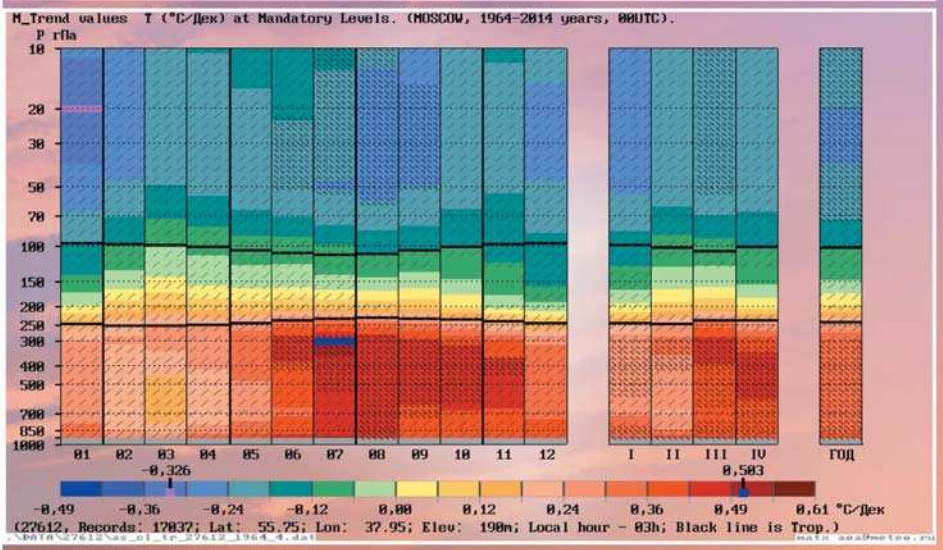
О.А. Алдухов, И.В. Черных

МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

ТОМ 3

ВЛАЖНОСТЬ И ТЕМПЕРАТУРА В АТМОСФЕРЕ: СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ



ОБНИНСК 2015

Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации

Федеральная служба по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды
(Росгидромет)

Всероссийский научно-исследовательский институт
гидрометеорологической информации – Мировой центр данных

О.А. Алдухов, И.В. Черных

МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

ТОМ 3

ВЛАЖНОСТЬ И ТЕМПЕРАТУРА В АТМОСФЕРЕ: СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

ОБНИНСК
2015

Ministry of Ecology and Natural Resources of the Russian Federation
Federal Service for Hydrometeorology
and Environmental Monitoring
(Roshydromet)

All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information –
World Data Centre

O.A. Alduchov and I.V. Chernykh

METHODS OF ANALYSIS AND INTERPRETATION OF THE ATMOSPHERE RADIOSONDE OBSERVATIONS DATA

VOLUME 3

HUMIDITY AND TEMPERATURE IN THE ATMOSPHERE: STATISTICS

OBNINSK
2015

УДК 551.501.6: 551.583.1

Алдухов О.А., Черных И.В.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

ISBN 978–5–901579–39–8 (Обнинск, ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»)
ISBN 978–5–901579–59–6 (том 3)

Рецензенты:

д. ф.-м. н. *Ф.Ф. Брюхань* (ФБУ «НТЦ Энергобезопасность» Ростехнадзора);

д. г. н. *Б.Г. Шерстюков* (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных» (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»)).

д. ф.-м. н. *А.А. Стерин* (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных» (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»)).

В томе 3 монографии изложены результаты применения методов анализа и интерпретации данных радиозондирования атмосферы, описанных в первом и втором томах монографии, к аэрологическим массивам и данным по пограничному слою атмосферы. Основное внимание уделено описанию статистических характеристик температуры и влажности в атмосфере, параметров облачных слоев и безоблачных прослоек, определенных с помощью СЕ-метода восстановления границ и количества облачности по профилям температуры и влажности. Для исследования их вертикальной структуры и климатических изменений применены разработанные авторами методы, в частности, восстановления неполных профилей температуры и влажности; точечный метод расчета линейных трендов, основанный на использовании срочных наблюдений с учетом возможных корреляций наблюдений во времени, который расширяет возможности более полного использования неоднородных данных на больших высотах и для полярных регионов. Изложенные результаты получены авторами на основе многолетней работы с гидрометеорологической информацией.

Предназначена для специалистов в гидрометеорологии.

Volume 3 of the monograph «Methods of analysis and interpretation of the atmosphere radiosonde observations data» by O. A. Alduchov and I. V. Chernykh is connected with the applications of the methods, described in V.1 and V. 2, to global aerological dataset, planetary boundary layer dataset for calculating of statistics of humidity and temperature in the atmosphere, cloud layers parameters and improving our understanding the climate change in the atmosphere. The methods of using not complete temperature and humidity radiosonde observations for climatic study are included too.

The monograph is interested for specialists of hydrometeorology.

ISBN 978–5–901579–39–8
ISBN 978–5–901579–59–6

ПРЕДИСЛОВИЕ

Радиозондирование является оперативным и относительно недорогим методом получения массовой информации о состоянии атмосферы практически при любой погоде. На протяжении нескольких десятилетий данные радиозондовых наблюдений остаются важнейшим источником информации о состоянии свободной атмосферы, которая является одной из основных частей климатической системы.

Несмотря на значительный прогресс в развитии дистанционных методов изучения атмосферы, аэрологическое радиозондирование во всем мире по-прежнему является основным оперативным методом получения информации о состоянии атмосферы от поверхности Земли до предельных высот подъема оболочки, несущей радиозонд.

Следует подчеркнуть, что данные радиозондирования уникальны, т.к. это единственный надежный метод прямых измерений в свободной атмосфере, который превращает плоскую картинку погоды у земли в трехмерное отображение текущего состояния атмосферной циркуляции. Именно с использованием данных радиозондирования разрабатываются прогнозы погоды с помощью суперЭВМ, даются специальные прогнозы синоптиков для авиации, получаются объективные оценки изменений климата и пр. Метеорологические станции передают информацию о состоянии погоды у земли, а аэрологические станции выпускают радиозонды, которые сообщают сведения о состоянии атмосферы до высот порядка 25–30 км. В совокупности эти данные позволяют строить приземные и высотные карты погоды, на основании которых синоптиками составляются прогнозы погоды. Данные об анализе и прогнозе погоды используются для обслуживания практически всех отраслей экономики, особенно энергетики, транспорта, сельского хозяйства, строительства и др. Это также одна из основ обеспечения национальной безопасности страны, особенно в современный период, характеризующийся существенным изменением климата.

Основными метеорологическими величинами, характеризующими состояние атмосферы, измеряемыми с помощью радиозондов, являются температура и влажность воздуха, атмосферное давление, облачность и скорость и направление ветра. Роль температуры, влажности и облаков чрезвычайно важна в формировании погоды и климата и при анализе энергетики атмосферных процессов. От понимания закономерностей их распределения в атмосфере в значительной степени зависит эффективность развития таких важных разделов науки об атмосфере, как синоптические методы, численное моделирование, климатология и т.д., они нужны также для прикладных исследований атмосферы.

В предлагаемой вниманию читателей монографии представлены результаты, полученные авторами в результате многолетней работы с данными отечественной сети радиозондирования.

Существенным достоинством этой монографии является представление различных аспектов изучения вертикальной структуры профилей температуры и влажности в атмосфере, выполненного на основе многолетних

рядов данных радиозондовых наблюдений. Ее уникальность состоит в том, что в данном случае авторы выполнили синхронные вычисления широкого набора статистических характеристик изменчивости влажности и температуры в свободной атмосфере и в пограничном слое атмосферы, включая также оценки параметров облачных слоев в тропосфере за периоды относительно однородных данных радиозондирования атмосферы.

Представленные в третьем томе результаты получены с использованием разработанных авторами методов (изложены в первом и втором томах) анализа. Использованы данные радиозондовых наблюдений за период 1964–2014 гг. Содержание этого тома расширяет наши представления о вертикальном строении атмосферы до 30 км. Считаю, что научное значение третьего тома монографии О.А. Алдухова и И.В. Черных вполне соответствует мировому уровню аналогичных исследований.

Доктор географических наук,
гл. специалист Отдела наук о Земле
Российской академии наук *Н.А. Зайцева*

ВВЕДЕНИЕ

Результаты метеорологических и аэрологических наблюдений используются для решения многих оперативных и научных задач [6, 102]. Данные о температурно-влажностной стратификации атмосферы необходимы для многих отраслей народного хозяйства и обороны страны. Особые и специфические требования к данным о вертикальных профилях влажности и температуры кроме службы прогнозов погоды и климатологии предъявляют авиация, радиолокация, радионавигация, связь, наука о распространении радиоволн [101].

Значительное место в прикладных и теоретических исследованиях атмосферы занимает влажность [1, 47, 49, 60, 75, 78, 104, 145, 152, 173, 177, 210, 217, 239, 247, 259–260, 278, 283, 303, 324, 326, 358, 365, 368, 377, 393, 427, 428, 451, 467, 468, 475, 478], ее распределение [68, 83, 122, 150, 223, 293, 344, 347, 370, 395] и перенос [39, 117, 131, 150, 223, 224, 225, 226, 230, 271, 277, 282, 288, 294, 337, 338, 354, 363, 388, 392, 394, 398, 413, 418, 436, 469], их изменения [114, 135, 183, 194, 226, 296, 320, 337, 359, 380, 381, 401, 405, 414, 423, 483].

С развитием науки и техники требования к точности и дискретности данных о вертикальном распределении температуры и влажности в атмосфере резко возрастают [101]. Расширяется интерес к тонкой структуре полей метеоэлементов и их пространственно-временной изменчивости. Решение этих задач требует, с одной стороны, создания более совершенной техники и методов измерений, повышения их оперативности и точности [101], а с другой – методов анализа уже накопленных за длительный период наблюдений данных радиозондирования [6].

Измерения параметров атмосферы проводятся ежедневно во всем мире на метеорологических, аэрологических и океанографических станциях. Почти все данные собираются в региональных центрах в специальные наборы данных, которые могут использоваться для многих целей, например для изучения изменения климата и динамики атмосферы и океанов [6, 79].

Наблюдательная сеть Росгидромета состоит из наземной и спутниковой подсистем. Наземная подсистема обеспечивает проведение более 20 программ наблюдений – метеорологических, аэрологических (высотного зондирования), климатических, гидрологических, морских, геофизических и др. По состоянию на 01 января 2011 года подсистема наземных наблюдений Росгидромета насчитывала 1877 стационарных станций и 3110 постов [6, 102].

В настоящее время в Научно-техническом центре радиозондирования Федерального государственного бюджетного учреждения «Центральная аэрологическая обсерватория» разработана «Автоматизированная система мониторинга качества функционирования аэрологической сети Росгидромета» [46].

Все большее значение при решении задач оперативной гидрометеорологии, мониторинга состояния окружающей среды, накопления и анализа рядов данных по геофизическим параметрам, характеризующим климат Земли и его изменения, приобретают данные измерений полярно-орбитальных и геостационарных спутников дистанционного зондирования Земли [14, 53, 104, 132, 135, 256, 280, 298, 382, 420, 426].

В настоящее время, наряду с развитием традиционных радиозондовых методов, ведутся активные исследования в области дистанционных радиофизических и оптических методов определения тех же параметров атмосферы при помощи средств активной и пассивной локации в микроволновом и оптическом диапазонах длин волн. Предполагается, что измерения можно проводить как с поверхности Земли, так и с геостационарных и низкоорбитальных искусственных метеорологических спутников [101].

Дистанционные системы зондирования позволяют устранить ряд принципиальных недостатков, присущих радиозондовым системам: получать практически непрерывные данные о температуре, влажности, давлении воздуха, параметрах ветра и их пространственном распределении, сократив сроки получения вертикального разреза атмосферы, которые в настоящее время для многих потребителей недопустимо велики [101].

К началу 70-х годов стало ясно, что развитие дистанционных методов зондирования потребует новых подходов и дальнейшего совершенствования радиозондовых методов. Наметившиеся уже тогда расхождения результатов измерений теми и другими методами начали тормозить дальнейшее развитие дистанционных методов. В то же время дистанционные и традиционные радиозондовые системы зондирования не заменяют одна другую. Многие годы, а может быть и всегда они будут сосуществовать, дополняя друг друга [101, 104, 135, 252, 267, 326, 327, 383].

Для анализа долговременных изменений окружающей среды необходимо наличие многолетних рядов данных наблюдений. В Федеральном государственном бюджетном учреждении «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных» (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД») Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды формируется архивный фонд данных о состоянии окружающей среды, ее загрязнении [6, 67, 79].

В Федеральном государственном бюджетном учреждении «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» (ФГБУ «НИЦ «Планета») ведется архив спутниковых данных, который является разделом Госфонда РФ спутниковой информации (поддерживается на регулярной основе с 1979 г.) [6, 14]. Данные наблюдений, содержащиеся в архивах Госфонда РФ, являются основой для изучения долговременных изменений окружающей среды.

К сожалению, все наборы данных содержат ошибки в данных или/и метаданных в связи с неизбежным «шумом» на многих этапах обработки результатов наблюдений (передачи данных, хранении и т.д.). Очень важно использовать данные наблюдений с минимальными ошибками, потому что использование ошибочных данных может привести к неправильным выводам. Например, вводимые в прогностическую модель неточные начальные данные из-за нелинейности атмосферных процессов могут привести к существенным ошибкам в описании эволюции атмосферы на интервале прогноза [6, 102].

Основным способом удаления ошибок из любого массива данных является использование процедуры автоматического контроля качества до

их анализа. Вопросы контроля глобальных аэрологических массивов подробно обсуждаются в томе 1 [6].

Анализ данных аэрологических наблюдений имеет свою специфику по отношению ко многим другим метеорологическим наблюдениям, т. к. на многих высотах в атмосфере имеется множество пропущенных наблюдений. Основные причины этого – недостаточная высота подъема радиозондов, а также технологии радиозондовых наблюдений, производства оболочек зондов и датчиков измерения параметров атмосферы, реальных температур, влажности и ветра [43, 101, 467].

Пренебрежение неполными вертикальными профилями или их неправильный учет может вести к абсурдным результатам анализа, к потере весьма дорогостоящих наблюдений. С целью решения проблемы более надежного использования неполных по высоте профилей для расчетов климата и оценок его изменений О. А. Алдуховым был разработан метод «продолжения» таких профилей для температуры и влажности [6]. Его применение позволяет более детально исследовать стратосферу и состояние атмосферы в полярных регионах на основе уже накопленных исторических данных радиозондирования [6].

Обычные методы анализа трендов основаны на использовании среднемесячных значений [86]. Такой подход весьма обоснован для наблюдений метеорологических величин на наземных метеорологических станциях, где наблюдения проводятся каждые четыре или восемь часов практически без пропусков. В таких случаях каждый месяц равномерно освещен наблюдениями и имеет равный вес при оценке трендов. Но для нерегулярных наблюдений требуется сделать выбор, сколько наблюдений в течение месяца достаточно для получения достоверных среднемесячных значений и как эти наблюдения должны быть распределены внутри месяца.

Примерами неполных данных являются радиозондовые наблюдения на высоких уровнях. Использование очень жестких критериев для отбора подходящих месяцев ведет к вычеркиванию важных и дорогих наблюдений. В то же время использование очень слабых критериев может привести к неправильным оценкам трендов и выводам об изменении климата [6].

Поэтому актуальной является задача вычисления трендов с использованием всех доступных наблюдений, не делая при этом неправильных выводов на основе редких данных. Для решения этой задачи был разработан «точечный» метод расчета линейных трендов, основанный на использовании срочных наблюдений с учетом возможных корреляций наблюдений во времени [3, 6, 8].

При геоэкономическом обосновании строительства атомных и тепловых электростанций для оценки условий атмосферной дисперсии необходимы аэрологические данные в пограничном слое атмосферы [6].

Для специалистов, занимающихся распространением радиоволн, необходима «стандартная радиоатмосфера», учитывающая специфику задач, связанных с обеспечением радиолокации, навигации и связи. Стандартная радиоатмосфера имеет свои особенности. Так как большинство радиолокационных станций и связных радиорелейных линий расположены на

уровне земли или сравнительно небольших высотах, то особую значимость приобретают сведения о метеопараметрах атмосферы и их изменчивости для пограничного и приземного слоев атмосферы [101].

Данные стандартного радиозондирования атмосферы могут быть использованы для оценки параметров пограничного слоя атмосферы после их специальной обработки [6].

Данная работа посвящена описанию результатов применения методов анализа и интерпретации данных радиозондирования атмосферы, описанных в первом и втором томах монографии, к аэрологическим массивам и данным по пограничному слою атмосферы. Основное внимание уделено описанию статистических характеристик температуры и влажности в атмосфере, параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы на облачные слои и прослойки между ними, определенных с помощью СЕ-метода восстановления границ и количества облачности по профилям температуры и влажности [7, 109, 166]. Результаты получены в итоге многолетней работы с данными наблюдений радиозондирования. Том 3 подготовлен О. А. Алдуховым и И. В. Черных.

Том 3 монографии состоит из пяти глав и заключения.

В главе 1 приводится общая информация о влажности в атмосфере на основе аэрологических наблюдений, ее особенностях, рассмотрен вопрос о точности расчетов характеристик влажности, об аппроксимации формулы Магнуса для давления насыщенного водяного пара. Используются материалы работы [126], выполненной совместно с Р. Е. Ескриджем (NCDC, Национальный климатический центр данных, НЦКД, США).

Описанию пространственного и временного распределения параметров влажности и температуры в атмосфере, определенного по данным радиозондирования за период 1964 – 2014 гг. на основе глобального аэрологического массива КАРДС (CARDS – Comprehensive Aerological Reference Data Set) [213], пополненного текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74], а также в пограничном слое атмосферы посвящена глава 2. В частности, в ней обсуждаются вопросы о корреляционных связях влажности и температуры и климатических изменениях температуры в атмосфере, определенные с помощью «точечного» и классического метода на основе данных измерений и на основе полных профилей с учетом восстановленных значений.

Глобальные долгопериодные оценки статистических характеристик параметров вертикального распределения облачных слоев, определенные по данным радиозондирования атмосферы, приведены в главе 3.

Результаты исследования вертикальной структуры температурно-влажностного расслоения атмосферы на облачные слои и безоблачные прослойки между ними для отдельных регионов земного шара представлены в главе 4. Рассмотрен вопрос о пространственно-временной изменчивости его характеристик: повторяемости облачных слоев, их числа и суммарной толщины, нижней и верхней границы.

