wuebbler D. J. Stratospheric methane measurements and predictions.— Pure and Appl. Geophys., 1979, v. 177, p. 367—380.
- Aikin A. C., Herman J. R., Maier E. J., McQuillan C. J. Atmospheric chemistry of ethane and ethylene.— J. Geophys. Res., 1982, v. 87, p. 3105-3118.
- Anderson J. G., Grassl H. J., Shetter R. E., Margitan J. J. Stratospheric free chlorine measured by balloon-borne in situ resonance fluorescence. J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 2869-2887.
- Arnold F., Fabian R., Henschen G., Loos W. Stratospheric trace gas analysis from ions: H<sub>2</sub>O and HNO<sub>3</sub>.— Planet. Space Sci., 1980, v. 28, p. 681—685.
- Atmospheric water vapor/Ed. A. Deepak.— New York: Acad. Press, 1980.— 691 p.
- Avaste Ö. A., Fedynsky A. V., Grechko G. M. et al. Advances in noctilucent cloud research in the space era.— In: The middle atmosphere/Ed. S. V. Venkateswaran, N. Sundararaman. Basel., Birkhäuser Verlag, 1980, p. 528—580.
- Bainbridge A. E., Heidt L. E. Measurements of methane in the troposphere and lower stratosphere. Tellus, 1966, v. 18, p. 221-225.
- 24. Bertaux J.-L., Delannoy A. Vertical distribution of H<sub>2</sub>O in the stratosphere as determined by UV fluorescence in situ measurements.— Geophys. Res. Lett., 1978, v. 5, p. 1017—1020.
- Res. Lett., 1978, v. 5, p. 1017-1020.
  25. Blatherwick R. D., Goldman A., Murcray D. G. et al. Simultaneous mixing ratio profiles of stratospheric NO and NO<sub>2</sub> as derived from balloon-borne infrared solar spectra.— Geophys. Res. Lett., 1980, v. 7, p. 471-473.
- Brasseur G., Nicolet M. Chemospheric processes of nitric oxide in the mesosphere and stratosphere.— Planet. Space Sci., 1973, v. 21, p. 939—946.
   Burkhardt E. J., Lambert C. A., Patel C. K. N. Stratospheric nitric
- Burkhardt E. J., Lambert C. A., Patel C. K. N. Stratospheric nitric oxide: measurements during daytime and sunset.— Science, 1975, v. 188, p. 1111—1113.
- Bush Y. A., Schmeltekopf A. L., Fehsenfeld F. C. Stratospheric measurements of methane at several latitudes.— Geophys. Res. Lett., 1978, v. 3, p. 1027-1030.
- Cluley S. P., Oliver M. L. Aircraft measurements of humidity in the lower stratosphere over Southern England 1972-1976. Quart. J. R. Met. Soc., 1978, 104, p. 511-526.
   Coffey M. T., Mankin W. G. Simultaneous stratospheric determination
- 30. Coffey M. T., Mankin W. G. Simultaneous stratospheric determination of the latitudinal, seasonal, and diurnal variability of stratospheric N<sub>2</sub>O, NO, NO<sub>2</sub> and HNO<sub>3</sub>.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 7332—7341.
- 31. Cox R. A. Some measurements of ground level NO, NO<sub>2</sub> and O<sub>3</sub> concentrations at an unpelluted maritime.— Tellus, 1977, v. 29, p. 356-362.
- 32. Cronn D. R., Nutmagul W. Characterization of trace gases in 1980 volcanic plumes of Mt. St. Helens.— J. Geophys. Res., 1982, v. 87, p. 11.153— 11.160.
- 33. Drummond J. W. Atmospheric measurements of nitric oxide using a chemiluminescent detector.— Ph. D. thesis, Phys. Dep., Univ. Wyo, Laramie, 1977.
- 34. Drammond J. W., Rosen J. M., Hoffman D. J. Balloon-borne chemiluminescent measurements of NO to 45 km.— Nature, 1977, v. 265, p. 319— 320.
- 35. Ehhalt D. H., Heidt L. E., Lueb R. H., Roper N. Vertical profiles of CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>, CO, N<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> in the stratosphere.— Proc. Third Conf., Climatic Impact Assessment Program, U. S. Department of Transportation, Washington, 1974, p. 153—160.
- 36. E h h a l t D. H. Vertical profiles of CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>, CO, N<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> in the stratosphere.— Proc. 3rd CIAP Conf., 1974, p. 153—159.
- 37. Ehhalt D. H., Gravenhorst G., Pollock W. Vertical distribution of

 $N_2O$  in the troposphere and stratosphere.— Proc. Joint Atmos. Ozone, Dresden, 1976. Berlin, 1977, V. 2, p. 211-218.