Исследование корреляционных связей характеристик облачных слоев и метеопараметров для отдельных регионов описывается в главе 5.

Приведены результаты расчета коэффициентов корреляции параметров облачных слоев с приземной температурой и количеством осадков.

Работы по контролю качества аэрологических массивов, исследования по изменению климата были поддержаны Федеральной службой по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидрометом).

Работа по восстановлению параметров облачных слоев была инициализирована Р.Э. Ескриджем, научным руководителем проекта КАРДС, из Национального климатического центра данных США (NCDC) в рамках проекта по созданию массива данных КАРДС и в дальнейшем была поддержана в рамках гранта Сороса (Z1000).

Работы по продолжению неполных профилей и методам расчета трендов, исследования по изменению климата Антарктики, по климатическим исследованиям параметров облачных слоев над Антарктическим регионом поддержано подпрограммой «Определение изменений в окружающей среде Антарктики в условиях меняющегося климата» Федеральной целевой программы «Мировой океан» и проектом РФФИ № 07-05-00264.

Работы по изучению свойств облачных слоев и их климатических изменений также были поддержаны грантами РФФИ № 04-05-97207, 95-05-15267а, 98-05-64492, 01-05-65285, 01-05-96287, 02-05-64088, 07-05-96402, руководимыми д.ф.-м.н. В. И. Ивановым и д.ф.-м.н. А. М. Стериным.

Авторы выражают благодарность Д. А. Гершинковой, В. Н. Копылову, А. М. Стерину, С. Г. Сивачку, Г. В. Грузе, А. В. Хохловой и О. Н. Булыгиной за поддержку; Ф. Ф. Брюхань, Н. А. Зайцевой, А. П. Кацу, А. М. Стерину, Б. Г. Шерстюкову – за полезные обсуждения, советы и замечания, позволившие улучшить текст монографии.

Авторы заранее приносят благодарность читателям, высказавшим свои замечания или предложения по улучшению содержания монографии.

Глава 1

ВЛАЖНОСТЬ В АТМОСФЕРЕ

Важным направлением в исследованиях атмосферы Земли является исследование влажности [1, 47, 49, 60, 75, 78, 104, 145, 152, 173, 177, 210, 217, 239, 247, 259, 260, 278, 283, 303, 324, 326, 358, 365, 368, 377, 393, 427, 428, 451, 475, 478], ее распределения в тропосфере и стратосфере [68, 83, 122, 150, 223, 293, 344, 347, 370, 395], переноса влажности [39, 117, 131, 150, 224, 225, 226, 230, 271, 277, 282, 288, 294, 337, 338, 354, 363, 388, 392, 394, 398, 413, 418, 436, 467], а также их изменения [114, 135, 183, 194, 226, 296, 320, 337, 359, 380, 381, 401, 405, 414, 423, 481].

В метеорологической практике атмосферный воздух рассматривается как однородная смесь двух газов – сухого воздуха и водяного пара [75]. Количество водяного пара может определяться с помощью следующих рекомендованных Всемирной метеорологической организацией (ВМО) характеристик влажности воздуха [49, 69, 75, 96]: парциальное давление водяного пара, дефицит давления, абсолютная и относительная влажность, массовая доля водяного пара / удельная влажность, точка росы, дефицит точки росы, отношение смеси (‰), объемное (мольное) отношение смеси (‰), объемная (мольная) доля влаги (‰) [60, 75].

Также для научных и практических целей используются дефицит давления, содержание водяного пара в столбе воздуха (начиная с уровня подстилающей поверхности) [75].

Измеряемой характеристикой влажности при аэрологических радиозондовых наблюдениях обычно является относительная влажность [1, 6, 43, 75, 96].

Погрешность измерения относительной влажности для большинства используемых датчиков влажности составляет около 5 % при температуре выше 0 °С. При температуре примерно от -20 до -40 °С их показания полезны только как сведения качественного характера, [6, 43, 75, 94]. При этом часто возникает проблема пересчета разных характеристик влажности друг в друга [1, 126].

Так как точность измерений влажности в атмосфере оставляет пока желать лучшего [1, 43, 101], важно использовать при расчетах параметров влажности точные формулы, поскольку неточные формулы вносят дополнительные систематические ошибки и искажают даже средние профили влажности, на правильность которых влияет не столько величина ошибок измерения, сколько их систематичность [1].

В данной главе обсуждаются вопросы о составе атмосферы, расчете основных характеристик влажности, точности их вычислений и пересчета друг в друга.

1.1. Общая информация о влажности в атмосфере

Атмосфера представляет собой механическую смесь нескольких газов. Назовем сухим воздухом такую смесь, в состав которой не входит водяной пар. В состав сухого воздуха вблизи поверхности Земли на долю основных газов (N_2, O_2, Ar) приходится 99,96 %, а на долю остальных – всего 0,04 % [60]. Здесь под объемным содержанием понимается выраженное в процентах

отношение объема, занимаемого *i*-й газовой составляющей, к общему объему смеси при условии приведения их к одинаковым давлению и температуре.

В состав атмосферы всегда входят три переменные, крайне важные составные части – водяной пар, озон и углекислый газ. Значение этих газов определяется прежде всего тем, что они очень сильно поглощают лучистую энергию и тем самым оказывают существенное влияние на температурный режим поверхности Земли и атмосферы [60].

Современный состав воздуха атмосферы Земли установился, по крайней мере, несколько сотен миллионов лет назад. Сформировавшийся в природе круговорот атмосферных газов способствовал тому, что газовый состав атмосферы оставался неизменным до тех пор, пока резко не возросла производственная деятельность человека, в первую очередь добыча и последующее сжигание основных видов топлива (каменного угля, нефти и природного газа). В двадцатом столетии было отмечено увеличение содержания CO_2 по всему земному шару [77, 78, 121, 301, 379].

В состав атмосферного воздуха входят также многочисленные взвешенные в нем твердые и жидкие примеси – так называемые аэрозоли. Они имеют естественное и искусственное (антропогенное) происхождение [60].

Содержание водяного пара в атмосфере колеблется в широких пределах; оно близко к нулю при очень низких температурах и может достигать 4 % при высоких температурах. С учетом различного содержания водяного пара в воздухе в нем несколько изменяется содержание других газов [60].

В работе [60] показано, что постоянство состава воздуха до высоты около 95 км можно считать твердо установленным фактом. Постоянство состава атмосферного воздуха как по вертикали, так и по горизонтали поддерживается его перемешиванием.

Долгое время распространению представления о полностью перемешанной атмосфере препятствовало то, что в стратосфере термическая стратификация сильно устойчивая, а это затрудняет перемешивание воздуха по вертикали. Но в свободной атмосфере главную роль в возникновении перемешивания играет динамический фактор – изменение скорости ветра с высотой. Немаловажное значение для выравнивания состава атмосферы имеет горизонтальное крупномасштабное перемешивание [60].

1.2. Характеристики влажности в атмосфере

Водяной пар – это переменная составляющая часть атмосферы. Как отмечалось выше, его содержание в атмосфере оценивается с помощью характеристик влажности воздуха, к которым относятся: парциальное давление водяного пара (e), дефицит давления (d), абсолютная (a) и относительная (U) влажность, массовая доля водяного пара / удельная влажность (q), содержание водяного пара в столбе воздуха (VA) (начиная с уровня подстилающей поверхности), точка росы (τ), дефицит точки росы ($\Delta\tau$), отношение смеси (‰), объемное (мольное) отношение смеси (‰), объемная (мольная) доля влаги (‰) [60].

Парциальное давление водяного пара (e) (гПа) (ниже будем называть эту величину давлением водяного пара или давлением пара). При данной температуре давление водяного пара не может превышать некоторое

предельное значение E, называемое давлением насыщения или давлением насыщенного водяного пара над плоской поверхностью чистой воды [60]. Давление насыщения зависит от температуры (T) (оно увеличивается с увеличением температуры).

Дефицит давления d – разность между давлением насыщения E при данной температуре и фактическим давлением водяного пара e:

$$d = E - e.$$

Абсолютная влажность a (г/м^3) – отношение массы m_v водяного пара к объему V влажного воздуха:

$$a = m_v / V,$$

т. е. масса водяного пара в граммах на 1 м^3 влажного воздуха.

Относительная влажность U (%) – отношение фактического давления водяного пара e к давлению насыщенного водяного пара E над плоской поверхностью чистой воды, выраженное в процентах:

$$U = \frac{e}{E} \cdot 100\ \%.$$

Согласно рекомендациям ВМО, в оперативной метеорологической практике относительная влажность при температуре ниже 0 °С определяется по отношению к воде (U_w) [75].

Относительная влажность является положительной величиной и изменяется в пределах 0–100 %. Чем суше атмосферный воздух, тем меньше ее значение.

Массовая доля водяного пара или удельная влажность q (г/г) – количество водяного пара в граммах на 1 г влажного воздуха:

$$q = \frac{0,622 \cdot e}{P - 0,378 \cdot e}\ \ г/г,$$

где P (гПа) – общее давление [60].

При практических, а также при многих теоретических расчетах слагаемым $0,378 \cdot e$ в последней формуле можно пренебречь по сравнению с P. Поэтому формулу чаще всего записывают в виде [60]

$$q \approx \frac{622 \cdot e}{P}\ \ г/кг,$$

где q в промилле (‰), т. е. масса пара в граммах на 1 кг влажного воздуха.

Удельная влажность является положительной величиной (г/кг), и чем суше атмосферный воздух, тем меньше ее значение.

Содержание водяного пара в столбе воздуха VA (кг/м^2) (начиная с уровня подстилающей поверхности) – суммарное содержание водяного пара в слое выше уровня подстилающей поверхности определяется по формуле

$$VA(H)(P_H) = \int_{0(P_0)}^{H(P_H)} a(x) \cdot dx\ \ кг/м^2.$$

Отношение смеси r_m (‰) – отношение массы m_v водяного пара в определенном объеме к массе m_a сухого воздуха в том же объеме, с которым этот водяной пар перемешан [60, 75]:

$$r_m = m_v - m_a .$$

Объемное (мольное) отношение смеси r_μ (‰) – отношение числа молей водяного пара в определенном объеме к числу молей сухого воздуха в том же объеме, с которым этот водяной пар перемешан [75]:

$$r_\mu = \frac{m_v / \mu_v}{m_a / \mu_a},$$

где μ_v и μ_a – молекулярные массы водяного пара и сухого воздуха, равные по углеродной шкале 18,01534 и 28,9645 кг/кмоль соответственно, а объемное (r_μ) и массовое (r_m) отношения смеси связаны формулой [75]

$$r_m = \frac{\mu_v}{\mu_a} r_\mu, \approx 0,622\ r_\mu .$$

Объемная (мольная) доля влаги (‰) – отношение числа молей водяного пара к общему числу молей влажного воздуха [75]

$$N = \frac{m_v / \mu_v}{m_a / \mu_a + m_v / \mu_v},$$

определяется по аналогии с объемным отношением и также является безразмерной величиной. С массовой долей водяного пара q связана соотношением [75]

$$N = \frac{q}{0,622 + 0,378 \cdot q}.$$

Точка росы τ (°C) – температура, при которой содержащийся в воздухе водяной пар при постоянных общем атмосферном давлении и массовой доле водяного пара (удельной влажности) становится насыщенным по отношению к плоской поверхности чистой воды. Подчеркнем, что точка росы служит характеристикой влажности воздуха, а не его термического режима. При данной температуре воздуха точка росы в зависимости от фактического давления водяного пара e может принимать самые различные значения. Точка росы всегда ниже действительной температуры воздуха или равна ей [60, 75].

Наряду с точкой росы τ, введено также понятие *точки льда*. Она представляет собой такую температуру, при которой содержащийся в воздухе водяной пар при неизменных общем атмосферном давлении и массовой доле водяного пара (удельной влажности) достигает состояния насыщения по отношению к плоской поверхности чистого льда [60, 75].

Дефицит точки росы $\Delta\tau$ (°C) – разность между температурой воздуха и точкой росы [60, 75]:

$$\Delta\tau = T - \tau\ (^\circ C).$$

Дефицит точки росы является положительной величиной, и чем суше атмосферный воздух, тем больше его значение.

1.3. Особенности данных радиозондовых наблюдений влажности

К настоящему времени накоплены многочисленные данные измерения влажности в тропосфере и нижней стратосфере с помощью радиозондов [6, 7, 60, 210, 213]. Точность единичного измерения влажности все еще недостаточно высокая, особенно при отрицательных температурах [43, 101], однако при осреднении ошибки единичных измерений сглаживаются, и вследствие этого средние значения определены с удовлетворительной точностью [60].

Остановимся на результатах обработки материалов радиозондирования атмосферы.

Измеряемой характеристикой влажности при аэрологических радиозондовых наблюдениях обычно является относительная влажность [1, 43, 75].

Погрешность измерения относительной влажности для большинства используемых датчиков влажности составляет около 5 % при температуре выше 0 °С. При температуре примерно от -20 до -40 °С их показания полезны только как сведения качественного характера [1, 92]. В связи с этим радиозондовые данные о влажности воздуха в стратосфере в справочниках не приводятся [75].

1.4. О точности расчетов характеристик влажности

В настоящее время все большее место в прикладных и теоретических аэрологических исследованиях начинает занимать влажность [6, 7, 101]. При этом часто возникает проблема пересчета разных характеристик влажности друг в друга [1]. Наиболее часто в аэрологической практике используются такие характеристики влажности: относительная влажность, массовая доля влаги (удельная влажность), точка росы, дефицит точки росы. Важную роль в определении этих характеристик влажности воздуха играет парциальное давление водяного пара e, а также давление насыщенного пара E. Причем, как правило, различают давление насыщенного пара, находящегося в состоянии равновесия над плоской поверхностью воды, E_w и давление над плоской поверхностью льда E_i.

В метеорологической практике обычно используются полуэмпирические формулы зависимости E_w и E_i от температуры. В соответствии с рекомендациями ВМО [468] наиболее точные расчетные формулы, называемые формулами Гоффа–Грача, имеют вид [60, 65]

$$\begin{aligned}\log_{10} E_w^0 = {} & 10,79574 \cdot \left(1 - \frac{T_1}{T}\right) - 5,02800 \cdot \log_{10}\left(\frac{T}{T_s}\right) + \\ & + 1,50475 \cdot 10^{-4} \cdot \left[1 - 10^{8,2969 \cdot (1 - \frac{T}{T_1})}\right] - \\ & - 0,42873 \cdot 10^{-3} \cdot \left[1 - 10^{4,76955 \cdot (1 - \frac{T_1}{T})}\right] + 0,78614\end{aligned} \qquad (1.1)$$

и

$$\log_{10} E_i^0 = 9,09685 \cdot \left(1 - \frac{T_1}{T}\right) - 3,56654 \cdot \log_{10}\left(\frac{T_1}{T}\right) + \\ + 0,87682 \cdot \left(1 - \frac{T}{T_1}\right) + 0,78614, \tag{1.2}$$

где T_1 – тройная точка воды (T_1 = 273,16 К), T – температура воздуха выражена в К, а E_w и E_i – в гПа. Рассчитанные по этим формулам значения E_w и E_i приводятся в «Психрометрических таблицах».

Однако использование как таблиц, так и весьма громоздких формул (1.1) и (1.2) при проведении практических расчетов на ЭВМ крайне затруднительно. Кроме того, существенным недостатком в обоих случаях является невозможность явного выражения температуры через E_w^0 и E_i^0, что весьма осложняет процедуры расчета точки росы, дефицита точки росы. Поэтому естественным образом возникает задача отыскания подходящей аппроксимации формул (1.1) и (1.2) с помощью достаточно простого выражения, имеющего явный обратный вид (зависимость температуры от E).

На практике используется целый ряд достаточно простых аппроксимаций E_w^0 и E_i^0. Однако многие из них предназначены для аппроксимации E_w^0 и E_i^0 только на определенных интервалах изменения температуры, и их использование на всем интервале изменения температуры приводят к значительным систематическим ошибкам в результатах [1].

Аэрологические измерения влажности воздуха производятся в основном при температурах от -80 до +50 °С. Причем в соответствии с рекомендациями ВМО [42, 65], как при положительных, так и при отрицательных температурах, измерения влажности производятся относительно насыщения над плоской поверхностью воды.

В работе Абботт – Табони [123] предлагается считать достаточной такую точность аппроксимации $E_w(T)$ выражения для $E_w^0(T)$, чтобы относительная ошибка аппроксимации (см. 1.3)

$$\delta(T) = \frac{\left|E_w(T) - E_w^0(T)\right|}{E_w^0(T)} \tag{1.3}$$

не превышала относительной ошибки расчета значений $E_w^0(T)$, соответствующей погрешности измерения температуры в 0,1 °С

$$\delta^0(T) = \frac{\left|E_w^0(T + 0,1) - E_w^0(T)\right|}{E_w^0(T)}. \tag{1.4}$$

Действительно, вряд ли стоит стремиться к лучшей точности аппроксимации E_w^0 (и E_i^0), поскольку измерение температуры с ошибкой, не меньшей, чем 0,1 °С, сводит эту точность на нет. В то же время, учитывая современное состояние температурных измерений при аэрологических и наземных метеорологических наблюдениях и тенденцию их развития, сформулированное требование к точности аппроксимации представляется вполне справедливым.

Рассматривая самые распространенные аппроксимации (табл. 1.1), следует признать, что ни одна из них, за исключением предложенной в работе [431], не удовлетворяет сформулированному требованию достаточной точности на всем диапазоне изменения температуры (рис. 1.1). Предложенная в работе Табата [431] аппроксимация хотя и является достаточно точной, но имеет алгебраическую форму, не вполне удовлетворяющую требованию удобства работы с ней, а также требованию однозначности обратного выражения T через E_w.

Однако расчеты показывают, что возможности наиболее распространенной и вполне удовлетворяющей всем требованиям удобства оперирования аппроксимации вида

$$E_w(t) = c \cdot e^{a \cdot t/(b+t)} \tag{1.5}$$

(называемой часто формулой Магнуса) в смысле удовлетворения сформулированному требованию точности отнюдь не исчерпываются приведенными в табл. 1.1 формулами.