- 38. Ellsaesser H. W. Water budget of the stratosphere.- Proc. Third Conf. CIAP, 1974, p. 273-283.
- 39. Evans W. F., McElroy C. T., Kerr J. B. Simulation of nitrogen constituent measurements from the August 28, 1976, stratoprobe III flight.- J. Geophys. Res., 1981, p. 86, p. 12.066-12.070.
- 40. Evans W. F. J., Fast M., Kerr J. B. et al. Stratospheric constituent measurements from project stratoprobe.—Proc. WMO Symp. on the Geophysical Aspects and Consequences of Change in the Composition of the Stratosphere, WMO Publ. S11, Geneva, p. 55-60.
- 41. Fabian P., Borchers R., Flentje G. F. et al. The vertical distribution of stable trace gases at mid-latitudes .- J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 5179-5184.
- 42. Fedynski A. V., Jushkov V. A. Water vapor measurements in the strato- and mesosphere.— Preprint 18 COSPAR Plenary Meeting, Varna, 1975.
- 43. Fischer H., Fergg F., Rabus D. Radiometric measurements of stratospheric  $H_2O$ ,  $HNO_3$  and  $NO_2$  profiles.— Proc. Inter. Radiation Symp., Fort Collins, 1980.
- 44. Frederic J. E. Seasonal variations in height-latitude ozone and metastable molecular oxygen emissions: a theoretical interpretation.-J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 1611–1617.
- 45. Gallagher C. C., Pieri R. V., Goldan P. D. Stratospheric measure-
- ments of N<sub>2</sub>O, CFCl<sub>3</sub> and CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub>.—J. Atm. Sci., 1977, v. 34, p. 1481—1482. 46. Gosink T. A., Kelley J. J. Carbon monoxide evolution from Arctic sur-faces during spring thaw.—J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 7041—7051.
- 47. Heidt L. E., Lueb E., Pollock W., Ehhalt D. H. Stratospheric pro-
- files of CFCl<sub>3</sub> and CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub>.— Geophys. Res. Lett., 1975, v. 2, p. 445—447.
  48. Heidt L. E., Pollock W., Lueb R. A. Stratospheric measurements of CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub>, CFCl<sub>3</sub> and N<sub>2</sub>O.— Proc. Joint IADC/ICACGP Symp. on Atmospheric Ozone, Dresden, 1976.
- 49. Heidt L. E., Krosnec J. P., Lueb R. A, et al. Latitudinal distributions of CO and CH4 over the Pacific.-J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 7329-7336.
- 50. Herman J. R. The response of stratospheric constituents to a Solar Eclips, sunrise, and sunset. J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 3701-3710.
- 51. Hyson P., Platt M. R. Radiometric measurements of stratospheric water vapor in the southern hemisphere. J. Geophys. Res., 1974, v. 79, p. 5001-5005.
- 52. Hyson P. Stratospheric water vapor measurements over Australia, 1973-1976 — Quart. J. Roy. Met. Soc., 1978, v. 104, p. 225-227.
- 53. Hyson P. Stratospheric water vapor over Australia.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1983, v. 109, p. 285—294. 54. Jarnet R. F. Revision of data by C. P. Chaloner, J. R. Dreemmond,
- J. T. Houghton, R. F. Jarnet and H. K. Roscoe. The stratosphere: Present and future.- Ref. Publ. 1049. NACA, Washington, 1979.
- 55. Johnston H. S., Serang O., Podolske J. Instantaneous global nitrous oxide photochemical rates.—J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 5077—5082.
- 56. Jonckheere C. D. A measurement of the mixing ratio of water vapor 15 to 45 km.— Quart. J. Roy., Met. Soc., 1975, v. 101, p. 217—226.
- 57. Kendall D. J. W., Buijs H. L. Stratospheric NO2 and upper limits of  $CH_3CI$  and  $C_2H_2$  from measurements at 3.4 m.— Nature, 1983, v. 303, p. 221— 222.
- 58. Kley D., Stone E. J., Henderson W. R. et al. In situ measurements of the mixing ratio of water vapor in the stratosphere. J. Atm. Sci., 1978, v. 36, p. 2513-2524.
- 59. Kneizys F. X., Shettle F. P., Gallery W. O. et al. Atmospheric transmittance/radiance: computer code Lowtran 5.- Env. Res. Paper, AFGL-TR-80-0067, 1980, N 697.
- 60. Krey P. W., Lagomarsino P. J., Schonberg M. Stratospheric concentrations of N<sub>2</sub>O in July 1975.— Geophys. Res. Lett., 1977, v. 4, p. 271—278.

- 61. Loewenstein M., Savage H. F., Borucki J. G. Geographical variations of NO and  $O_3$  in the lower stratosphere.— Intern. Conf. on Problems Related to the Stratosphere, Utah State University, 1977, v. 77, N 12, p. 230-233.
- 62. Loewenstein M., Borucki W. J., Savage H. F. et al. Geophysical variations of NO and O3 in the lower stratosphere.-J. Geophys. Res., 1978, v. 83, p. 1874—1882.
- 63. Marenco A., Delaunay J. C. Experimental evidence of natural sources of CO from measurements in the troposphere. J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 5508—5613.
- 64. M a r t e 1 l E. A., Height altitude air sampling with a rocket-borne cryocondenser.— J. Appl. Met., 1970, v. 9, p. 179—177.
- 65. Massic S. T., Hunten D. M. Stratospheric eddy diffusion coefficients from traces data.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 9859—9868.
- 66. Mauersberger L., Finstad R. Carborne dioxide measurements in the stratosphere.— Geophys. Res. Lett., 1980, v. 7, p. 873-876.
- 67. McGhan M., Shaw A. W., Megill L. R. The stratosphere. Present and future.— Ref. Publ. 1949, NASA Washington, 1979.
- 68. McLean J. S. The microclimate in Carlsbad Caves .- New Mexico, Open File Rep., U. S. Geol. Curv., Dep. Interior, Albuquerque, 1971.
- 69. Micheleic D., Ehhalt D. H., Kulessa G. F. et al. Measurements of free radicals in the atmosphere by matrix isolation and electron paramagnetic resonance.— Pure Appl. Geopyhs., 1978, v. 116, p. 530—536. 70. Murcray D. J., Goldman A., Williams W. J. et al. Recent results
- of stratospheric trace gas measurements from balloon-borne spectrometers.— Third CIAP Conf. Proc., 1974, p. 184-192.
- 71. Muramatsu M. Water vapor budget in the lower stratosphere over Japan.— Papers in Met. Geophys., 1981, v. 32, p. 1-18.
- 72. Naudet J. P., Rigand P., Huguenin D. Stratospheric  $NO_2$  at night from stellar spectra in the 440 nm region.— Geophys. Res. Lett., 1980, v. 7,
- p. 701-703. 73. Newell R. E., Condon E. P., Reichle H. G. Jr. Measurements of CO and CH<sub>4</sub> in the troposphere over Soudi Arabia, India, and Arabian Sea during 1979 International Summer Monsoon Experiment (MONEX).-J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 9833-9838.
- 74. Noxon J. F., Whipple E. C. Jr., Hyde R. S. Stratospheric NO<sub>2</sub>. I. Observational method and behavior at mid-latitude.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 5047—5065.
- 75. O'Brien R. S., Evans J. F. W. Rocket measurements of the distribution of water vapor in the stratosphere at heigh latitudes.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 12, 101-107.
- 76. Parango F. P., Pueschel R. F. Conversion of nitrogen oxide gases to nitrate particles in oil refinery plumes.- J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 4507—4511.
- P. 4507-4517.
   P. earman G. I., Beardsmore D. J., O'Brien R. C. The CSIRO (Australia) Atmospheric Carbon Dioxide Monitoring Program: ten years of aircraft data.— CSIRO Aust. Div. Phys. Tech. Pap., N 45, 1983.— 113 p.
   Platt U., Perner D., Schrüder J. et al. The diurnal variation of
- NO<sub>3</sub>.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 11 965—11 970.
- 79. Pratt R., Faleoner P. Circumpolar measurements of ozone, particles and carbon monoxide from a commercial airliner.- J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 7876-7882.
- 80. Reichle H. G., Condon E. P. Vertical profiles of CO and CH<sub>4</sub> in the lower and middle troposphere over the eastern United States, January 1978.— Geophys. Res. Lett., 1979, v. 6, p. 949–951.
- 81. Reiter R., Kanter H. J. Time behavior of  $CO_2$  and  $O_3$  in the lower troposphere based on recordings from neighbouring mountain stations between 0.7 an 3.0 km ASL including the effects of meteorological parameters.- Arch. Met. Geophys., Biokl. Ser. B., 1982, v. 30, p. 191-225.