Таблица 1.1

Аппроксимации формулы Гоффа–Грача

Автор	Источник	Имя	Формула
Формулы Магнуса			
Комплекс ОКА-3	Комплекс ОКА-3, 1979 [51]	ОКА-3-79 ТЕ30	$e(t) = 6{,}1078 \cdot 10^{7{,}5 \cdot t/(237{,}3+t)}$
Матвеев	Матвеев, 1984 [60]	МА84=МА67	$e(t) = 6{,}1078 \cdot 10^{7{,}63 \cdot t/(241{,}9+t)}$
Абботт–Табони	Abbott–Tabony, 1985 [123]	АТ85	$e(t) = 6{,}1070 \cdot e^{17{,}38 \cdot t/(239{,}0+t)}$
Не формулы Магнуса			
Блекадер	Blackader, 1983 [1]	BL83	$e(t) = e^{(21{,}4-5351{,}0/T)}$
Ревфейм, Джордан	Revfeim, Jordan, 1976 [373]	RJ76	$e(t) = e^{[7{,}076-2{,}47(1{,}46-0{,}01 \cdot t)^2]}$
Табата	Tabata, 1973 [431]	TA73'	$e(t) = e^{(19{,}163-4063{,}2/T-184089{,}0/T^2)}$

Рассмотрим выражение (1.3) для относительной ошибки аппроксимации, подставив вместо E_w выражение (1.5). Путем простейших преобразований получаем

$$\delta(t) = \left| \exp\left[\frac{A \cdot t \cdot \ln 10}{B+t} + \ln C - \ln E_w^0(t) \right] - 1 \right|. \tag{1.6}$$

Естественно, $\delta(t)$ будет удовлетворять необходимым требованиям малости лишь в тех случаях, когда показатель экспоненты достаточно мал. Разложим экспоненту в ряд Тейлора и отбросим члены второй степени малости. Тогда с точностью до малых второго порядка получаем

$$\delta(t) = \left| \frac{A \cdot t \cdot \ln 10}{B+t} + \ln C - \ln E_w^0(t) \right|. \tag{1.7}$$

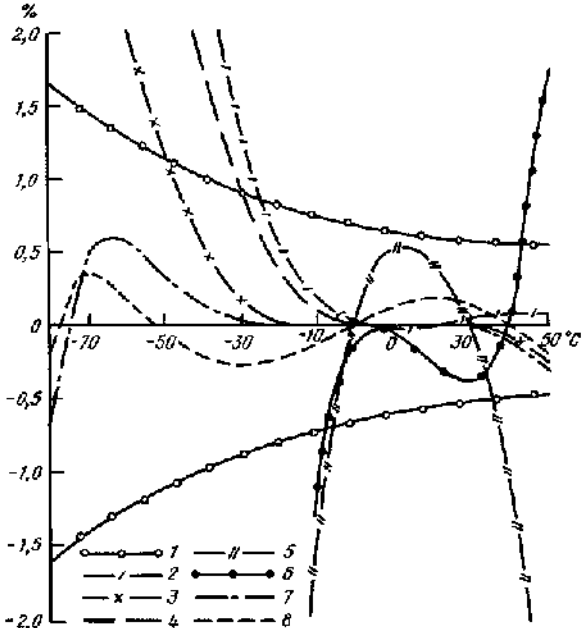


Рис. 1.1. Ошибки в давлении насыщенного пара, вычисленного по разным формулам: 1 – ошибки, эквивалентные ошибке 0,1 °С в температуре; 2, 3, 4, 5, 6, 7 – соответственно по формулам из работ (Комплекс ОКА-3 [51]); Матвеев, 1984 [60]; Abbott, Tabony, 1985 [123]; Blackader, 1983 [1]; Revfeim K.J., Jordan 1976 [373]; Tabata, 1973 [431]; 8 – по работе (Алдухов, 1988 [1])

При фиксированных значениях B и C, а также известных $E_w^0(t)$ не составляет труда оценить значение A так, чтобы $\delta(t)$ было минимальным в смысле среднего квадратического на всем диапазоне измерения температуры. Коэффициент C однозначно определяется из равенства E_w и E_w^0 при нулевой температуре (C = 6,1070). Изменяя же коэффициент B в определенном интервале, можно минимизировать максимум $\delta(t)$ по всем коэффициентам.

Расчеты на ЭВМ показывают, что

$$\min_{A,B} \max_{t\in[-80,+50]} \left|\delta(t)\right| = 0,0037 \qquad (1.8)$$

при A = 7,665; B = 243,33.

Таким образом, при указанных значениях коэффициентов A, B, C аппроксимация (1.5) позволяет приблизить $E_w^0(t)$ на интервале температур -80...+50 °С с точностью (в указанном выше смысле) на порядок лучше, чем известные ранее аппроксимации. На рис. 1.2 в плоскости коэффициентов A и B показана область, для которой аппроксимация (1.5) удовлетворяет сформулированному критерию достаточной точности.

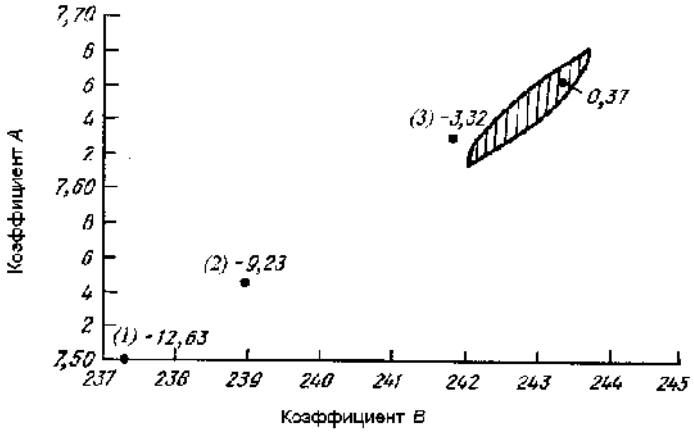


Рис. 1.2. Область допустимых значений коэффициентов A и B (C = 6,1070) в аппроксимации (1.5) и точки, соответствующие разным аппроксимациям, с указанием максимальной относительной ошибки (%) в диапазоне температур -80...+50 °C.
(1) – Комплекс ОКА-3, (2) – Abbott, Tabony, 1985, (3) – Матвеев, 1984

Оценим значения ошибок, которые возникают при использовании полученной аппроксимации в расчетах разных характеристик влажности. При аэрологических наблюдениях измеряемой характеристикой влажности обычно является относительная влажность воздуха, которая по определению является процентным отношением парциального давления водяного пара к давлению насыщенного пара над плоской поверхностью воды при одних и тех же давлении и температуре [1, 42; 51]:

$$U = 100 \cdot \frac{e}{E_w}\Big|_{P,t} \% \,. \tag{1.9}$$

На основе измеренных значений U рассчитывается парциальное давление

$$e = E_w \cdot U / 100 = 6{,}1070 \cdot 10^{\frac{7{,}665 \cdot t}{243{,}33 + t}} \cdot U / 100 \;\; гПа \tag{1.10}$$

и определяется значение точки росы как температуры, при которой водяной пар, охлажденный изобарически, становится насыщенным, т. е.

$$\tau = \frac{243{,}33 \cdot \lg \frac{e}{6{,}1070}}{7{,}665 - \lg \frac{e}{6{,}1070}} \;\; ^\circ C, \tag{1.11}$$

и значение дефицита точки росы

$$\Delta\tau = t - \tau \; (^\circ C). \tag{1.12}$$

Значение удельной влажности определяется как

$$q = \frac{621{,}98 \cdot e}{P - 0{,}37802 \cdot e} \text{ г/кг.} \qquad (1.13)$$

В табл. 1.2 показаны средние квадратические и максимальные по всему диапазону измерения температуры -80...+50 °С ошибки

$$\begin{aligned} \varepsilon_e &= \left| e - e^0 \right|, \\ \varepsilon_{\Delta\tau} &= \left| \Delta\tau - \Delta\tau^0 \right|, \\ \varepsilon_q(P) &= \left| q(P) - q^0(P) \right|, \end{aligned} \qquad (1.14)$$

а также относительные ошибки

$$\begin{aligned} \delta_e &= \frac{\varepsilon_e}{e^0}, \\ \delta_{\Delta\tau} &= \frac{\varepsilon_{\Delta\tau}}{\Delta\tau^0}, \\ \delta_q(P) &= \frac{\varepsilon_q(P)}{q^0(P)}, \end{aligned} \qquad (1.15)$$

где значком «0» отмечено истинное значение, полученное с помощью (1.2), P – давление, гПа.

Таблица 1.2

Средние квадратические (числитель) и максимальные (знаменатель) по всему диапазону измерения температуры -80...+50 °С

ошибки аппроксимации $\mathbf{6{,}1070 \cdot 10^{\frac{7{,}665t}{243{,}33+t}}}$

Ошибки аппроксимации	Относительная влажность, %		
	10	50	100
ε_e, гПа	0,0051 / 0,0312	0,0255 / 0,1563	0,0509 / 0,3125
δ_e, %	0,21 / 0,37	0,21 / 0,37	0,21 / 0,37
$\varepsilon_{\Delta\tau}$, °С	0,0321 / 0,0566	0,0194 / 0,0589	0,0000 / 0,0001
$\delta_{\Delta\tau}$, %	0,14 / 0,28	0,23 / 0,50	0,0000 / 0,0001
ε_q(1000), г/кг	0,0035 / 0,0196	0,0179 / 0,1019	0,0168 / 0,0773
ε_q(500), г/кг	0,0070 / 0,0396	0,0373 / 0,2139	0,0351 / 0,1670
ε_q(100), г/кг	0,0373 / 0,2139	0,2711 / 1,6141	0,2914 / 1,7681
δ_q, %	0,19 / 0,34	0,19 / 0,34	0,19 / 0,34

Наконец, приведем аппроксимацию вида (1.5) для давления насыщенного пара над плоской поверхностью льда E_i^0, которая в диапазоне температур -80...0 °С имеет максимум относительной ошибки не более 0,001:

$$E_i = 6{,}1064 \cdot 10^{\frac{9{,}8 \cdot t}{273{,}66+t}}. \qquad (1.16)$$

В связи с вышеизложенным следует обратить внимание на неоднократно используемую при расчетах климатических справочников (например, [83], а также с незначительными изменениями [70]) формулу расчета удельной влажности

$$q = 37{,}9855 \cdot \frac{U}{P} \cdot 10^{\frac{A \cdot t}{B+t}}, \qquad (1.17)$$

где коэффициенты A и B зависят от температуры и A = 7,6, B = 241,9 при t > 0 °С; A = 9,5, B = 265,5 при t < -40 °С; $A = 7{,}6 - 0{,}0475\,t$, $B = 241{,}9 - 0{,}62\,t$ при -40 ≤ t ≤ 0 °С.

Кроме чисто арифметической ошибки при определении коэффициента B как линейной функции температуры в диапазоне температур -40...0 °С (коэффициент при t должен быть равен 0,59) эта формула содержит и методические ошибки. Именно здесь предполагается, что измерения относительной влажности U на аэрологических станциях при температурах ниже -40 °С выполнены относительно давления насыщенного пара над плоской поверхностью льда, а при температурах -40...0 °С – относительно некоего промежуточного давления, которое довольно абстрактно конструируется с помощью формулы Магнуса при промежуточных значениях коэффициентов для давления над плоской поверхностью воды и льдом из работы [60].

В табл. 1.3 приведены значения удельной влажности, рассчитанные для профиля температуры стандартной атмосферы при постоянной 50 % относительной влажности с использованием формулы Гоффа – Грача, а также (вместе с относительными ошибками расчета) с использованием формул из других работ. Как видно из этой таблицы, значения удельной влажности, рассчитанные по формуле (1.17) для верхней тропосферы и стратосферы, почти в два раза занижены по сравнению с истинными. Расчеты на реальных данных практически полностью подтверждают этот вывод.

Таблица 1.3

Профили удельной влажности (г/кг) и относительные ошибки их расчета (δ %) для стандартной атмосферы при U =50 %

Давление, гПа	t, °С	q_0	$\frac{q_1}{\delta_{q_1}}$	$\frac{q_2}{\delta_{q_2}}$	$\frac{q_3}{\delta_{q_3}}$
1000	14,3	5,081	5,074 -0,1	5,084 0,1	5,087 0,1
850	5,5	3,309	3,307 -0,1	3,311 0,1	3,308 0,0
700	-4,5	1,947	1,948 0,1	1,946 -0,1	1,931 -0,8

Окончание табл. 1.3

Давление, гПа	t ,°C	q_0	$\frac{q_1}{\delta_{q_1}}$	$\frac{q_2}{\delta_{q_2}}$	$\frac{q_3}{\delta_{q_3}}$
500	-21,2	0,703	0,705 0,3	0,698 -0,7	0,620 -11,8
400	-31,7	0,337	0,338 0,3	0,331 -1,5	0,257 -23,6
300	-43,9	0,130	0,130 0,2	0,126 -3,2	0,083 -36,0
250	-52,3	0,061	0,061 0,0	0,058 -4,8	0,035 -41,4
200	-56,5	0,046	0,046 -0,1	0,043 -5,8	0,026 -43,8
150	-56,5	0,061	0,061 -0,1	0,057 -5,8	0,034 -43,8
100	-56,5	0,091	0,091 -0,1	0,086 -5,8	0,051 -43,8
70	-56,5	0,131	0,130 -0,1	0,123 -5,8	0,073 -43,8
50	-55,9	0,197	0,197 -0,1	0,186 -5,7	0,111 -43,5
30	-52,7	0,481	0,481 0,0	0,458 -4,9	0,281 -41,6
20	-50,0	0,989	0,990 0,1	0,946 -4,4	0,593 -40,0
10	-45,4	3,315	3,321 0,2	3,200 -3,5	2,085 -37,1

Примечания: q_0 – рассчитаны по формулам Гоффа–Грача, q_1 – статьи [1], q_2 – работы [51], q_3 – рассчитаны по формуле (1.17).

Тот факт, что точность измерений влажности в атмосфере оставляет пока желать лучшего [1, 43, 44, 101], вряд ли позволяет использовать при расчетах параметров влажности недостаточно точные формулы, поскольку такие формулы вносят дополнительные систематические ошибки и искажают даже средние профили влажности, на правильность которых влияет не столько величина ошибок измерения, сколько их систематичность [1].

1.5. Улучшенная аппроксимация формулы Магнуса для давления насыщенного водяного пара

Ниже описаны алгоритмы, основанные на уравнениях Магнуса и минимизирующие различия между несколькими соотношениями между температурой и давлением насыщенного водяного пара. Такие соотношения обычно используются при архивации данных. Эта работа была инициализирована в связи с созданием объединенного массива данных радиозондирования, в котором

планировалось объединить данные измерений, накопленные начиная с последних 1930-х гг. в различных центрах данных. Преобразование данных измерений в архивированные значения влажности внутри массивов данных не были согласованы, а в некоторых случаях – просто неизвестны. Целью этой работы было развитие универсального и точного метода для преобразования этих данных в различные характеристики влажности независимо от уравнений, использованных при архивации исходных данных. Архивированные значения температуры записывались с точностью до 0,1 °С. Такая точность создает диапазон неопределенности в значениях давления насыщенного водяного пара, зависящий от температуры. Была разработана процедура учета этой неопределенности в тех случаях, когда ошибка, минимизирующая уравнения, была описана [126].

В рамках совместного проекта Национального климатического центра данных США (НЦКД; National Climatic Data Center, NCDC) и Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД) был создан наиболее полный (на момент создания) массив данных радиозондирования КАРДС [213]. При его создании были использованы данные измерений начиная с последних 1930-х гг. по 1998 год.

Одной из проблем, с которой столкнулись при создании КАРДС, являлось содержание во входных массивах различных характеристик влажности (относительная влажность, точка росы, дефицит точки росы, масовая доля водяного пара – удельная влажность). Также центрами данных, в частности ВНИИГМИ-МЦД и НЦКД, были использованы различные формулы при преобразовании измерений температуры и относительной влажности в значения удельной влажности и точки росы [126].

В данных США было сделано несколько изменений в вычислениях. До 1948 г. давление насыщенного водяного пара вычислялось по отношению к плоской поверхности льда. После 1948 г. давление насыщенного водяного пара вычислялось по отношению к поверхности воды. В 1969 и 1981 гг. были введены новые алгоритмы вычисления влажности. В случаях, когда использованные для вычисления различных характеристик влажности уравнения были известны, с высокой точностью могли быть выполнены обратные вычисления. Однако алгоритмы, использованные при переводе исходных данных и при обработке в центрах данных, не всегда совпадали. Например, в НЦКД США до последних 1990-х гг. использовалась аппроксимация уравнения Гоффа–Грача [233], описанная Бозеном [143]. На радиозондовых станциях США данные были исправлены согласно процедурам, утвержденным в Государственном метеорологическом руководстве. Оно [214] включает таблицы (источник не определен) для вычислений влажности, в то время как в Государственном метеорологическом руководстве [215] используется аппроксимация Бака [154]. Следовательно, в данных США существует неоднородность, привнесенная вследствие различных процедур, использованных для вычисления характеристик влажности. Установлено, что наборы из других источников имеют аналогичные несоответствия [126].

Данные о влажности, существующие в публикациях и/или массивах данных, часто были преобразованы с использованием представлений

давления насыщенного водяного пара, основанных на различных аппроксимациях уравнений Векслера [461], Сонтага [419] и особенно Гоффа–Грача [233]. Хотя представления Сонтага и Векслера являются более точными для температуры выше 0 °С, намного больше данных было получено с использованием уравнений Гоффа–Грача или их аппроксимаций. Целью работы Алдухова и Ескриджа [126] являлось определение аппроксимации формулы Магнуса [306] для давления насыщенного водяного пара, которая близка к этим трем представлениям давления насыщенного водяного пара так, что может быть выполнен единообразный пересчет различных характеристик влажности.