- 82. Rinsland C. P., Goldman A., Murcray F. J. et al. Stratospheric N<sub>2</sub>O mixing ratio profile from height-resolution balloon-borne solar absorption spectra and laboratory spectra near 1880 cm<sup>-1</sup>.— Appl. Opt., 1982, v. 21, p. 4351-4355.
- 83. Rocket Ozone Sounding Network Data, 1976—1979.— Quarterly Rep. NASA. Wallops Flight Center, Virginia, 23337, AC 804824-3411.
- 84. Roy C. R. Atmospheric nitrous oxide in the mid-latitudes of the southern hemisphere.-- J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 3711-3718.
- 85. Russel J. M., Gordley L. L. The simultaneous inference of stratospheric NO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and HNO<sub>3</sub>-CFCL<sub>2</sub> using limb sounding radiometry.-- J. Atm. Sci., 1979, v. 36, p. 2259–2266.
- 86. Schlyter P., Witt G. Rocket-borne photometric measurement of  $O_3$  and NO in the equatorial stratosphere.- J. Geophys. Res., 1982, v. 87, p. 7228-7234.
- 87. Schmeltekopf A. L., Goldan P. D., Henderson W. R. et al. Measurements of stratospheric CFCl<sub>3</sub>,  $CF_2Cl_2$ , and  $N_2O_2$  Geophys. Res. Lett., 1975, v. 2, p. 393-396.
- 88. Schmeltekopf A. L., Albritton D. L., Crutzen P. J. et al. Stratospheric nitrous oxide altitude profiles at various latitudes.- J. Atm. Sci., 1977, v. 34, p. 729–736.
- 89. Schnell R. C., Odn S. A., Njau L. N. Carbon dioxide measurements in tropical East African biomes.—J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 5364— 5369.
- 90. Scholz T. G., Meidt L. E., Martell E. A., Ehhalt D. H. Water vapor molecular hydrogen, methane and tritium concentrations, near the stra-
- tospherc. J. Geophys. Res., 1970, v. 75, 3049-3054.
  91. Schulz K., Junge C., Beck R., Albrecht B. Studies of atmospheric N<sub>2</sub>O. J., Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 2230-2246.
- 92. Seiler W., Fishman J. The distribution of carbon monoxide and ozone
- in the free troposphere.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 7255—7265.
  93. Seiler W., Junge C. Carbone monoxide in the atmosphere.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 2217—2226.
  94. Seiler W., Werneck P. Decrease of the carbon monoxide mixing ratio
- of the tropopause .- J. Geophys. Res., 1972, v. 77, p. 3204-3214.
- 95. Sissenwine N. et al. Mid-latitude humidity up to 32 km.— J. Atm. Sci., 1968, v. 25, p. 1129—1140. 96. Solomon S., Johnston H. S., Kowalczyk M., Wilson I. Instan-
- taneous Global Ozone Balance Including Observed Nitrogen Dioxide .- In: The middle Atmosphere. Ed. S. V. Venkateswaran, N. Sundararaman. Basel, Birkhäuser Verlag, 1980, p. 58-85. 97. Sonntag D. Problem der Fluchtigkeitsmessung in grossen.-Höhen. Z.
- Meteorol., 1974, v. 24, p. 80-91. 98. Sundararaman N., Perry T., Gurkin W. et al. International ozone
- rocketsonde intercomparison .-- Proc. Quadrennial Intern. Ozone Symp. IAMAP, 1980, p. 421-422.
- 99. Tyson B. J., Vedder J. F., Arversen J. C., Brewer R. B. Stratospheric measurements of the  $CF_2Cl_2$  and  $N_2O$ .— Geophys. Res. Lett., 1978, v, 5, p. 369-373.
- 100. Upper Atmospheric Programs Bulletin.-Federal Aviation Administration, Washington, 1982.
- 101. U. S. Standard Atmosphere.— NESS, Washington, 1976. 102. U. S. Standard Atmosphere.— U. S. Goverment Printing Office, Washington, 1976.—289 p.
- 103. Van Valin C. C., Pueschel R. F., Wellman D. L. Aerosol formation, transformation, and events in Denver's emissions plume.-J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 7463-7470.
- 104. Vedder J. F., Inn E. C. T., Tyson B. J. et al. Measurements of CF2Cl2,  $CFCl_3$  and  $N_2O$  in the lower stratosphere between 2 °S and 73 °N latitude.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 7363-7368.
- 105. Volz A., Ehhalt D. H., Heidt L. E., Pollock W. Vertical profiles of

CH<sub>4</sub>, CO and CO<sub>2</sub> in the stratosphere.— Proc. Joint. Symp. Atmos. Ozone, Dresden, 1976. V. 2, Berlin, 1976, p. 219—226.

- 106. Volz A., Schmidt U., Rudolph J. et al. Vertical profiles of trace gases at mid-latitudes.— Jul. Rep. N 1742, Kernforschungsanlage, Jülich, 1981.
  107. Weiler K. H., Fabian P., Flentje G., Matthews W. A. Strato-
- 107. Weiler K. H., Fabian P., Flentje G., Matthews W. A. Stratospheric NO measurements: a new balloon-borne chemiluminescent instrument.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 7445—7452.
- 108. We is s R. F. The temporal and spatial distribution of tropospheric nitrous oxide.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 7185—7195.
- 109. Wesley R., Cofer III. Methane and nonmethane hydrocarbon concentrations in the North and South Atlantic marine boundary layer.— J. Geophys. Res., 1982, v. 87, p. 7201—7205.
- Res., 1982, v. 87, p. 7201-7205.
  110. Wilkniss P. E., Rodgers E. B., Swinnerton J. W. et al. Trace gas concentrations, intertropical convergence, atmospheric fronts, and ocean currents in the Tropical Pacific. J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 7023-7033.
- 111. Wilkniss P. E., Swinnerton J. W., Bressan D. J. et al. CO, CCl<sub>4</sub>, freon-11, CH<sub>4</sub> and Rn-222 concentrations at low altitude over the Arctic Ocean in January 1974.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, p. 158—162.
- 112. Wofsy S. C., Logan J. A. Recent development in stratospheric photochemistry.— In. Causes and effects of stratospheric ozone reduction: an update., Washington, 1982, p. 167—205.
- 113. Zander R. Water vapor above 25 km altitude.— Pure and Appl. Geophys., 1973, v. 106—109, p. 1346—1351.