Для оптимизаций уравнений был разработан новый подход для определения «точности» аппроксимации. (Для настоящих целей мы полагаем «точное» значение – это значение, которое лежит в пределах $e(t) - \varepsilon_0$, $e(t) + \varepsilon_1$. Точность аппроксимации определяется величиной отклонения вычисленного значения от границ интервала «точных» значений.) Стандартной мировой практикой является передача данных по температуре с точностью до одной десятой. При такой точности измерений и передачи существует неопределенность ±0,05 °С в каждом передаваемом значении температуры. Следовательно, существует область значений около значения давления насыщенного водяного пара, обозначенная как $[e(t) - \varepsilon_0, e(t) + \varepsilon_1]$, соответствующая интервалу температуры $[t - 0{,}05, t + 0{,}05]$. Аппроксимация, дающая в результате значения давления насыщенного водяного пара, лежащие в пределах $[e(t) - \varepsilon_0, e(t) + \varepsilon_1]$ для t в интервале [-40, +50 °С], является такой же «точной», какой может быть предположена для данных по температуре, передаваемых с точностью до одной десятой.

Диапазон изменений радиозондовых данных о температуре составляет приблизительно от -80 до +50 °С. Эта большая изменчивость требует, чтобы уравнение для расчета давления насыщенного водяного пара было точным для большого интервала значений температуры.

Еллиот и Гаффен [210] сравнили относительную ошибку между вычислениями давления насыщенного водяного пара по формулам Тетенса [126], Гоффа–Грача [233], Векслера [461] и Бака [154]. В работе [126] расширяется анализ, проведенный Еллиотом и Гаффен. Ниже приведено несколько новых формул для расчета давления насыщенного водяного пара и показаны различные ошибки в них (по работе [126]).

Основные формулы для давления пара

В метеорологической практике обычно принято вычислять влажность, используя давление насыщенного водяного пара над плоской поверхностью дистиллированной воды или льда. Единственной независимой переменной является температура. Переохлаждение воды при температуре ниже точки плавления льда – обычное явление в облаках. Согласно рекомендации ВМО [466], в вычислениях характеристик влажности при отрицательных температурах (по шкале Цельсия) следует использовать давление водяного пара над плоской поверхностью дистиллированной воды.

Первая точная формула для вычисления давления насыщенного водяного пара была получена Гоффом и Грачем [232] (ниже обозначается как GG45):

$$\log_{10} E_w = 7,90298\left(1-\frac{T_s}{T}\right)+5,02808\cdot\log_{10}\left(\frac{T_s}{T}\right)+$$
$$+1,3816\cdot10^{-7}\left[1-10^{11,344(1-\frac{T}{T_s})}\right]- \qquad (1.18)$$
$$-8,1328\cdot10^{-3}\left[1-10^{-3,49149(1-\frac{T_s}{T})}\right]+\log_{10} E_{w0}\,.$$

Эта формула была вскоре модифицирована Гоффом и Грачем [233] (ниже обозначается как GG46):

$$\log_{10} E_w = 10,79574\cdot\left(1-\frac{T_1}{T}\right)-5,02800\cdot\log_{10}\left(\frac{T}{T_s}\right)+$$
$$+1,50475\cdot10^{-4}\cdot\left[1-10^{8,2969\cdot(1-\frac{T}{T_1})}\right]- \qquad (1.19)$$
$$-0,42873\cdot10^{-3}\cdot\left[1-10^{4,76955\cdot(1-\frac{T_1}{T})}\right]+0,78614.$$

Значения, полученные с использованием формулы (1.19), значительно отличаются от результатов, полученных по формуле (1.18) для температур в интервале от -40 до +50 °С. Различия составляют более 5 % с наибольшими разницами в значениях при -40 °С. Смитсоновские метеорологические таблицы [126] основаны на формуле (1.19). В 1966 г. ВМО рекомендовало использовать ее для метеорологических вычислений, и во многих странах она все еще используется.

Гофф [231] пересмотрел последнюю формулу; ниже уравнение, основанное на новом анализе, обозначается как GG65, но оно незначительно отличается от (1.19). Наибольшее относительное различие между результатами использования формул GG65 и GG46 составляет 0,008 % при температуре -40 °С для значений температур в диапазоне от -40 до +50 °С. Формулы GG65 и GG46, по существу, идентичны.

В 1976 г. Векслер [461] опубликовал новую формулу для расчета давления насыщенного водяного пара, которая была основана на новых измерениях. Обозначим ее как WE76.

$$E_w = 0,01\cdot\exp(-2,9912729\cdot10^3\cdot T^{-2}-6,0170128\cdot10^3\cdot T^{-1}+$$
$$+1,887643845\cdot10^1-2,8354721\cdot10^{-2}\cdot T+$$
$$+1,7838301\cdot10^{-5}\cdot T^2-8,4150417\cdot10^{-10}\cdot T^3+ \qquad (1.20)$$
$$+4,4412543\cdot10^{-13}\cdot T^4+2,858487\cdot\ln T).$$

Значения давления насыщенного водяного пара, вычисленные по формулам Векслера (1.20) и Гоффа – Грача (GG46), отличаются наиболее значительно при отрицательных температурах.

Соннтаг (Sonntag) и его коллега Хейнз (Heinze) провели несколько важных исследований взаимозависимости между давлением водяного пара и температурой. В 1982 г. Соннтаг и Хейнз опубликовали [126] уравнение для вычисления давления насыщенного водяного пара (SO82):

$$E_w = \exp(-6094,4642 \cdot T^{-1} + 16,519825 - \\ - 2,7245552 \cdot 10^{-2} \cdot T + 1,6853396 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 + \\ + 2,433502 \cdot \ln T). \qquad (1.21)$$

В 1990 г. Соннтаг опубликовал [419] уравнение для вычисления давления водяного пара (SO90):

$$E_w = \exp(-6096,93855 \cdot T^{-1} + 16,635794 - \\ - 2,711193 \cdot 10^{-2} \cdot T + 1,673952 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 + \\ + 2,433502 \cdot \ln T). \qquad (1.22)$$

Давление насыщенного водяного пара, вычисленное по формулам (1.21) и (1.22), не отличается значительно от его значения, вычисленного по формуле Векслера WE76 (1.20). Наибольшее относительное различие между значениями, полученными по формулам Векслера и Соннтага SO82, составляет 0,055 % при +50 °C, и наибольшее относительное различие между значениями, полученными по формулам Соннтага SO90 и Векслера WE76, составляет 0,120 % при +50 °C.

Рис. 1.3 показывает относительные различия между значениями, вычисленными с использованием формул SO82, SO90, GG45 и WE76, по отношению к значениям, полученным по формуле GG46. Формула Гоффа – Грача GG46 была рекомендована Гуемардом [236] для температуры ниже 0 °C. Поэтому она используется как базовая на рис. 1.3.

Мы полагаем, что идеальная аппроксимация для давления насыщенного водяного пара будет минимизировать ошибки между ней и тремя основными формулами (GG46, WE76 и SO90). Идеальная аппроксимация будет минимизировать систематические ошибки благодаря использованию новых уравнений при работе с новыми и/или старыми данными.

Аппроксимация давления насыщенного водяного пара над поверхностью воды

Формулы WE76, GG46 и SO90 для давления насыщенного водяного пара сложные и неудобные для использования при вычислениях. Их сложность привела к различным упрощенным и менее точным аппроксимациям расчета давления насыщенного водяного пара. Обзор этих аппроксимаций приведен в работах Саргента [391], Абботт и Табони [123], Алдухова [1] и Еллиотом и Гаффен [210]. Несколько наиболее широко используемых аппроксимаций показаны в табл. 1.4. Выше в разделе 1.4 проведен подробный анализ некоторых из них.

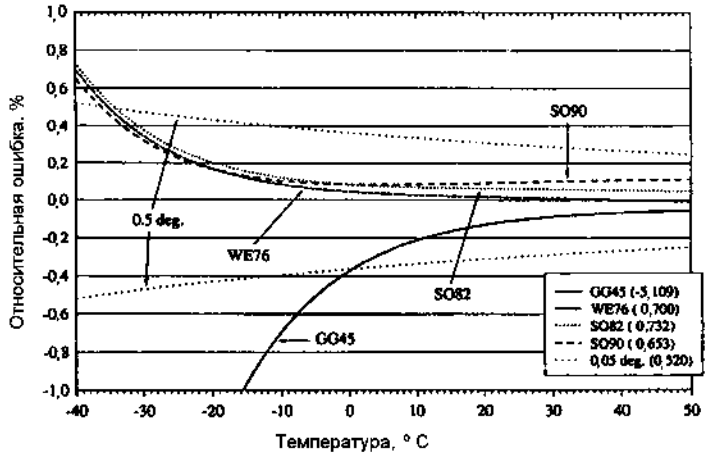


Рис. 1.3. Относительные ошибки основных формул по отношению к формуле Гоффа–Грача (1946) GG46. Относительная ошибка определялась как предсказанное значение одной из аппроксимаций минус GG46-значение, деленное на GG46-значение. В окне показана наибольшая ошибка для интервала значений температуры от -40 до +50 °C.

Таблица 1.4

Аппроксимации для давления насыщенного водяного пара над плоской поверхностью дистиллированной воды [126]

Автор	Источник	Имя	Формула
Формулы Магнуса			
Тетенс	Tetens, 1930 [126]	TE30	$e(t) = 6{,}11 \cdot 10^{7{,}5 \cdot t/(237{,}3+t)}$
Матвеев	Матвеев, 1967 [126]	MA67	$e(t) = 6{,}1078 \cdot 10^{7{,}63 \cdot t/(241{,}9+t)}$
Бак	Buck, 1981 [154]	BU81	$e(t) = 6{,}1121 \cdot e^{17{,}502 \cdot t/(240{,}97+t)}$
Абботт–Табони	Abbott–Tabony, 1985 [123]	AT85	$e(t) = 6{,}1070 \cdot e^{17{,}38 \cdot t/(239{,}0+t)}$
Алдухов	Алдухов, 1988 [1]	АЛ88	$e(t) = 6{,}107 \cdot 10^{7{,}665 \cdot t/(243{,}33+t)}$
Соннтаг	Sonntag, 1990 [419]	SA90	$e(t) = 6{,}112 \cdot e^{17{,}62 \cdot t/(243{,}12+t)}$
Не формулы Магнуса			
Табата	Tabata, 1973 [431].	TA73	$e(t) = 10^{8{,}42926609 - 1827{,}17843/T - 71208{,}271/T^2}$
Бак	Buck, 1981 [154]	BU-2	$e(t) = 6{,}1121 \cdot e^{t \cdot (18{,}729 - t/227{,}3)/(t+257{,}87)}$
Хоппер	Hopper, 1986 [257]	HO86	$e(t) = (1{,}3521 + 1{,}6369 \cdot 10^{-2} \cdot t + 3{,}1794 \cdot 10^{-5} \cdot t^2 - 1{,}4892 \cdot 10^{-7} \cdot t^3)^6$

Окончание табл. 1.4

Автор	Источник	Имя	Формула
Аппроксимации, разработанные Алдуховым и Ескридж в [126] для t ϵ (-40, +50 °C)		AEDK	$e(t) = 6{,}1102 \cdot e^{17{,}621 \cdot t/(242{,}97+t)}$
		AEDG	$e(t) = 6{,}1105 \cdot e^{17{,}546 \cdot t/(241{,}81+t)}$
		AEDW	$e(t) = 6{,}1128 \cdot e^{17{,}610 \cdot t/(242{,}89+t)}$
		AEDS	$e(t) = 6{,}1152 \cdot e^{17{,}616 \cdot t/(242{,}91+t)}$
		AERK	$e(t) = 6{,}1094 \cdot e^{17{,}625 \cdot t/(243{,}04+t)}$
		AERG	$e(t) = 6{,}1072 \cdot e^{17{,}578 \cdot t/(242{,}25+t)}$
		AERW	$e(t) = 6{,}1085 \cdot e^{17{,}654 \cdot t/(243{,}49+t)}$
		AERS	$e(t) = 6{,}1107 \cdot e^{17{,}660 \cdot t/(243{,}51+t)}$

Самой простой формулой для вычисления давления насыщенного водяного пара является формула, полученная Магнусом [306]:

$$E_w = c \cdot e^{a \cdot t/(b+t)}, \tag{1.23}$$

где a, b и c – константы и t – температура в °C.

Основной причиной для получения аппроксимаций основных формул является желание упростить уравнения так, чтобы можно было просто вычислять давление насыщенного водяного пара с использованием только температуры. Требования простоты и минимальной ошибки будут исключать из рассмотрения многие аппроксимации. Трудно предположить более удобное уравнение для вычисления давления насыщенного водяного пара, чем формула Магнуса.

Однако существуют относительно большие ошибки, когда формула Магнуса используется с опубликованными коэффициентами (a, b и c). Работу [126] стимулировало желание определить, существуют ли другие коэффициенты, позволяющие уменьшить эти ошибки, и, как будет показано, такие коэффициенты a, b и c были найдены для формулы Магнуса, и точно аппроксимированы все три основные формулы для вычисления давления насыщенного водяного пара.

Для определения точности аппроксимации давления насыщенного водяного пара $e(t)$ нужны критерии точности. Предполагается, что ошибка наблюдения температуры равна нулю, и ошибка в значении температуры может быть только вследствие ошибки округления. В метеорологической практике принято передавать значения температуры с точностью до 0,1 °C. Следовательно, ошибка округления в значении температуры будет меньше или равна 0,05 °C, и ошибка в давлении насыщенного водяного пара из-за этой ошибки округления определяется как

$$\delta E(t) = \max_{-0{,}05 \le \tau \le 0{,}05} \left| E(t) - E(t+\tau) \right|, \tag{1.24}$$

где E обозначает результат расчета по одной из основных формул.

Скажем, что аппроксимация $e(t)$ точная, если разница между этой аппроксимацией и соответствующей основной формулой E не больше ошибки в давлении насыщенного водяного пара из-за ошибки округления температуры. Следовательно, мера точности или хорошего качества для аппроксимации $e(t)$ задается формулой

$$d = \max_{-40 \le t \le 50} \left| \frac{e(t) - E(t)}{\delta E(t)} \right|. \qquad (1.25)$$

Если $d \le 1$ для аппроксимации, тогда нельзя делать различие между вычисленным и действительным значениями давления насыщенного водяного пара ввиду неопределенности ±0, 05 °C в передаваемом значении температуры. Меньшие значения d косвенно означают большую точность в том смысле, что, если были использованы данные о температуре с большей точностью (точнее одной десятой), аппроксимация с меньшим значением будет давать более точную оценку для давления насыщенного водяного пара.

Эта проверка, $d \le 1$, была применена к некоторому числу аппроксимаций из литературы. Скажем, что аппроксимация $e(t)$ точная, если $d \le 1$. Например, $d \le 1$ означает, что относительная ошибка по отношению к результатам расчета по формуле GG46 меньше или равна 0,52 % при -40 °C и 0,25 % при 50 °C. Такое определение точности, $d \le 1$, ведет к простым ограничениям относительной ошибки расчетов по другим основным формулам.

Точность каждой аппроксимации e определяется по отношению к трем основным формулам для давления водяного пара (GG46, WE76 и SO90). Меры точности, определенные по формуле (1.25), обозначим соответственно как d_g, d_w, d_s. Мера точности по отношению к результатам расчета по всем трем формулам, d_k, определяется как

$$d_k = \max(d_g, d_w, d_s). \qquad (1.26)$$

Максимальные относительные ошибки для этих аппроксимаций обозначим как r_g, r_w, r_s соответственно. Величины r и r_k определяются по формулам

$$r = \max\left[\frac{e(t) - E(t)}{E(t)} \right], \quad r_k = \max(r_g, r_w, r_s). \qquad (1.27)$$

Используя эти определения ошибки, были определены коэффициенты a, b и c для формулы Магнуса (1.23), которые минимизируют r_g (аппроксимация, обозначенная как AERG), минимизирует r_w для AERW, минимизирует r_s для AERS и минимизирует r_k для AERK (см. табл. 1.5).

Коэффициенты a, b и c определяются с помощью итерационного процесса с использованием формул (1.25) и (1.23). Самый простой способ найти коэффициенты a', b' и c', которые характеризуют минимальное значение d_k, состоит в повторении вычисления d_k по трехмерному набору точек a, b и c и нахождении a', b' и c', соответствующих минимуму d_k.

Процедура будет производить более чем один набор коэффициентов, так как будет много минимумов. Аппроксимации, найденные этим методом, показаны в табл. 1.4 с мерами точности, приведенными в табл. 1.5.

Таблица 1.5

Максимумы относительных ошибок *r* (%) и меры точности *d* для различных основных формул и аппроксимаций давления насыщенного водяного пара над плоской поверхностью дистиллированной воды. Интервал значений температуры от -40 до +50 °C. Температура максимума приведена в скобках. Мера точности *d* и максимум относительной ошибки r_k выделены жирным шрифтом [126].

Формула	$r_g(t)$	$d_g(t)$	$r_w(t)$	$d_w(t)$	$r_s(t)$	$d_s(t)$
GG46	0,000 (-)	0,000 (-)	**0,695** (-40)	**1,343** (-40)	0,648 (-40)	1,252 (-40)
WE76	**0,700** (-40)	**1,346** (-40)	0,000 (-)	0,000 (-)	0,120 (50)	0,482 (50)
SO90	**0,653** (-40)	**1,255** (-40)	0,120 (50)	0,482 (50)	0,000 (-)	0,000 (-)
GG45	5,109 (-40)	9,825 (-40)	**5,768** (-40)	**11,145** (-40)	5,724 (-40)	11,057(-40)
GG65	0,008 (-40)	0,016 (-40)	**0,703** (-40)	**1,359** (-40)	0,657 (-40)	1,269(-40)
SO68	**0,732** (-40)	**1,407** (-40)	0,055 (-40)	0,223 (50)	0,078 (-40)	0,260 (50)
TE30	2,537 (-40)	4,879 (-40)	**3,214** (-40)	**6,210** (-40)	3,169 (-40)	6,121 (-40)
MA67	0,558 (-40)	1,448 (50)	**1,249** (-40)	**2,413** (-40)	1,202 (-40)	2,323 (-40)
BU81	0,769 (-40)	1,478 (-40)	**1,458** (-40)	**2,817** (-40)	1,412 (-40)	2,727 (-40)
AT85	1,834 (-40)	3,527 (-40)	**2,516** (-40)	**4,862** (-40)	2,471 (-40)	4,772 (-40)
AL88	0,341 (-31)	1,018 (50)	**0,406** (-40)	**1,053** (50)	0,360 (-40)	0,832 (24)
SA90	**0,597** (-35)	**1,225** (-31)	0,292 (-23)	0,822 (28)	0,328 (28)	1,135 (30)
BU-2	**0,493** (-40)	**0,948** (-40)	0,205 (-40)	0,398 (50)	0,159 (-40)	0,306 (-40)
TA73	**1,322** (-40)	**2,542** (-40)	0,618 (-40)	1,716 (50)	0,665 (-40)	1,292 (-38)
HO86	0,140 (-28)	0,306 (-25)	0,592 (-40)	**1,143** (-40)	**0,545** (-40)	1,053 (-40)
Аппроксимации, разработанные в исследовании [126]						
AEDK	0,373 (-29)	0,804 (-26)	**0,412** (-40)	0,806 (50)	0,365 (-40)	0,804 (27)
AEDG	0,220 (-40)	0,430 (50)	**0,913** (-40)	**1,764** (-40)	0,866 (-40)	1,674 (-40)
AEDW	**0,477** (-31)	**1,018** (-27)	0,290 (-40)	0,561 (27)	0,252 (27)	0,862 (29)
AEDS	**0,456** (-29)	1,006 (50)	0,334 (-40)	**1,040** (50)	0,288 (-40)	0,563 (27)
AERK	**0,384** (-30)	0,822 (-27)	0,384 (-40)	0,742 (-40)	0,337 (-40)	**0,868** (27)
AERG	0,151 (24)	0,594 (50)	**0,844** (-40)	**1,630** (-40)	0,797 (-40)	1,540 (-40)
AERW	**0,508** (-36)	**1,033** (-32)	0,203 (-22)	0,812 (50)	0,278 (24)	0,932 (26)
AERS	**0,471** (-34)	1,253 (50)	0,320 (50)	**1,288** (50)	0,202 (-40)	0,804 (50)

Чтобы не потерять настоящий минимум, должно быть использовано маленькое приращение при каждом шаге итерации. Нами выбрано использование минимума среди максимальных отклонений, что несколько лучше, чем, например, использование минимизации суммарного отклонения в пределах изменения или среднеквадратического значения, чтобы удалить любые большие отклонения от расчетов по основным формулам. Этот минимизирующий процесс дает аппроксимации, для которых $d \leq 1$ для всех значений температуры между -40 и +50 °C.

Было найдено несколько аппроксимаций, которые не минимизируют относительные ошибки, но увеличивают точность. Это следующие аппроксимации – AEDG ($\min d_g$), AEDW ($\min d_w$), AEDS ($\min d_s$), AEDK ($\min d_k$). Уравнения для них приведены в табл. 1.4.

В табл. 1.5 показаны относительные ошибки и меры точности для новых и некоторых широко используемых аппроксимаций. Заметим, что максимум относительных ошибок обычно имеет место в конечных точках температурного интервала -40 и +50 °C. Из данных табл. 1.5 видно, что только три аппроксимации удовлетворяют критерию точности $d_k \leq 1$. Это BU-2 [154] и две аппроксимации, разработанные в данном исследовании (AERK и AEDK). Аппроксимации AERK и AEDK имеют вид формулы Магнуса. Эти две аппроксимации максимизируют точность и минимизируют ошибки таким образом, что d_k и r_k являются наименьшими для этих аппроксимаций.

Рис. 1.4 показывает поведение нескольких аппроксимаций для давления водяного пара по отношению к расчетам по формуле Векслера [461] для значений температур в диапазоне от -40 до +50 °C. Рис. 1.4 демонстрирует, что несколько аппроксимаций прекрасны при температуре от 0 до +40 °C и что AERK для формулы Магнуса является наиболее точной на полном диапазоне изменения температуры от -40 до +50 °C.

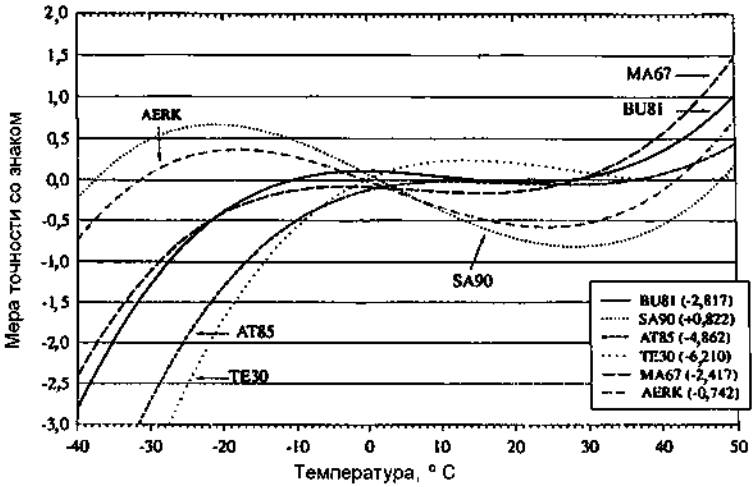


Рис. 1.4. Мера точности со знаком для десяти из нескольких аппроксимаций давления водяного пара над плоской поверхностью воды по отношению к расчетам по формуле Векслера [461]. В прямоугольнике показаны наибольшие ошибки для значений температур в диапазоне от -40 до +50 °C. Приведено из [126].

При продлении нижнего предела изменения температуры от -40 до -80 °C было определено увеличение разницы расчетов по основным формулам. Например, относительная разница между результатами использования формул GG46 и WE76 составляет более 10 % при -80 °C по отношению к

расчетам по формуле WE76. Очевидно, что нельзя аппроксимировать все три формулы с относительной ошибкой, меньшей 5 %. Были разработаны аппроксимации каждой основной формулы для диапазона изменения температуры от -80 до +50 °C. Три аппроксимации (1.28) были найдены минимизацией относительной ошибки:

$$\begin{aligned}
&\mathrm{AERG}_{50,-80}(t) = 6,1037 \cdot e^{17,641 \cdot t/(243,27+t)}, \\
&(0,337\,/\,0,823) \\
&\mathrm{AERW}_{50,-80}(t) = 6,0612 \cdot e^{18,102 \cdot t/(249,52+t)}, \\
&(0,852\,/\,3,429) \\
&\mathrm{AERS}_{50,-80}(t) = 6,0620 \cdot e^{18,112 \cdot t/(249,59+t)}. \\
&(0,845\,/\,3,386)
\end{aligned} \qquad (1.28)$$

Максимум относительной ошибки в процентах и мера точности даны в скобках под каждой аппроксимацией в (1.28). В табл. 1.6 показаны относительные ошибки и меры точности для расчетов трех аппроксимаций по отношению к результатам, полученным с использованием трех основных формул для температурного интервала от -80 до +50°C.

Таблица 1.6

Максимумы относительных ошибок (%) и меры точности для аппроксимаций давления насыщенного водяного пара BU81, SA90 и AERK над плоской поверхностью дистиллированной воды по отношению к основным формулам. Интервал значений температуры от -80 до +50 °C [126].

Аппроксимации	GG46	WE76	SO90
BU81	4,850 / 6,005	14,423 / 18,499	14,312 /18,355
SA90	0,707 / 1,252	9,425 / 10,089	9,308 / 11,937
AERK	0,539 / 0,822	10,067 / 12,067	9,951 / 12,767

Аппроксимация давления насыщенного водяного пара над плоской поверхностью льда

Существуют три основные аппроксимации для вычисления давления насыщенного водяного пара над плоской поверхностью льда. Эти уравнения имеют силу для температурного интервала от -80 до 0 °C. Первый точный алгоритм GG46i был разработан Гоффом и Грачем [233] и описывается формулой (1.29):

$$\begin{aligned}
\log_{10} E_i = {} & 9,09685 \cdot \left(1 - \frac{T_1}{T}\right) - 3,56654 \cdot \log_{10}\left(\frac{T_1}{T}\right) + \\
& + 0,87682 \cdot \left(1 - \frac{T}{T_1}\right) + 0,78614.
\end{aligned} \qquad (1.29)$$

Формула WE76i, предложенная Векслером [461], выглядит так:

$$E_i = 0,01 \cdot \exp(-5,8653696 \cdot 10^3 \cdot T^{-1} + \\ + 2,2241033 \cdot 10 + 1,3749042 \cdot 10^{-2} \cdot T - \\ - 3,4031775 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 + 2,6967687 \cdot 10^{-7} \cdot T^3 + \\ + 0,6918651 \cdot \ln T). \quad (1.30)$$

Формула SO82i Сонтага [126]:

$$E_i = \exp(-6024,5282^3 \cdot T^{-1} + 24,72219 - \\ - 1,0613868 \cdot 10^{-2} \cdot T + 1,3198825 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 + \\ + 0,49382577 \cdot \ln T). \quad (1.31)$$

Коэффициенты a, b и c были описаны для основной формулы Магнуса (1.23), которые минимизируют d_g, d_w, d_s и d_k при температуре от -80 до 0 °C по отношению к результатам, вычисленным по трем основным формулам (GG46i, WE76i и SO90i). Применяя (1.25) и (1.26) к основным формулам, были определены следующие меры точности, обозначенные как d_{gi}, d_{wi}, d_{si}, d_{ki}. Затем были найдены новые аппроксимации для основных формул вычисления давления насыщенного водяного пара над плоской поверхностью льда с максимальной точностью. Этими новыми аппроксимациями являются AEDGi, AEDWi, AEDSi и AEDKi. В табл. 1.7 приведены новые аппроксимации и в табл. 1.8 – их относительные ошибки и меры точности. Некоторые широко используемые аппроксимации для вычисления давления насыщенного водяного пара над поверхностью льда также приведены в табл. 1.7.

Таблица 1.7

Аппроксимации давления насыщенного водяного пара над плоской поверхностью льда [126]

Автор	Источник	Имя	Формула
Формулы Магнуса			
Матвеев	Матвеев, 1967 [126]	MA67i	$e(t) = 6,1078 \cdot 10^{9,5 \cdot t/(265,5+t)}$
Бак-1	Buck, 1981 [154]	BU81i	$e(t) = 6,1115 \cdot e^{22,452 \cdot t/(272,55+t)}$
Абботт – Табони	Abbott – Tabony, 1985 [123]	AT85i	$e(t) = 6,1070 \cdot e^{22,44 \cdot t/(272,4+t)}$
Алдухов	Алдухов, 1988 [1]	АЛ88i	$e(t) = 6,1064 \cdot 10^{9,800 \cdot t/(273,66+t)}$
Сонтаг	Sonntag, 1990 [419]	SA90i	$e(t) = 6,112 \cdot e^{22,46 \cdot t/(272,62+t)}$
Не формулы Магнуса			
Бак-2	Buck, 1981 [154]	BU-2i	$e(t) = 6,1115 \cdot e^{t \cdot (23,036 - t/333,7)/(t+279,82)}$
Хупер	Hopper, 1986 [257]	HO86i	$e(t) = (1,2539 + 1,2924 \cdot 10^{-2} \cdot t + \\ + 1,9187 \cdot 10^{-5} \cdot t^2 - 9,41 \cdot 10^{-8} \cdot t^3)^8$

Окончание табл. 1.7

Автор	Источник	Имя	Формула
Аппроксимации, разработанные Алдуховым и Ескридж в [126] для t ϵ (-40, +50 °C)		AEDKi	$e(t) = 6{,}1128 \cdot e^{22{,}571 \cdot t/(273{,}71+t)}$
		AEDGi	$e(t) = 6{,}1093 \cdot e^{22{,}570 \cdot t/(273{,}69+t)}$
		AEDWi	$e(t) = 6{,}1150 \cdot e^{22{,}561 \cdot t/(273{,}64+t)}$
		AEDSi	$e(t) = 6{,}1148 \cdot e^{22{,}574 \cdot t/(273{,}72+t)}$
		AERKi	$e(t) = 6{,}1121 \cdot e^{22{,}587 \cdot t/(273{,}86+t)}$
		AERGi	$e(t) = 6{,}1084 \cdot e^{22{,}575 \cdot t/(273{,}74+t)}$
		AERWi	$e(t) = 6{,}1162 \cdot e^{22{,}577 \cdot t/(273{,}78+t)}$
		AERSi	$e(t) = 6{,}1140 \cdot e^{22{,}579 \cdot t/(273{,}81+t)}$

Таблица 1.8

Максимумы относительных ошибок r (%) и меры точности *d* для основных формул и различных аппроксимаций давления насыщенного водяного пара над плоской поверхностью льда при температуре от -80 до 0 °C. Температура максимума приведена в скобках. Мера точности d_k и максимум относительной ошибки r_k выделены жирным шрифтом [126].

Формула	$r_g(t)$	$d_g(t)$	$r_w(t)$	$d_w(t)$	$r_s(t)$	$d_s(t)$
GG46i	0,000 (-)	0,000 (-)	**0,230** (-80)	**0,294** (-48)	0,089 (-8)	0,207 (-3)
WE76i	**0,231** (-80)	**0,294** (-48)	0,000 (-)	0,000 (-)	0,156 (-80)	0,196 (56)
SO90i	0,089 (-8)	**0,208** (-3)	**0,156** (-80)	0,196 (-56)	0,000 (-)	0,000 (-)
MA67i	10,672 (-80)	12,930 (-80)	**10,878** (-80)	**13,180** (-80)	10,738(-80)	13,010 (-80)
BU81i	0,673 (-80)	0,816 (-80)	**0,902** (-80)	**1,093** (-80)	0,747 (-80)	0,905 (-80)
AT85i	0,973 (-80)	1,179 (-80)	**1,201** (-80)	**1,455** (-80)	1,047 (-80)	1,268 (-80)
AL88i	0,094 (-80)	0,189 (-17)	**0,324** (-80)	**0,456** (-19)	0,174 (-17)	0,375 (-14)
SA90i	0,672 (-80)	0,814 (-80)	**0,900** (-80)	**1,091** (-80)	0,745 (-80)	0,903 (-80)
BU-2i	**0,284** (-80)	**0,345** (-80)	0,054 (-80)	0,398 (-80)	0,210 (-80)	0,254 (-80)
HO86i	0,193 (-80)	0,234 (-80)	**0,423** (-80)	**0,512** (-80)	0,267 (-80)	0,324 (-80)
Аппроксимации, разработанные в [126]						
AEDKi	0,171 (-62)	0,252 (0)	**0,213** (-80)	**0,258** (-21)	0,106 (-61)	0,166 (-16)
AEDGi	0,095 (-80)	0,120 (-59)	**0,325** (-80)	**0,394** (-80)	0,169 (-80)	0,299 (-16)
AEDWi	**0,282** (-31)	**0,412** (-59)	0,101 (-80)	0,122 (-80)	0,216 (-62)	0,317 (-59)
AEDSi	0,148 (-29)	**0,335** (0)	**0,256** (-80)	0,310 (-80)	0,100 (-80)	0,129 (0)
AERKi	0,163 (-65)	0,231 (-63)	**0,164** (-80)	**0,327** (-22)	0,109 (-19)	0,230 (-17)
AERGi	0,076 (-20)	0,159 (-19)	**0,306** (-80)	**0,429** (-21)	0,160 (-19)	0,339 (-16)
AERWi	**0,272** (-65)	**0,391** (0)	0,069 (-63)	0,153 (0)	0,205 (-64)	0,295 (-61)
AERSi	**0,276** (-67)	**0,389** (-63)	0,098 (-22)	0,202 (-20)	0,207 (-66)	0,294 (-63)

Уравнения в форме Магнуса были найдены по отношению к плоской поверхностью льда с использованием минимизации относительных ошибок. Эти новые аппроксимации, показанные в табл. 1.7, обозначены как AERGi, AERWi, AERSi, AERKi.

Данные табл. 1.8 показывают относительные ошибки r и меры точности d для некоторых ранее известных аппроксимаций давления насыщенного водяного пара над плоской поверхностью льда, а также для соотношений, полученных в [126]. Две аппроксимации (AEDKi и AERKi) являются наиболее точными. Из данных табл. 1.8 следует, что относительные ошибки r для AEDKi и AERKi составляют 0,213 и 0,164 % соответственно. Точность d для AEDKi и AERKi равна 0,258 и 0,327 % соответственно. Обе эти аппроксимации являются более точными, чем формула BU81i [154].

Корректирующий коэффициент

Отклонение закона для идеального газа при применении его к смеси воздуха и водяного пара ведет к ошибкам, которые могут быть исключены благодаря корректирующему коэффициенту. Корректирующий коэффициент определяется как отношение давления насыщенного водяного пара для влажного воздуха к давлению собственно водяного пара над плоской поверхностью дистиллированной воды:

$$F_w(t,p) = \frac{E_{wa}(t,p)}{E_w(t)} \tag{1.32}$$

и над плоской поверхностью льда

$$F_i(t,p) = \frac{E_{ia}(t,p)}{E_i(t)}\,. \tag{1.33}$$

Относительные ошибки (вычисленные минус наблюденные и деленные на наблюденные) в давлении насыщенного водяного пара во влажном воздухе могут достигать 0,596 % при вычислениях по отношению к воде (при -40 °C, 1000 гПа) и 0,882 % при вычислениях по отношению ко льду (при -80 °C, 1000 гПа), если корректирующий коэффициент отброшен.

В [126] были разработаны следующие аппроксимации для данных табл. 4.10 из таблиц WMO [466], которые описывают поведение корректирующего коэффициента при расчетах над водой и надо льдом:

$$f_w(p) = 1,00071 \cdot e^{0,0000045 \cdot p} \tag{1.34}$$

и

$$f_i(p) = 0,99882 \cdot e^{0,000008 \cdot p}\,, \tag{1.35}$$

где P (гПа) – давление. Эти две аппроксимации имеют максимальные относительные ошибки 0,0773 % (при 0 °C, 900 гПа) при расчетах над плоской поверхностью дистиллированной воды и 0,209 % (при -80 °C, 1000 гПа) – над плоской поверхностью льда соответственно. Бак [154] разработал уравнения корректирующего коэффициента при расчетах над водой и надо льдом. Уравнения Бака выглядят следующим образом:

$$f_w = 1,0007 + 3,46 \cdot 10^{-6} \cdot p \qquad (1.36)$$

и

$$f_w = 1,0003 + 4,18 \cdot 10^{-6} \cdot p \,. \qquad (1.37)$$

Уравнения (1.36) и (1.37) имеют максимальные относительные ошибки 0,183 и 0,438 % соответственно. Новые аппроксимации (1.34) и (1.35) корректирующего коэффициента, разработанные в [126], являются более точными, чем аппроксимации Бака.