#### К главе 6

- Авиационный климатический атлас-справочник СССР. Климатические характеристики тропопаузы, уровня максимума скорости ветра и отклонения от температуры стандартной атмосферы/Под ред. З. М. Маховера.— М.: 1969, вып. 5.
- Авиационно-климатический атлас-справочник СССР. Климатические характеристики отклонений температуры от температуры стандартной атмосферы/Под ред. З. М. Маховера. М.: Гидрометеоиздат, 1972, вып. 5а.
- Алисов Б. П., Берлин И. А., Михель В. М. Курс климатологии. М.: Гидрометеоиздат, 1954, ч. 1—3.
- 4. Атлас климатических характеристик температуры и давления воздуха, ветра и геопотенциала в тропосфере и нижней стратосфере северного полушария. Ветер на главных изобарических поверхностях/Под ред. И. Г. Гутермана — М.: Гидрометеоиздат, 1975, вып. 6, ч. 1. — 200 с.
- 5. Атлас климатических характеристик температуры и ветра в средней стратосфере северного полушария/Под ред. И. Г. Гутермана, Е. И. Игнатюшиной. - М.: Гидрометеоиздат, 1982.
- 6. Белов П. Н. Применение данных наблюдений со спутников в четырехмерном численном анализе.— Метеорология и гидрология, 1974, № 6, с. 107—111.
- 7. Белов П. Н., Бурцев А. И. Численный анализ и прогноз геопотенциала с использованием данных дистанционного зондирования атмосферы со спутников, в применении данных наблюдений со спутников для восстановления и численного анализа метеорологических полей.— Труды симпозиума по спутниковой метеорологии, Потсдам (ГДР).— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.
- никовой метеорологии, Потсдам (ГДР).— Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 8. Богомолов О. С., Панин Б. Д. О сравнении методов решения задач термического зондирования.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1972, т. 8, с. 1314—1318.
- 9. Гаврилин Б. Л. Параметризация вертикальной структуры поля влажности. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 3, с. 1057-1060.
- Гаврилова З. И., Мерцалова О. Б. Методика обработки радиозондовых наблюдений для расчета стандартной атмосферы. Труды НИИАК, 1963, вып. 24, с. 18—22.
- Головко В. А. Исследование точности восстановления вертикальных профилей температуры с учетом различных условий.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1979, вып. 66, с. 46—50.

- 12. Головко В. А., Комаров В. С. Влияние адекватности априорных данных о поле температуры на реальную точность термического зондирования атмосферы. Труды ВНИИГМИ МЦД, 1979, вып. 66, с. 51-55.
- 13. Головко В. А., Комаров В. С., Пахомов Л. А. Одновременное определение температуры, относительного геопотенциала и влагосодержания атмосферы по данным спектральных измерений с помощью спектрометра-интерферометра на ИСЗ «Метеор».— В сб.: Дистанционное зондирование атмосферы со спутника «Метеор».— Л.: Гидрометеоиздат, 1979, с. 66—78.
- сферы со спутника «Метеор». Л.: Гидрометеоиздат, 1979, с. 66—78. 14. Головко В. А., Комаров В. С. О расхождении данных спутниковых наблюдений и объективного анализа поля геопотенциала в облачных условиях. Труды ВНИИГМИ МИД, 1980, вып. 71, с. 40—46.
- виях. Труды ВНИИГМИ МЦД, 1980, вып. 71, с. 40—46. 15. Груза Г. В., Рейтенбах Р. Т. Статистика и анализ гидрометеорологических данных. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 216 с. 16. Гутерман И. Г. Горизонтальные потоки тепла, влаги и момента коли-
- 16. Гутерман И. Г. Горизонтальные потоки тепла, влаги и момента количества движения в свободной атмосфере земли. Труды ВНИИГМИ МЦД, 1979, вып. 19, с. 3—40.
- 17. Гутерман И. Г. Средний и турбулентный перенос субстанции над СССР. Труды ИЭМ, вып. 21, с. 47—62.
- 18. Динамика атмосферы, облачность и теплообмен в тропиках/Под ред. П. Н. Белова, Б. А. Семенченко. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 264 с.
- 19. Закатов Д. П., Кемне Ф., Пахомов Л. А. и др. Спектрометр-интерферометр на ИСЗ «Метеор».— В сб.: Дистанционное зондирование атмосферы со спутника «Метеор».— Л.: Гидрометеоиздат, 1979, с. 3—10.
- Каган Р. П. и др. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 359 с.
   Казначеева В. Д., Байдал Э. М. Обобщенные характеристики верти-
- 21. Казначеева В. Д., Байдал Э. М. Обобщенные характеристики вертикальных корреляционных связей ветра над СССР.— В трудах П1 Всесоюзного симпозиума по применению статистических методов в метеорологии.— М.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 171—182.
- 22. Комаров В. С. Основные принципы и результаты климатического районирования территории СССР методом многомерного анализа вертикальной структуры некоторых метеорологических полей в целях моделирования процессов реальной атмосферы.— Труды НИИАК, 1972, вып. 79, с. 54—75.
- 23. Комаров В. С. К вопросу о преобразовании гидрометеорологической информации в целях решения некоторых прикладных задач. Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1979, вып. 56, с. 33—39.
- 24. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 280 с.
- 25. Малкевич М. С. Оптические исследования атмосферы со спутников.— М.: Наука, 1973.— 303 с.
- 26. Мерцалова О. Б. Стандартизация вертикальных корреляционных связей температуры над северным полушарием.— Труды НИИАК, 1967, вып. 46, с. 129—148.
- 27. Материалы по климату и циркуляции свободной атмосферы над зарубежными странами северного полушария. Т. З. Характеристики горизонтальных потоков тепла и влаги/Под ред. И. Г. Гутермана.— М.: Гидрометеоиздат, 1973—1974, вып. 1 и 2.
- Мусаелян Ш. А., Арушенов М. Л. Оценка репрезентативности данных дистанционного зондирования атмосферы со спутника. Труды ГМЦ СССР, 1975, вып. 268, с. 66—71.
- 29. Пахомов Л. А., Тимофеев Ю. М., Шкляровский В. Г. Покровский О. М. Опыт термического зондирования на искусственном спутнике Земли «Метеор».— Метеорология и гидрология, 1971, № 12, с. 25—30.
- Покровский О. М. Сравнение статистических методов решения обратных задач атмосферной оптики.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1972, т. 8, с. 231—233.
- 31. Руховец Л. В. К вопросу об устойчивости эмпирических ортогональных функций.— Метеорология и гидрология, 1976, № 2, с. 103—106.
- 32. Справочник статистических характеристик полей температуры и влажности в атмосфере северного полушария. Локальные модели атмосферы. Ч. 4/Под ред. В. С. Комарова. М.: Гидрометеоиздат, 1981. 87 с.