Выводы

При работе со стандартными данными наземных и радиозондовых данных для вычисления парциального давления насыщенного водяного пара над плоской поверхностью воды при изменении температуры от -40 до +50 °С рекомендуется использовать аппроксимацию AERK.

$$e_w(t) = 6,1094 \cdot e^{17,625 \cdot t/(243,04+t)} \,. \qquad (1.38)$$

Это уравнение имеет максимум относительной ошибки меньший чем 0,384 % и максимум меры точности меньший чем 0,868 по отношению к результатам, полученным по трем основным формулам (GG46, WE76 и SO90).

Для аппроксимации давления насыщенного водяного пара во влажном воздухе рекомендуется использовать формулу

$$e_{wa}(t) = 1,00071 \cdot e^{0,0000045 \cdot p} \cdot e_w(t). \qquad (1.39)$$

Уравнение (1.39) имеет максимум относительной ошибки меньший чем 0,414 % и максимум меры точности меньший чем 0,932 по отношению к результатам, полученным по трем основным формулам, когда используется формула ВМО [466] для корректирующего коэффициента.

Для вычисления давления насыщенного водяного пара над плоской поверхностью льда (при температуре от -80 до 0,0 °С) рекомендуется пользоваться следующими двумя аппроксимациями. Для вычисления парциального давления насыщенного водяного пара надо льдом использовать аппроксимацию AERKi

$$e_i(t) = 6,1121 \cdot e^{22,587 \cdot t/(273,86+t)} \,, \qquad (1.40)$$

которая имеет максимум относительной ошибки меньший чем 0,213 % и максимум меры точности меньший чем 0,258 по отношению к результатам, полученным по любой из трех основных формул (GG46, WE76 и SO90). Для аппроксимации давления насыщенного водяного пара во влажном воздухе используется формула:

$$e_{ia}(t) = 0,99882 \cdot e^{0,000008 \cdot p} \cdot e_i(t) \,. \qquad (1.41)$$

Уравнение (1.41) имеет максимум относительной ошибки меньший чем 0,397 % и максимум меры точности меньший чем 0,721 по отношению к результатам, полученным по любой из трех основных формул, когда используется формула ВМО [466] для корректирующего коэффициента.

Для вычисления давления насыщенного водяного пара над плоской поверхностью воды при изменении температуры от -80 до +50 °C может быть использовано любое из уравнений (1.29) – (1.31). Невозможно найти аппроксимацию формулы Магнуса, которая хорошо подходит для трех основных формул для этого температурного интервала, которая не имеет большие ошибки, потому что основные формулы не согласуются при температуре ниже -40 °C.

В 1993 г. Гуемард [236] предложил новый справочный набор для определения давления насыщенного водяного пара. Используя этот набор, он нашел несколько очень точных аппроксимаций для вычисления давления насыщенного водяного пара. Однако, как выше показано, чтобы использовать улучшения уравнений Гуемарда, требуется, чтобы данные о температуре передавались с точностью более чем одна десятая [126].

Уравнение (1.38) для температуры в интервале от -80 до +50 °C близко подходит к уравнению Гоффа – Грача (см. табл. 1.6). Его Гуемард рекомендовал использовать для температуры ниже 0 °C.

Ошибки, обсужденные в данной работе, намного меньше наблюденных ошибок в значениях влажности вследствие работы гигрометров. Но использование (относительно) неточных формул может привести к появлению систематических ошибок в метеорологических данных.

Данное исследование было поддержано Национальной академией наук США (Resident Research Associateship of the National Research Council of the National Academy of Sciences) и Национальным климатическим центром данных США (NCDC). Проект КАРДС был поддержан департаментом энергетики США (контракт N DE-AI05-90ER61011). Проект КАРДС был поддержан программой «Климат и глобальные изменения» (Climate and Global Change) Национального управления океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) и Национальным климатическим центром данных США [126].

Обозначения

e – давление насыщенного водяного пара. Аппроксимация для E.

E – обозначает давление насыщенного водяного пара над плоской поверхностью дистиллированной воды в любой из основных формул, таких как Гоффа – Грача.

E_i – давление насыщенного водяного пара (гПа) над плоской поверхностью льда.

E_{ia} – давление насыщенного водяного пара во влажном воздухе (гПа) над плоской поверхностью льда.

E_w – давление насыщенного водяного пара (гПа) над плоской поверхностью чистой воды.

E_{wa} – давление насыщенного влажного воздуха (гПа) во влажном воздухе над плоской поверхностью чистой воды.

E_{w0} – давление насыщенного водяного пара при температуре точки парообразования для давления 1013,246 гПа.

F – корректирующий коэффициент для учета отклонения смеси воздуха и водяного пара от законов для идеальных газов $F_w = E_{wa} / E_w$ и $F_i = E_{ia} / E_i$.

t – температура в градусах Цельсия.

T – температура в градусах Кельвина.

T_s – температура точки парообразования (373,16 К).

T_l – тройная точка воды (фазовой диаграммы) (273,16 К).

1.6. Источники данных о влажности

Наблюдения за влажностью проводятся с разных платформ: это данные наземных наблюдений, радиозондовых и спутниковые наблюдения [20, 42, 44, 49, 75, 94, 98, 101, 104, 105, 122, 135, 150, 156, 190, 203, 211, 214, 215, 223, 267, 326, 327, 347, 358, 424], данных самолетного зондирования [323, 392]. Спутниковые наблюдения проводятся с разных спутников с использованием различных приборов [101, 104, 326, 327].

Климатические изменения параметров влажности исследуются на основе данных наблюдений, реанализа и с помощью модельных расчетов [8, 29, 54, 104, 113, 114, 125, 151, 188, 190, 221, 246, 247, 304, 320, 326, 327, 344, 370, 380, 381, 389, 398, 400, 405, 408, 412, 423, 475, 483].

В Пятом оценочном докладе по изменению климата [247] отмечено, что в целом имеет место увеличение влажности. Теоретически это хорошо согласуется с изменениями температуры, т. к. температура и влажность связаны уравнением Клайперона – Клаузиуса [104, 247].

Массивы радиозондовых данных

В настоящее время создано три глобальных массива данных измерений метеовеличин при радиозондировании: АЭРОСТАБ [5], КАРДС [213], IGRA [203]. Все они могут быть использованы для исследования температуры и влажности в атмосфере.

Массив АЭРОСТАБ [5] создан во ВНИИГМИ-МЦД в двоичном формате. В последние годы данные аэрологических наблюдений, поступающие в оперативном режиме по каналам связи, архивируются в символьном формате АЭРОСТАС [74].

Для определения изменений климата атмосферы и развития климатических моделей был создан массив данных параметров свободной атмосферы КАРДС, основанный на аэрологических наблюдениях [5, 6, 74, 213, 450]. Он был создан в результате совместного проекта по созданию глобального проконтролированного массива данных радиозондовых наблюдений ВНИИГМИ-МЦД и НЦКД США. Массив КАРДС являлся уникальным по полноте радиозондовых наблюдений: и на момент создания он содержал более 23 миллионов радиозондовых наблюдений по 2662 радиозондовым станциям, включая закрытые и перенесенные станции. После его создания массив регулярно пополняется за счет добавления текущих наблюдений [6].

Официальным продолжением проекта КАРДС является проект Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA) (http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/igra/) [6, 203]. IGRA содержит данные наблюдений, полученные с помощью радиозондов и шаров-пилотов (pilot balloon) на более чем 1500 глобально распределенных станциях. Доступны наблюдения для стандартных изобарических поверхностей, уровня подстилающей поверхности, тропопаузы и уровней особых точек для давления, температуры, геопотенциальной высоты, направления и скорости ветра. Полный период наблюдений – с 1938 г. по настоящее время – зависит от станции. Массив для каждой станции ежедневно пополняется и доступен бесплатно на сайте http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/igra/.

Качество данных радиозондирования зависит от целого ряда причин: неоднородности наблюдений, проблем передачи и обработки [6, 86, 96–100, 203, 213, 220, 476]. В общем, процедуры обеспечения качества данных зондирования основаны на принципах внутренней согласованности, выполнении основных физических соотношений и/или на статистических методах [6, 203, 213]. Глобальные массивы КАРДС, АЭРОСТАБ и АЭРОСТАС проходили/проходят процедуру комплексного контроля качества, при контроле массива IGRA используется последовательный подход [6, 203, 213]. В [6] проведено сравнение признаков качества данных в массивах КАРДС и IGRA.

Реанализ

Следует отметить роль проектов реанализа и выходных продуктов этих проектов для исследования процессов в атмосфере, обнаружения изменений в различных компонентах климатической системы. Продукты реанализа сыграли и продолжают играть важную роль в интеграции коллекций наблюдений, развития методов и схем контроля данных и их четырехмерного усвоения, улучшения прогностических схем и физико-динамических моделей [73, 144, 145, 191, 194, 268, 279, 354, 390, 405, 412, 424, 434].

При этом надо понимать, что при использовании для исследования изменения климата, так называемого реанализа, важен вопрос о качестве данных. В отечественных и зарубежных публикациях [73, 434] отмечается, что относиться к оценкам долгопериодных изменений климата, получаемым по данным реанализа, надо с осторожностью.

Например, в работе [73] показано, что значения трендов удельной влажности и температуры, вычисляемые по данным реанализа и по постанционным аэрологическим данным, могут сильно отличаться и даже иметь противоположные знаки. Это обстоятельство заставляет с осторожностью относиться к оценкам долгопериодных изменений климата, получаемым по данным реанализа.

Необходимы тщательные сопоставления результатов реанализа со всевозможными данными наблюдений. Обнаруженные расхождения между данными реанализа и данными наблюдений должны служить не только поводом для выводов об ограниченности использования данных реанализа, но и основанием критически взглянуть на качество и точность данных наблюдений, используемых для сопоставлений с реанализом [73, 434].

В работе [105] отмечается, что значительная часть работ по исследованию распределения влажности в атмосфере, изменению его в пространстве и времени выполнена на основе данных реанализов разных метеорологических центров [105, 194, 377, 395].

Наиболее часто используются следующие реанализы: NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research) и ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) [105, 268, 440].

Как было отмечено выше, необходимо проводить тщательные сопоставления результатов реанализа со всевозможными данными наблюдений. Кроме того, полезно сравнивать результаты, полученные по разным реанализам и модельным расчетам. Таким сравнениям посвящены, например, работы [105, 194, 377, 395, 405, 415].

Спутниковые наблюдения за состоянием атмосферы

Одним из основных источников информации о состоянии атмосферы в последние десятилетия являются результаты спутниковых наблюдений. Видимым изображением распределения температуры и влажности в атмосфере являются облака. Анализу информации о мониторинге окружающей среды, характеристиках облачности, полученной с помощью спутниковой аппаратуры, их изменениях посвящены многочисленные работы, например [7, 14, 53, 61, 104, 132, 186, 207, 219, 252, 253, 256, 262, 267, 280, 285, 298, 313, 316, 319, 326, 327, 349, 360, 372, 382–384, 411, 420, 426, 430, 433].

Примером спутниковой информации об облачности являются данные спутников CloudSat (Cloud Satellite) и CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation). Эти спутники запущены в апреле 2006 г. в рамках программы NASA (National Aeronautics and Space Administration) EOS (Earth Observing System). Целью их запуска является изучение облачного покрова Земли, а именно получение трехмерных изображений облаков и атмосферных аэрозолей, исследование процессов формирования и развития облака, влияния облачности на погоду, климат, качество воздуха и количество осадков. Для этого на CloudSat установлен очень чувствительный радар CPR (Cloud Profiling Radar) для получения профилей облаков с миллиметровой длиной волны. Он более чем в 1000 раз чувствительнее обычного гидрометеорологического радара. На CALIPSO установлен поляризационный лазерный локатор. Он позволяет отличить в толще облаков кристаллы льда, водяной пар, жидкие и твердые частицы атмосферных аэрозолей. На CALIPSO имеются также камера и инфракрасный радиометр [7, http://ru.wikipedia.org].

Как индикатор долгопериодных изменений распределения температуры и влажности в атмосфере можно рассматривать климатические изменения облачности. На основе анализа более коротких (по сравнению с рядами наземных наблюдений) рядов спутниковых данных ISCCP [383] за период 1983–2001 гг. [383] и HIRS за период 1979–2001 гг. [472] получены результаты об изменении глобального количества облачности. Однако спутниковые данные имеются только за достаточно короткий период [472], и существуют

некоторые проблемы их интерпретации [7, 403]. При анализе результатов, полученных на основе спутниковых наблюдений, следует учитывать, что они отражают состояние лишь самого верхнего слоя облаков, при этом практически не обнаруживаются оптически тонкие облака, а также, что ошибки спутниковых данных характеризуются высокой коррелированностью, что снижает реальную информативность получаемых оценок [103, 403].

Особенности наземных и спутниковых наблюдений затрудняют получение согласованных выводов о климатических изменениях облачного покрова [103].

Особенности аэрологических и спутниковых наблюдений затрудняют получение согласованных выводов о климатических изменениях влажности в атмосфере. Данные аэрологических наблюдений имеют достаточно хорошее вертикальное разрешение, но пространственно они относятся к одной точке. Результаты спутниковых наблюдений за влажностью имеют широкий пространственный охват, но не большое вертикальное разрешение [104]. Дистанционные и традиционные радиозондовые системы зондирования не заменяют одна другую. Многие годы, а может быть и всегда они будут сосуществовать, дополняя друг друга [101].

Из сказанного выше следует актуальность проведения сравнений распределения параметров влажности, полученных по радиозондовым и спутниковым наблюдениям [101, 104, 135, 267, 326, 327, 398]. В ряде работ отмечены определенные расхождения в оценках их распределений, полученных на основе этих данных. Примером таких исследований являются работы [104, 135, 267, 326, 327, 398].

Например, в публикации [104] выполнено сравнение наблюдений количества осажденной воды в слое 1000–300 гПа по радиозондовым и спутниковым наблюдениям за 2013 г. Использованы данные 42 аэрологических станций, расположенных в регионе 20–70° с. ш. от 80° з. д. до 75° в. д., и спутниковые данные, получаемые по Глобальной системе телесвязи (ГСТ) в виде сводок САТЕМ со спутников серии NOAA. Обработка и накопление использованных аэрологических [5, 74] и спутниковых данных производилась в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» [106]. В статье представлены результаты сравнения как данных наблюдений, так и их среднемесячных значений. При сравнении среднемесячных значений количества осажденной воды для умеренных широт отмечено хорошее совпадение. Однако в летний период спутниковые наблюдения дают большее влагосодержание, чем радиозондовые. Для субтропических и тропических широт по радиозондовым наблюдениям определено более низкое содержание влаги, чем по спутниковым, особенно летом. Полученные результаты согласуются с выводами о систематическом «сухом смещении» радиозондовых данных по сравнению со спутниковыми данными, полученными другими авторами [135, 267, 326, 327, 398]. Результаты сравнения климатических условий, по крайней мере, для отдельных станций, показывают необходимость дальнейших исследований по сопоставлению данных, особенно с привлечением дополнительных источников информации и новых методов анализа [6, 7, 104].

Глава 2

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В АТМОСФЕРЕ

Как отмечалось выше, с развитием науки и техники требования к точности и дискретности данных о вертикальном распределении температуры и влажности в атмосфере резко возрастают [101]. Расширяется интерес к тонкой структуре полей метеоэлементов и их пространственно-временной изменчивости. Решение этих задач требует, с одной стороны, создания более совершенной техники и методов измерений, повышения их оперативности и точности [101, 266], а с другой – методов анализа уже накопленных за длительный период наблюдений данных радиозондирования [6]. В модельных расчетах также большое внимание уделяется исследованию распределения температуры и влажности на уровне подстилающей поверхности, в пограничном слое атмосферы, тропосфере, их прогнозу и климатическим изменениям [137, 247, 261, 276, 299, 322, 416, 452, 460].

В главе 2 обсуждаются вопросы и методы наиболее полного использования уже накопленных длинных рядов данных радиозондовых наблюдений о влажности и температуре [6, 7]. Это обусловлено тем фактом, что дистанционные и традиционные радиозондовые системы зондирования не заменяют одна другую. Многие годы, а может быть и всегда, они будут сосуществовать, дополняя друг друга [101].

В связи с обнаружением значительного потепления в отдельных регионах планеты актуальность количественного исследования климатических изменений неуклонно возрастает [29–34, 38, 72, 77, 78, 107, 110–113, 121, 133, 140, 142, 161, 164, 167–169, 174–176, 181, 188–190, 203–208, 247, 273, 328, 341, 342, 357, 416, 423, 425, 435] и требует постоянного совершенствования методов наблюдений, накопления гидрометеорологической информации, ее распространения и анализа [6, 128, 130, 148, 195, 196, 203, 222, 243, 244, 248, 251, 253, 266, 275, 284, 290, 305, 307, 309, 312, 314, 328, 329, 331, 333, 346, 353, 360, 364, 371, 375, 422, 426, 432, 437, 446, 448, 455, 462]. Для уточнения оценок наблюдаемых изменений климата необходимо как создание наиболее полных массивов данных высокого качества, так и разработка методик анализа исторических данных, которые в силу объективных причин достаточно часто содержат неоднородные во времени ряды данных наблюдений [3, 5, 6, 8, 59, 86, 87, 94, 96, 97, 127, 213, 220–222, 266, 297, 317, 318, 403, 437, 438, 476]. Актуальным является и сопоставление оценок трендов метеорологических параметров, полученных различными методами на массивах различного происхождения [3, 6, 8, 346].

Анализ данных аэрологических наблюдений имеет свою специфику по отношению ко многим другим метеорологическим наблюдениям, т. к. на многих высотах в атмосфере (на изобарических поверхностях) имеется множество пропущенных наблюдений. Основная причина этого – недостаточная высота подъема радиозонда, а также многие другие причины, связанные

с текущей технологией радиозондовых наблюдений, технологией производства оболочек зондов и датчиков измерения параметров атмосферы, реальных температур, влажности и ветра (и их воздействия на техническое состояние радиозонда) [6, 15, 16, 43–45, 98, 101, 184, 218].

В климатологии одним из центральных является вопрос о долгопериодных тенденциях изменения метеовеличин, характеризующих состояние климатической системы [30, 90, 435]. В большинстве исследований анализ ограничивается использованием классического метода расчета трендов, т. е. оценкой долгопериодных тенденций изменения осредненных за относительно небольшие временные интервалы (год, сезон, месяц) значений метеовеличин или их аномалий.

Одним из условий применения классического метода является некоррелированность во времени наблюдений метеовеличины. Другой особенностью использования классического метода в анализе климатических трендов является тот факт, что при анализе не используется информация обо всем диапазоне значений метовеличины для исследуемого временного интервала [90].

Можно отметить и другие ограничения применимости классического метода для анализа климатических трендов: условие постоянства ошибки наблюдений на всем диапазоне изменения метеовеличины; высокая чувствительность к выбросам и неоднородностям в рядах; неучет автокоррелированности в рядах; быстрая потеря оптимальных свойств оценок при нарушениях предположений о характере распределений метеовеличины и другие [6, 90].

В ряде работ, например [6, 90], проведено исследование чувствительности оценок климатических трендов, полученных с использованием альтернативной классическому методу техники статистического анализа: непараметрических методов, методов устойчивого (робастного) оценивания.

В последние годы интерес стал проявляться к тенденциям изменений всего диапазона принимаемых метеовеличинами значений, включая экстремальные [90]. В значительной степени это связано с наблюдаемым увеличением частоты экстремальных гидрометеорологических явлений, которые наносят огромный ущерб природе и человечеству [33, 90, 141, 185, 197, 200, 201, 202, 209, 250, 254, 270, 281, 300, 315, 339, 343, 357, 361, 402, 406, 407, 409, 444, 445, 447, 456, 470, 471]. Вопрос о том, становится ли наблюдаемый климат Земли более изменчивым, является одним из ключевых в обзорных докладах МГЭИК [90 , 183, 247].

В работе А. М. Стерина и А. А. Тимофеева [90] для анализа климатических трендов использован метод квантильной регрессии. Этот непараметрический метод регрессионного анализа был предложен Конкером и Бассеттом и получил развитие в большом числе работ [19, 90, 149, 153, 163]. Метод квантильной регрессии при анализе трендов в климатических рядах позволяет получить информацию о распределении трендов по всему диапазону квантилей значений наблюдений от 0 до 1, что значительно информативнее, чем использование классического метода [90].

Анализ климатических трендов с помощью метода квантильной регрессии представляется перспективным с точки зрения более детального

понимания процессов в климатической системе, таких как приземное и тропосферное потепление, стратосферное похолодание, изменения в характеристиках вариабельности и экстремальности климата [90].

Более существенную информацию о состоянии атмосферы можно получить с использованием уже имеющихся неполных вертикальных профилей, полученных при радиозондировании атмосферы. Пренебрежение ими или их неправильный учет может вести к абсурдным результатам анализа или к потере весьма дорогостоящих наблюдений [6].

Из вышесказанного следует актуальность разработки и применения методик использования неполных по высоте радиозондовых профилей для расчетов климата и оценок климатических изменений, позволяющих использовать все имеющиеся наблюдения и в то же время избежать ошибочных выводов, основываясь на редких наблюдениях и иногда пренебрегая более частыми наблюдениями [6].

В данной главе анализируются результаты применения двух методов, разработанных О. А. Алдуховым для возможности более надежного использования неполных по высоте радиозондовых профилей температуры и влажности для расчетов климата и оценок климатических изменений: «точечного» метода расчета трендов на основе срочных значений с учетом их корреляции во времени и метода «продолжения» таких профилей [3, 6]. Методы были разработаны для исследования изменения климата в труднодоступных полярных районах планеты, а также для оценок трендов в значениях метеовеличин на больших высотах в атмосфере.

Ниже обсуждается пространственное и временное распределение параметров влажности и температуры в атмосфере, определенное по данным радиозондирования за период 1964 – 2014 гг. на основе данных массива КАРДС, пополненного текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74]. Проведено сравнение статистических характеристик, рассчитанных как на основе только измеренных значений метеовеличин, так и по полным профилям радиозондирования с учетом восстановленных значений [6].

Из характеристик влажности выбраны следующие: абсолютная и относительная влажность, дефицит точки росы, удельная влажность и содержание водяного пара в столбе воздуха.

Особая роль водяного пара, сосредоточенного в нижней тропосфере, несмотря на его малое содержание в земной атмосфере по сравнению с другими газами, составляющими атмосферу, связана со значительным количеством энергии, выделяющейся при фазовых переходах, а также с его оптической активностью в разных участках солнечного и теплового спектров [40].

Для уточнения связи между долгопериодными изменениями температуры воздуха и параметров влажности приведены коэффициенты кросскорреляций между нормализованными значениями синхронных измерений температуры воздуха и параметров влажности для изобарических поверхностей, рассчитаные только по данным радиозондирования и с учетом восстановленных значений. Также рассмотрены коэффициенты кросскорреляций

между нормализованными значениями синхронных измерений различных параметров влажности.

Приведены оценки вертикальных автокорреляций и временных корреляций для исследуемых параметров.

Ниже также рассмотрены вопросы климатических изменений температуры в атмосфере. Приведены тренды аномалий температуры, рассчитанные с учетом срока наблюдения для изобарических поверхностей для сезонов и за год за период наблюдений 1964–2014 гг. Для расчета трендов использовались как классический метод, так и «точечный» метод расчета трендов на основе срочных значений с учетом их корреляции во времени и метод «продолжения» таких профилей [6]. Проведено сравнение оценок трендов, полученных разными методами.

2.1. Данные и методы расчета и визуализации

2.1.1. Описание данных

Результаты о пространственном и временном распределении параметров влажности и температуры в атмосфере получены за период 1964–2014 гг. на основе данных глобального проконтролированного массива данных радиозондирования КАРДС, пополненного текущими данными из массивов АЭРОСТАБ и АЭРОСТАС.

Рассматриваются следующие характеристики влажности: абсолютная и относительная влажность, дефицит точки росы, удельная влажность и содержание водяного пара в столбе воздуха.

Исследования характеристик влажности проведены на основе данных радиозондирования, проводимых на станциях с различными климатическими условиями, включая полярные регионы. Их список приведен в табл. 2.1.1.1.

Таблица 2.1.1.1

Аэрологические станции, использованные при исследовании температуры и влажности в атмосфере

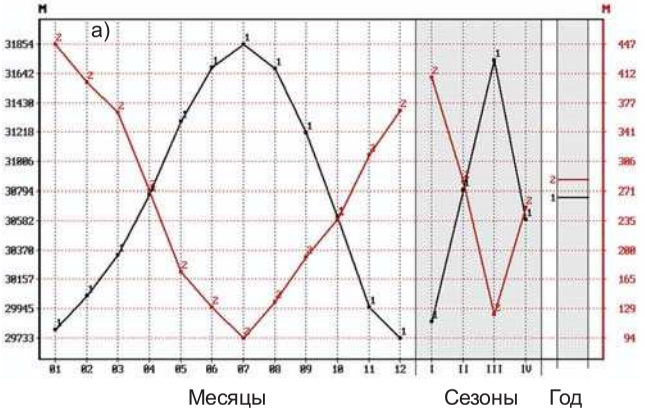
Индекс	Название станции	Широта	Долгота	Высота, м
Арктические станции				
20674	Остров Диксон	73,58° с.ш.	80,40° в.д.	47
21824	Тикси	71,58° с.ш.	128,92° в.д.	2
22113	Мурманск	68,98° с.ш.	33,12° в.д.	98
22217	Кандалакша	67,15° с.ш.	32,35° в.д.	26
22271	Шойна	67,88° с.ш.	44,13° в.д.	11
23078	Норильск	69,32° с.ш.	88,22° в.д.	61
23205	Нарьян-Мар	67,63° с.ш.	53,03° в.д.	9
23330	Салехард	66,53° с.ш.	66,67° в.д.	17
24125	Оленек	68,50° с.ш.	112,43° в.д.	204
24266	Верхоянск	67,47° с.ш.	133,40° в.д.	138
24343	Жиганск	66,77° с.ш.	123,40° в.д.	82

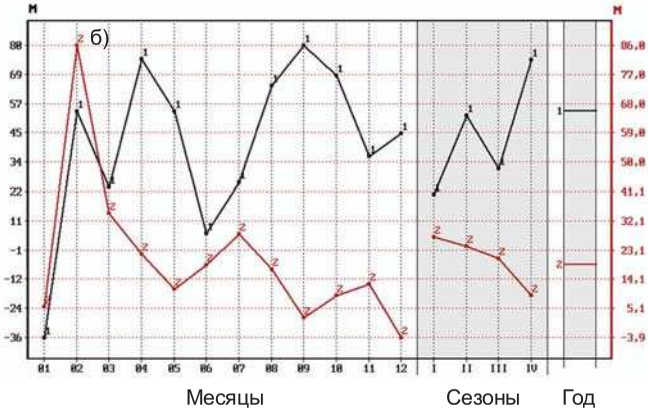
Окончание табл. 2.1.1.1

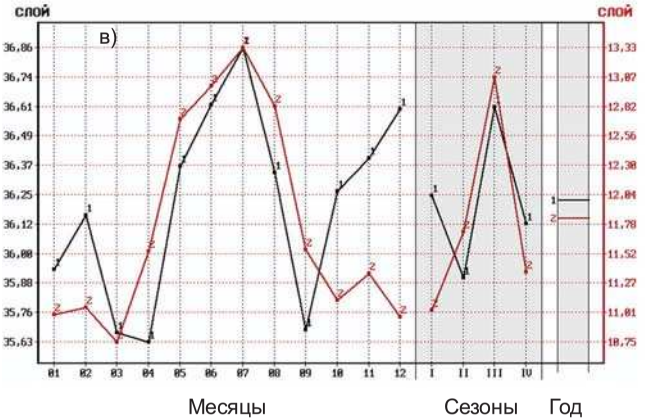
Индекс	Название станции	Широта	Долгота	Высота, м
Средние и низкие широты				
27612	Москва–Долгопрудный	55,75° с.ш.	37,95° в.д.	190
27707	Сухиничи	54,10° с.ш.	35,35° в.д.	240
03953	Обсерватория Валентия	51,93° с.ш.	10,25° з.д.	19
10739	Штутгарт	48,83° с.ш.	9,20° в.д.	316
11035	Вена	48,25° с.ш.	16,37° в.д.	201
17130	Анкара	39,95° с.ш.	32,88° в.д.	894
45004	Гонконг	22,32° с.ш.	114,17° в.д.	66
48455	Бангкок	13,73° с.ш.	100,50° в.д.	4
60715	Тунис–Карфаген	36,83° с.ш.	10,23° в.д.	4
94578	Брисбен	27,43° ю.ш.	153,08° в.д.	5
68906	Остров Гоф	40,35° ю.ш.	9,88° з.д.	54
Антарктические станции				
89050	Беллинсгаузен	62,18° ю.ш.	58,93° з.д.	42
89512	Новолазаревская	70,75° ю.ш.	11,83° в.д.	140
89592	Мирный	66,65° ю.ш.	19,71° в.д.	60
89002	Ньюмайер	70,61° ю.ш.	8,4° з.д.	43
89022	Халли	75,50° ю.ш.	26,65° з.д.	31
89009	Амундсен–Скотт	90,00° ю.ш.	0,0° в.д.	2831
89532	Сева	69,00° ю.ш.	39,58° в.д.	21
89564	Маусон	67,60° ю.ш.	62,88° в.д.	14
89571	Дейвис	68,58° ю.ш.	77,98° в.д.	14
89611	Кейси	66,25° ю.ш.	110,53° в.д.	37
94998	Маккуори	54,48° ю.ш.	158,93° в.д.	7

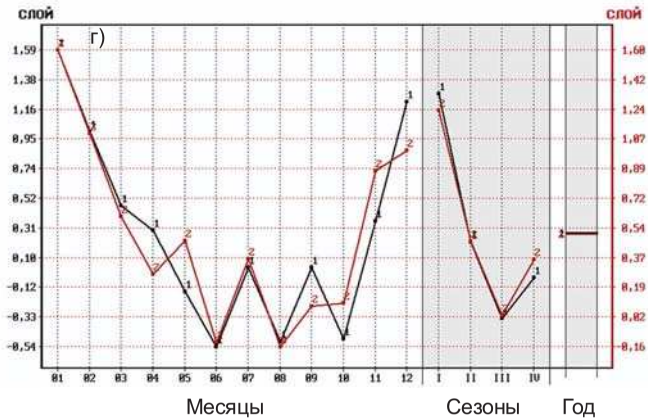
Для лучшего понимания результатов радиозондирования, особенно в пограничном слое, полезно оценить суточный и годовой ход параметров зондирования. Для иллюстрации годового хода параметров зондирования на рис. 2.1.1 и 2.1.2 приведены их средние месячные и сезонные значения и соответствующие среднеквадратические отклонения, рассчитанные за сутки в целом и амплитуды их суточного хода, которые вычислялись как разницы значений для сроков 12 GMT и 00 GMT для параметров зондирования. Оценки, показанные на рис. 2.1.1, получены на основе данных 33 259 зондирований в Москве за период 1964–2014 гг. В качестве параметров зондирования выбраны высота подъема радиозонда, число уровней зондирования и резолюции зондирования (расстояния между уровнями).

На рис. 2.1.2 приведены средние значения и среднеквадратические отклонения для месяцев, сезонов и за год для параметров зондирования, рассчитанные за сутки в целом, и амплитуды их суточного хода для пограничного слоя атмосферы. Оценки получены на основе данных 33 259 зондирований в Москве за период 1964–2014 гг. В качестве параметров зондирования выбраны высота первого уровня зондирования после окончания


а)
М
Месяцы
Сезоны
Год


б)
М
Месяцы
Сезоны
Год


в)
СЛОЙ
Месяцы
Сезоны
Год


г)
СЛОЙ
Месяцы
Сезоны
Год

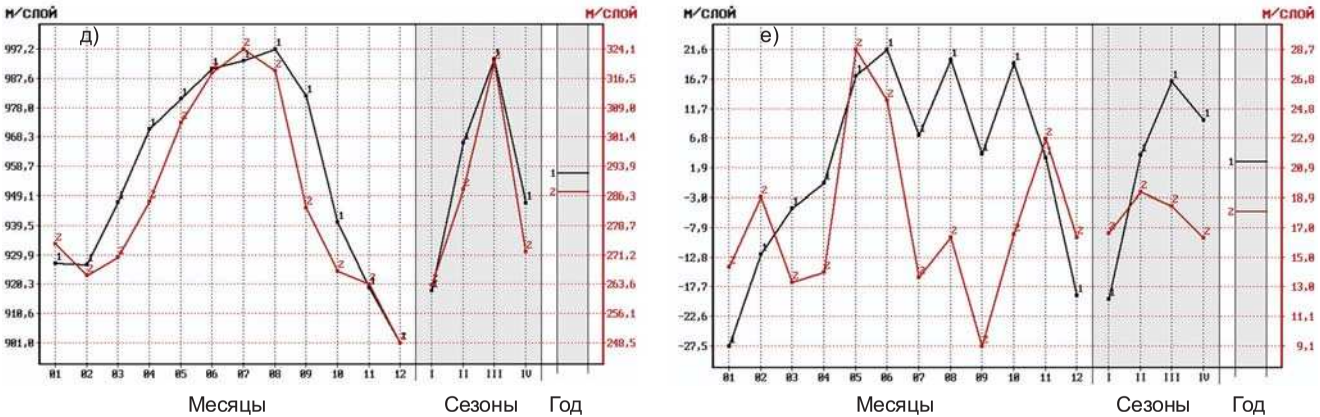
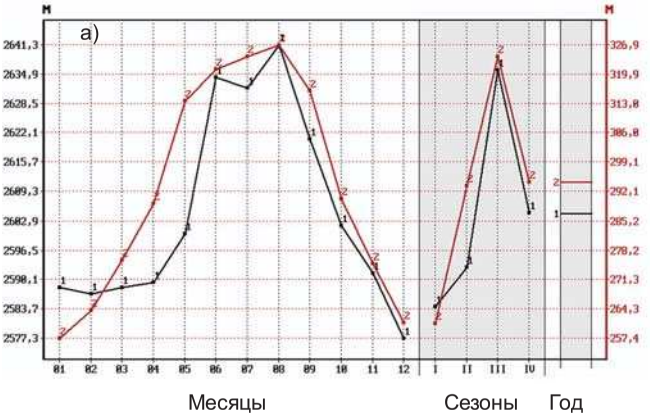
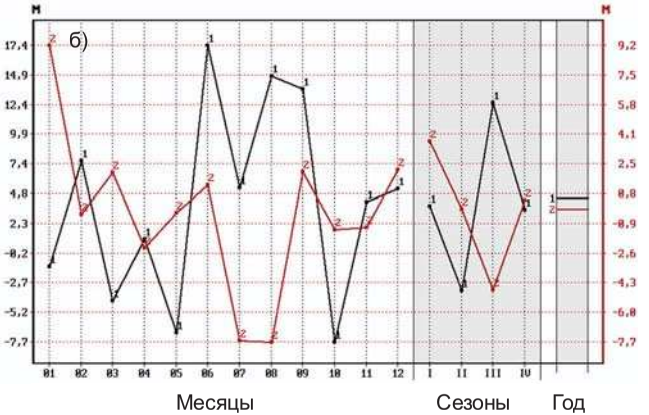
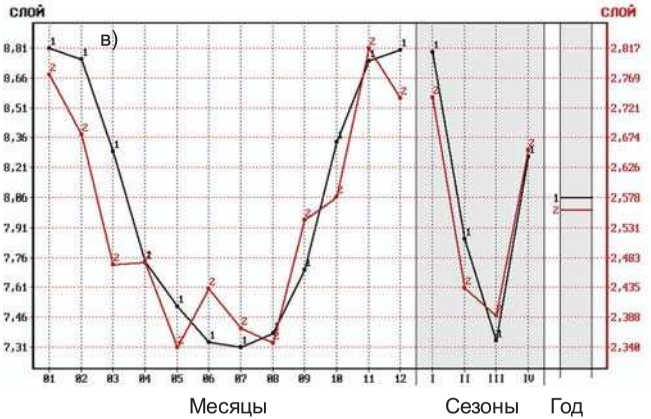
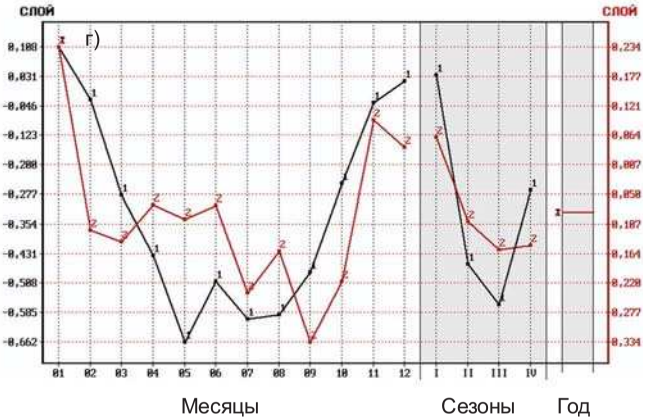


Рис. 2.1.1. Средние значения (черные линии) и среднеквадратические отклонения (красные линии) за сутки в целом (а, в, д) и амплитуды их суточного хода, разницы значений в сроки 12 и 00 GMT (б, г, д) для параметров зондирования. Данные радиозондирования в Москве за 1964– 2014 гг. 33 259 зондирований. а, б – для высоты подъема радиозонда; в, г – для числа уровней зондирования; д, е – для резолюции зондирования (расстояния между уровнями).