- 33. Хвостова Р. Н. Вертикальная статистическая структура поля геопотенциала в свободной атмосфере над территорией СССР.— Труды ВНИИГМИ— МЦД, 1982, вып. 84, с. 47—61.
- 34. Яковлева Н. И., Гурлева К. А. К вопросу объективного районирования с помощью метода разложения по эмпирическим функциям.— Труды ГГО, 1969, вып. 236, с. 155—164.
- 35. Яковлева Н. И. Применение статистических главных компонентов для целей объективной классификации метеорологических ситуаций и полей.— Метеорология и гидрология, 1970, № 2, с. 23—32.
- 36. Bengtsson L. Problems of using satellite information in numerical weather prediction.— In: Use of data from meteorological satellites, Techn. Conf. Lannion, 1979, p. 41—54.
- 37. B u e 11 C. E. On the physical interpretation of empirical orthogonal functions. Sixth conference on probability and statistics.— Amer. Met. Soc., 1979, p. 112— 117.
- 38. Cole A. E. Extreme variations in temperature and density between 30 and 90 km.— COSPAR 11, 1970.— 9 p.
- 39. Craddock J. M., Flintoff S. Eigenvector representations of Northern Hemispheric fields.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1970, v. 96, p. 124—129.
- 40. Dyer T. G. J. The assignment of rainfall stations into homogeneous groups: an application of principal component analysis.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1975, p. 1005—1013.
- Fischer H. Determination of atmospheric temperature profiles and turbidity from satellite observations.— In: Use of Data from Meteorological Satellites. Techn. Conf., Lannion, 1979, p. 85—93.
- Techn. Conf., Lannion, 1979, p. 85-93.
  42. Frits S., Wark D. Q., Heming H. E. et al. Temperature sounding from satellites, NOAA. Techn. Rep. NESS 59, 1972. 49 p.
- 43. Gustafsson N. Impact of satellite information on short-range numerical forecasts.— In: Use of Data from Meteorological Satellites. Techn. Conf., Lannion, 1979, p. 67-81.
- 44. Hanel R., Conrath B. Interferometer experiment on Nimbus-3.-- Science, 1969, v. 165, p. 1258---1250.
- 45. Kutzbach J. E. Empirical eigenvector of sea-level pressure surface temperature and precipitation complexes over North America. J. Appl. Met., 1976, v. 6, p. 791-802.
- 46. Spankuch D., Timofeyev Yu. M., Güldner J. Comparison of different inversion methods for the determination of vertical temperature profiles from sinculated satellite measurements in narrow spectral intervals.—Zeit-schrift für Met., 1977, Bd. 27, S. 234-242.
- schrift für Met., 1977, Bd. 27, S. 234-242.
  47. Spankuch D., Dohler W. Statistische Characteristika der Vertikalprofile von Temperatur und Ozon und ihre Kranzcorrelation über Berlin. Geod. Geoph. Veröff, 1975, 11. 1324 S.
- 48. Spankuch D., Dohler W., Güldner J. Einige Aspekte der thermischen Sondierung der Atmosphäre für Berlin von 15 m.— Zeitschrift für Met. 1981, 31, S. 3—13.
- 49. Spänkuch D., Dohler W., Güldner J. Some aspects of temperature sounding of the atmosphere.— Adv. Space Res., 1981, v. 1, p. 239-243.
- 50. Spektrale Strahldichtemessunger der Systems Erde-Atmosphäre von Meteor-Satelliten.— Abhandl. Met. Dienstes DDR, 1982, 130.— 51 s.
- 51. Teweles S. Reviews of efforts to minimize the data set needed for initialisation of a macroscale prognosis.— Bull. Amer. Met. Soc., 1972, v. 53, p. 853. 858.
- 52. Tracton M. S. The impact of satellite soundings upon numerical analysis and prediction — the NMC experience. — In: Use of Data from Meteorological Satellites. Techn. Conf., Lannion, 1979, p. 59—66.
- 53. Vögler P. Über die Verwerdung natürlicher orthogonaler Funktionen sur Auswahl analoger Feldverteilungen.— Abh. Met. Dienst. DDR, 1973, 14, S. 147— 158.
- 54. Wark D. Q., Hillary D. T. Atmospheric temperature successful test of remote-probing.— Science, 1969, v. 165, p. 1256—1258.

# ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Адекватное описание 64 Алгоритм информативных уровней атмосферы 64 интерпретации спутниковых данных 214 статистических характе-— расчета ристик 80 статистического контроля данных 79 Аппроксимация случайного вертикального профиля 211 Вектор средних значений 46, 81 - средних квадратических отклонений 81 Вертикальный профиль атмосферного озона 30, 32, 140 — — влажности воздуха 20, 23 — — двуокиси азота 44 - - закиси азота 42 — — метана 40 — — окиси азота 42 — — окиси углерода 40 — — температуры 91 — — углекислого газа 38 Влагосодержание атмосферы 25 интегральное (общее) 25 отдельных слоев 28 Выборка наблюдений 53 Градиент температуры 95 — влажности воздуха 95 Данные метеорологических спутников Земли 60 озонометрических станций 61 станций раднозондирования 50 Доверительный интервал 86 Единицы измерения озона 28 — содержания атмосферных газов 16 — — водяного пара 18 Естественные ортогональные функции атмосферного озона 47 — — — температуры 124 — — — влажности воздуха 132 Изменчивость атмосферного озона 36, 145 — влажности воздуха 23, 98 — двуокиси азота 44 — закиси азота 42 метана 40 — окиси азота 42 — окиси углерода 40 - температуры 98 углекислого газа 39

Квазиоднородный район 195 Климатическая норма 72, 73 Климатическое районирование 196 Ковариационная матрица ошибок измерения 214 Коэффициент взаимной корреляции озона и температуры 154 — — — температуры И влажности воздуха 120 — корреляции 81 межуровенной корреляции атмосферного озона 149 — — — температуры 106 — — влажности воздуха 115 подобия собственных векторов 191 Критерий качества восстановления температуры 67 — Кохрана 195 — оценки расхождения дисперсий 59 — — средних величин 58 Локальные ошибки аппроксимации случайных профилей 211 Матрица автокорреляционная 81 взаимно-корреляционная 81 ковариационная 46 обобщенная 195 нормированная 81 — полная 67 Мезосфера 15 Метод математической статистики 77 многомерного регрессионного предсказания 67 наименьших квадратов 169 оптимального обобщения эпизодических данных 168 разложения случайных функций 47 статистической регуляризации 213 Методика климатического районирования 190 расчета естественных ортогональных функций 49 Модель региональной температуры 203— влажности воздуха 208 справочная 162 — среднезональная атмосферного озона 179 — — влажности воздуха 175 — малых газовых примесей 182 — — температуры 172 Обработка данных первичная 78

Площадное осреднение климатических характеристик 164

Погрешность измерений метеорологических величин 82

- определения точки росы 83

 представления случайного профиля 49

 расчета статистических характеристик 84

Реализация метеорологической величины 46

Собственный вектор атмосферного озона 157

— — ковариационной матрицы 48

— — температуры 124

— — влажности воздуха 132

Собственное число атмосферного озона 158

- ковариационной матрицы 48
- — температуры 129
- — влажности воздуха 135
- Среднее квадратическое (стандартное) отклонение 81

Стандартная ошибка 82 Статистическая совокупность 46 Статистические характеристики 46. 80

Стратосфера 14

Температура стандартная 14 Технологическая схема обработки данных 78 Точность спутникового термического зондирования 73, 213 Тропосфера 14

Уравнение гидростатики 215 – линейной регрессии 67 переноса излучения 214 Устойчивость временная 69

Функция случайная 47 — Фишера 194

Число Лошмидта 16

Экзосфера 15 Эффективность региональных моделей 213

# оглавление

Предисло	овие	5
Введение		9
	Часть первая	
	ЗЕМНАЯ АТМОСФЕРА КАК ПОГЛОЩАЮЩАЯ СРЕДА И ОБЪЕКТ Дистанционного зондирования	
Глава 1.	Общие сведения о строении и газовом составе земной атмо- сферы	13
1.1. 1.2. 1.2.1.	Строение земной атмосферы	16
1.2.2. 1.2.3. 1.3. 1.3.1.	в атмосфере	17 18
1.3.2.	дяного пара в атмосфере. Общие сведения о пространственно-временном распределении во-	20
1.3.3. 1.3.4. 1.4.	Изменчивость влажности воздуха в различных слоях атмосферы Распределение общего влагосодержания атмосферы Озон и его распределение в земной атмосфере	23 25 28
1.4.1. 1.4.2. 1.4.3. 1.4.4. 1.5. 1.6.	Суммарный озон в земной атмосфере Вертикальное распределение озона Изменчивость атмосферного озона Углекислый газ Малые газовые составляющие атмосферы	30 32 36 38 40
Глава 2.	Методы статистической обработки данных и характеристика исходного материала	45
2.1.	Теоретические основы методов статистического описания метео-	
2.1.1.	рологических полеи. Основные статистические характеристики высотного распределе- ния метеорологических величин.	 46
2.1.2.	Представление случайного вектора с помощью системы естест-	47
2.2.	Характеристика исходного материала	50
2.2.1. 2.2.2.	Соверы с с с с с с с с с с с с с с с с с с с	61
2.3.	Принципы и результаты отбора наиболее информативных уровней атмосферы с целью оптимального описания вертикальной структуры метеорологических полей	63

2.4.	Оценка временной устойчивости и репрезентативности статисти- ческих характеристик, рассчитанных по данным ограниченных	
2.5.	выоорокО применимости спутниковых данных для анализа статистиче-	69
2.6.	скои структуры поля температуры. Алгоритмы первичной обработки, контроля исходной информа- ции и расчета статистических характеристик вертикальных про-	73
2.6.1.	филей метеорологических величин Некоторые принципы первичной обработки и контроля исход- ной аэрологической информации	77 78
2.6.2.	Основные алгоритмы расчета статистических характеристик вы-	80
2.6.3.	Точность определения статистических характеристик вертикальных профилей метеорологических величин	82
Глава 3.	Статистическая структура высотных полей температуры и влажности воздуха	89
3.1.	Основные черты высотного распределения средней температуры и влажности воздуха в тропосфере и стратосфере северного	91
3.2.	Нокушария Некоторые особенности распределения изменчивости температуры и влажности воздуха с высотой в различных районах северного	00
3.3.	полушария Основные закономерности и особенности автокорреляционных и взаимно-корреляционных связей температуры и влажности воз-	98
3.3.1. 3.3.2.	духа Вертикальные автокорреляционные связи температуры воздуха Вертикальные автокорреляционные связи влажности воздуха	105
3.3.3.	В заимно-корреляционные связи температуры и влажности воз-	120
3.4. 3.4.1	Особенности естественных ортогональных функций вертикальных профилей температуры и влажности воздуха.	123
3.4.1. 3.4.2.	туры Оптимальное представление вертикальных профилей немпера- Оптимальное представление вертикальных профилей влажности воздуха	124 132
Глава 4.	Вертикальная статистическая структура поля атмосферного озона	139
4.1.	Основные закономерности вертикального распределения озона в атмосфере северного полушария	140
4.2.	Особенности распределения изменчивости озона с высотой в тро- посфере и стратосфере	145
4.3.	Основные закономерности вертикальных корреляционных связей озона и его связей с полем температуры в различных слоях атмосферы	149
4.3.1. 4.3.2. 4.4.	Межуровенные корреляционные связи озона	154 157

## Часть вторая

### СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ

Глава	5.	Среднез	ональные ст	ати	сти	че	скл	ие	MOJ	цел	ИТ	емп	iepa	ту	ры	И	газ	0B	00	0	160
		состава	атмосферы	٠	•••	•	•	•	•••	•	•	•••	•	•••	•	•	•••	•	•	•	102
5	5.1.	Основы	построения	сре	едн	ез	она	ль	ны	ĸм	юде	елеі	i a	тмс	эсф	epi	ы.	•	•	•	164

.

5.2. Методика оптимального обобщения высотных эпизодических из-	
мерений газовых составляющих атмосферного воздуха	168
5.3 Главные особенности среднезональных моделей атмосферы	171
	179
5.2. Moderni Baconoro pachpedennia temperatypatter	175
5.5.2. Модели высотного распределения влажности воздуха	170
5.3.3. Модели высотного распределения атмосферного озона	179
5.3.4. Модели высотного распределения углекислого газа и малых га-	
зовых составляющих атмосферы	182
Глава 6. Объективная классификация и статистическое моделирование	
аэрологических полей	188
о.1. Основные принципы объективной классификации и моделирова-	1.00
ния метеорологических полеи в свооодной атмосфере	109
6.2. Объективное климатическое раионирование северного полуша-	
рия на основе многомерных статистических характеристик ком-	
плекса температура—влажность	196
6.3. Главные особенности региональных климатических моделей вы-	
сотного распределения температуры и влажности воздуха	203
6.3.1. Региональные климатические модели высотного распределения	
температуры	
6.3.2. Региональные климатические модели высотного распределения	
влажности возлуха	208
64 О точности описания вертикальной структуры атмосферы регио-	
напьной климативеской молелью	211
оденка эффективности использования региональных климатиче-	
ских моделей атмосферы в практике интерпретации спутнико-	912
	213
о.э.т. Алгоритм интерпретации спутниковых спектральных данных и	
характеристика исходного материала, использованного в числен-	014
ных экспериментах	214
6.5.2. Результаты статистической оценки эффективности использова-	
ния региональных моделей атмосферы при интерпретации дан-	
ных ИСЗ	215
Приложение	220
- 	941
Список литературы	241
Предметный указатель	260

#### Монография

#### СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ АТМОСФЕРНОЙ ОПТИКИ, Т. 1

### Владимир Евсеевич Зуев Валерий Сергеевич Комаров

### СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТ АТМОСФЕРЫ

Редактор Е. И. Ильиных. Художник Е. Е. Городная. Художественный редактор Б. А. Денисовский. Технический редактор М. И. Брайнина. Корректор Л. И. Хромова ИБ № 1696. Сдано в набор 28.01.86. Подписано в печать 29.04.86. М.15136. Формат 60×90<sup>1</sup>/не. Бумага типографская № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 16,5. Кр.-отт. 16,5. Уч.-изд. л. 19,35. Тираж 1610 экз. Индекс МОЛ.-245. Заказ № 78. Цена 3 р. 30 к. Гидрометеоиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, 23

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6