а)
M
Месяцы
Сезоны
Год


б)
M
Месяцы
Сезоны
Год


в)
СЛОЙ
Месяцы
Сезоны
Год


г)
СЛОЙ
Месяцы
Сезоны
Год

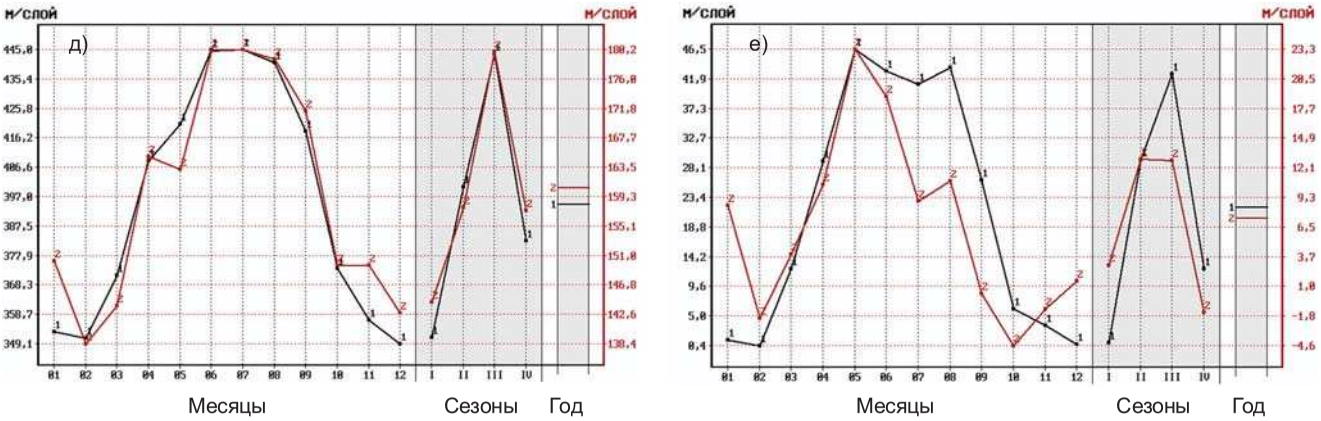


Рис. 2.1.2. Средние значения (черные линии) и среднеквадратические отклонения (красные линии) за сутки в целом (а, в, д) и амплитуды их суточного хода, разницы значений в сроки 12 и 00 GMT (б, г, д) для параметров зондирования пограничного слоя атмосферы. Данные радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг. 33 259 зондирований. а, б – для высоты подъема радиозонда; в, г – для числа уровней зондирования; д, е – для резолюции зондирования.

пограничного слоя (выше 2000 м), число уровней зондирования и резолюции зондирования.

Из данных, представленных на рис. 2.1.1 и 2.1.2, видны особенности годового хода распределения для числа уровней и резолюции зондирования для пограничного слоя атмосферы. Для пограничного слоя профили даются более детальные, чем для слоя атмосферы 0 – 30 км. В среднем внутри пограничного слоя имеются 8 уровней наблюдения (см. рис. 2.1.2 *в*) главным образом за счет особых точек вертикальных профилей температуры и ветра, т. е. уровней, где нарушается линейность изменения профилей [6]. Для всего слоя зондирования среднее число уровней наблюдения составляет 36 уровней (см. рис. 2.1.1 *в*). Годовой ход числа уровней имеет U-образный вид для пограничного слоя и куполообразный – для всего тридцатикилометрового слоя. Среднее разрешение для пограничного слоя составляет около 400 м, что более чем в 2 раза меньше, чем для всего тридцатикилометрового слоя, для которого разрешение составляет около 950 м.

Для всего слоя (см. рис. 2.1.1 *г*, *е*) в теплые месяцы в срок 12 GMT число уровней зондирования меньше, а резолюция, соответственно, больше, чем в срок 00 GMT, а в холодные – наоборот. Для пограничного слоя в срок 12 GMT для всех месяцев, кроме зимних, число уровней зондирования больше, чем в срок 00 GMT.

2.1.2. Средние и среднеквадратические отклонения

При расчете среднеквадратических отклонений сезонных значений, и тем более годовых, мы предполагаем заметную неоднородность средних значений случайной величины. Например, средние значения случайной величины в первый весенний месяц заметно отличается от средних значений в последний весенний месяц. В то же время в предположении однородности изменчивости наблюдаемой случайной величины имеем

$$\overline{F} = \sum_{i=1}^{N} F_i \Big/ N, \quad (i = 1,...,N), \tag{2.1.1}$$

где N – число наблюдений случайной величины за данный многолетний сезон / год, но для оценки внутрисезонного/годового среднеквадратического отклонения используем формулу

$$\sigma_F = \sqrt{\sum_{m=1}^{M}\left(\sum_{i=1}^{N_m}\left(F_{mi} - \overline{F_m}\right)^2\right) \Big/ \sum_{m=1}^{M} N_m}\ , \tag{2.1.2}$$

где m = 1,..., M и M – число месяцев в сезоне или годе соответственно; F_{mi} – наблюдения случайной величины в данном m-м многолетнем месяце и i – порядковый номер значения случайной величины i = 1,..., N_m, где N_m – число наблюдений в m-м многолетнем месяце. То есть мы учитываем неоднородность средних месячных значений случайной величины и оцениваем среднюю сезонную / годовую ее неоднородность.

2.1.3. Метод восстановления профилей температуры и влажности в данных радиозондовых наблюдений

Метод восстановления профилей температуры и влажности в данных радиозондовых наблюдений обсуждался в [6, 8]. Здесь для удобства читателя мы коротко напомним его суть.

В данном разделе обсуждается проблема возможности более надежного использования неполных по высоте радиозондовых профилей для расчетов климата и оценок климатических изменений и метода «продолжения» таких профилей для температуры (T) и влажности (VA) [6, 8].

Данная характеристика влажности характеризует абсолютное содержание влаги в столбе воздуха от уровня подстилающей поверхности до соответствующей изобарической поверхности и является интегральным параметром по высоте. Она была рассчитана на основе данных о температуре и дефиците точки росы, содержащихся в исходном массиве. При работе именно с интегральным параметром по высоте наилучшим образом можно продемонстрировать необходимость разработки метода «продолжения» неполных радиозондовых профилей и показать преимущества работы с использованием множества полных по высоте профилей, как наблюденных, так и продолженных/проэкстраполированных по высоте.

В работе [6] было показано, что если мы попытаемся вычислить многолетние среднемесячные значения для содержания водяного пара в столбе воздуха на основе всех доступных срочных радиозондовых наблюдений, то для многих станций получим странный результат. Рассчитанное значение содержания водяного пара в столбе воздуха ниже более высоких уровней в атмосфере получается меньше, чем рассчитанное значение содержания водяного пара в столбе воздуха для более низких уровней.

Такие результаты являются определенно ошибочными. Это имеет очень простое объяснение – условный выбор верхних уровней. Хорошо известно, что при экстремальных погодных условиях (например, холодной и влажной погоде) баллон разрывается на более низких высотах, чем при нормальных погодных условиях [43]. Как результат для многих аэрологических станциях (в зависимости от регионального климата) мы имеем данные «условного» зондирования атмосферы [6].

Одним из решений данной проблемы является использование для таких вычислений только наиболее полных наблюденных профилей. Но это влечет за собой игнорирование/вычеркивание множества ценных наблюдений на высоких уровнях. Поэтому возникает вопрос: можно ли использовать весь набор наблюдений на всех уровнях и все же получить достоверный результат для содержания водяного пара в столбе воздуха [6]?

Один из вариантов решения данной проблемы состоит в следующем логически простом алгоритме.

1. Изучаем статистические свойства наиболее полных наблюденных профилей метеорологической величины для конкретной станции.

2. Предполагаем, что такие же свойства должны быть характерны для неполных профилей; экстраполируем имеющиеся в распоряжении неполные профили на основе известных свойств полных профилей.

3. На основе множества полных по высоте профилей делаем необходимые заключения.

Стандартной техникой для реализации такого подхода, которую можно использовать, является метод оптимильной интерполяции (ОИ) [24]. В нашем случае она является оптимальной вертикальной экстраполяцией.

На основе всех имеющихся в распоряжении наблюдений для каждого параметра атмосферы f можно вычислить так называемые многолетние средние значения $\overline{f}_i$, где i – номер уровня, стандартные отклонения σ_{fi} и вертикальные коэффициенты корреляции

$$\mu^f_{i,i+1} = \frac{\overline{f_i \cdot f_{i+1}} - \overline{f_i} \cdot \overline{f_{i+1}}}{\sigma_{f_i} \cdot \sigma_{f_{i+1}}}. \qquad (2.1.3)$$

Далее каждое продолженное значение $\hat{f}_{i+1}$ для каждого незаконченного наблюденного профиля следует вычислять как

$$\hat{f}_{i+1} = \overline{f_{i+1}} + \mu^f_{i,i+1} \cdot (f_i - \overline{f_i}) \cdot \frac{\sigma_{f_{i+1}}}{\sigma_{f_i}}. \qquad (2.1.4)$$

Согласно ОИ-теории, оценка (2.1.4) является оптимальной в смысле минимальной среднеквадратической ошибки интерполяции/экстраполяции.

Действительно, если коэффициент корреляции, оцененный на базе действительных более полных профилей для этих станций, достаточно большой, тогда отклонение $\hat{f}_{i+1} - \overline{f_{i+1}}$ от «наблюденных» средних значений $\overline{f_{i+1}}$ будет аналогичным (пропорциональным коэффициенту корреляции и соотношению действительных изменений на этих двух уровнях) действительно наблюденному отклонению $f_i - \overline{f}_i$ для предыдущего уровня. Но если коэффициент корреляции мал, тогда отклонение $\hat{f}_{i+1} - \overline{f_{i+1}}$ будет близко к нулю, что означает, что продолженное значение $\hat{f}_{i+1}$ будет близко к «наблюденному» среднему значению $\overline{f_{i+1}}$ и не будет значительно влиять на наши оценки среднего значения $\overline{f'_{i+1}}$, рассчитанного по множеству полных по высоте профилей.

Продолженные значения $\hat{f}_{i+1}$ в выражении (2.1.4) не являются наблюденными значениями. Но эти значения содержат много статистической информации о действительно наблюденных значениях, а именно о «наблюденных» средних значениях, изменчивости и коэффициенте корреляции. Если для действительно наблюденного значения мы положим единицу (1.) как меру «информационной достоверности», тогда значение информационной достоверности для таких продолженных значений может быть оценено как значение коэффициента корреляции или результат умножения предыдущих коэффициентов корреляции при многократных продолжениях. Конечно, каждый предпочтет использовать значение с единичной информационной достоверностью, т. е. наблюденное значение. Но это слишком дорого – вычеркивать данные с любой не единичной «информационной мерой».

Если мы применим такой подход к нашим данным профилей температуры и влажности, тогда получим многолетние среднемесячные значения, рассчитанные по полным профилям с учетом восстановленных значений. Профили среднемесячных значений содержания водяного пара в столбе воздуха, рассчитанные по полным профилям, смотрятся более реалистичными профилями, потому что они возрастают монотонно с увеличением высоты. И, по крайней мере, для рассматриваемых станций наши корректировки демонстрируют, что высоты подъема зондов имеют тенденцию быть ниже во влажную погоду, чем в сухую.

В работе [6] было проведено сравнение соответствующих среднемесячных значений для температуры, вычисленных по подмножеству только наблюденных полных профилей $\overline{T}$ и $\overline{T'}$, вычисленных по множеству всех полных профилей, которое включает также профили, дополненные продолженными значениями для тех же станций. Было показано, что январские средние температуры на высотах стратосферы, будучи вычисленными по всему множеству полных профилей $\overline{T'}$, ниже, чем такие же температуры $\overline{T}$, вычисленные на основе только наблюденных значений, по крайней мере, для перечисленных станций.

Ниже при расчете под полными профилями подразумеваются полные профили измерений, а также полные профили, полученные в результате восстановления неполных по высоте данных измерений.

2.1.4. Методы расчета корреляций

Корреляции метеорологических величин являются важной климатической характеристикой атмосферы Земли. Понятие климата часто ограничивают средними значениями метеовеличин, т. к. оценивать их намного проще, чем корреляционные связи. Однако они могут быть весьма полезны при тестировании климатических моделей [2, 6].

В разделах 2.2–2.7 приведены коэффициенты кросскорреляций между нормализованными значениями синхронных измерений температуры воздуха и параметров влажности для изобарических поверхностей, рассчитанные на основе как данных радиозондирования, так и полных профилей. Также рассмотрены коэффициенты кросскорреляций между нормализованными значениями синхронных измерений различных параметров влажности. Результаты расчета коэффициентов автокорреляций и кросскорреляций между температурой и параметрами влажности могут быть также полезны для лучшего понимания происходящих изменений климата.

Корреляции были рассчитаны для нормализованных временных рядов наблюдений метеовеличины f, т. е. временных рядов нормализованных аномалий

$$a_{kmlt} = \frac{f_{kmlt} - \overline{f}_{mt}}{\sigma_{f_{mt}}}, \qquad (2.1.5)$$

где $\overline{f}_{mt}$ – многолетнее среднее месячное значение для метеовеличины f в срок наблюдения t (00 или 12 GMT) для месяца m; k – год, k = 1,…, 51 для

периода 1964–2014 гг.; $\sigma_{f_{mt}}$ – соответствующее среднеквадратическое отклонение. Таким образом, мы пытались учесть, что значения для различных месяцев и сроков имеют свои собственные средние значения и свою изменчивость и исключили годовую и суточную изменчивость.

Значимость коэффициентов корреляции проверяется по критерию Стьюдента.

2.1.5. Точечный метод оценки линейных трендов по данным срочных наблюдений

Точечный метод обсуждался в [6]. Здесь для удобства читателя мы коротко напомним его суть.

Рассмотрим временной ряд $\{x_i,\ i = 1,..., N\}$ наблюдаемой случайной величины $X(t)$ в моменты времени $\{t_i,\ i = 1,..., N\}$. Предположим, что среднее значение величины $X(t)$ меняется во времени, но ее дисперсия постоянна, т. е.

$$\begin{cases} \overline{x_i(t)} = a \cdot t_i + b \\ \sigma\left(x(t)\right) = \sigma_x \end{cases}, \tag{2.1.6}$$

где оператор осреднения $\overline{x}$ и дисперсии $\sigma(x)$ рассматриваются как операторы по всему статистическому ансамблю возможных реализаций $\{x_i,\ i = 1,..., N\}$.

Обычно при оценке трендов наблюдаемые величины $\{x_i,\ i = 1,..., N\}$ рассматриваются как независимые. И это вполне естественное предположение по отношению, например, к средним месячным значениям (особенно если рассматриваются не соседние месяцы, а один и тот же месяц для разных лет). Но поскольку мы пытаемся оценить тренд по срочным наблюдениям, то ряд $\{x_i,\ i = 1,..., N\}$ может быть значительно коррелирован во времени. Положим, что эти корреляции зависят только от временного интервала между наблюдениями (т. е. мы предполагаем стационарность ряда по отношению к корреляционной функции)

$$\mu\left(x_i, x_j\right) = \mu\left(\left|t_i - t_j\right|\right) = \mu_{ij}\ . \tag{2.1.7}$$

Это означает, что

$$\frac{\overline{x_i \cdot x_j} - \overline{x_i} \cdot \overline{x_j}}{\sigma_x^2} = \mu_{ij} \tag{2.1.8}$$

или

$$\overline{x_i \cdot x_j} = \mu_{ij} \cdot \sigma_x^2 + \overline{x_i} \cdot \overline{x_j}\ . \tag{2.1.9}$$

Найдем наилучшую (в смысле среднеквадратических разностей) аппроксимацию $\hat{a} \cdot t + \hat{b}$ временного ряда $\{x_i,\ i = 1,..., N\}$. Это означает, что задача определения коэффициентов $\hat{a}$ и $\hat{b}$ сводится к минимизации функционала:

$$\sum_{i=1}^{N}\left(\hat{a}\cdot t_i+\hat{b}-x_i\right)^2\to\min. \tag{2.1.10}$$

Оценки параметров $\hat{a}$ и $\hat{b}$, которые позволяют получить этот минимум, могут быть определены из следующей системы соотношений:

$$\begin{cases}\left[\sum_{i=1}^{N}\left(\hat{a}\cdot t_i+\hat{b}-x_i\right)^2\right]'_a=0\\ \left[\sum_{i=1}^{N}\left(\hat{a}\cdot t_i+\hat{b}-x_i\right)^2\right]'_b=0\end{cases}, \tag{2.1.11}$$

или

$$\begin{cases}\sum_{i=1}^{N}\left(\hat{a}\cdot t_i+\hat{b}-x_i\right)\cdot t_i=0\\ \sum_{i=1}^{N}\left(\hat{a}\cdot t_i+\hat{b}-x_i\right)=0\end{cases}, \tag{2.1.12}$$

или

$$\begin{cases}\hat{a}\cdot\sum_{i=1}^{N}t_i^2+\hat{b}\cdot\sum_{i=1}^{N}t_i=\sum_{i=1}^{N}x_i\cdot t_i\\ \hat{a}\cdot\sum_{i=1}^{N}t_i+N\cdot\hat{b}=\sum_{i=1}^{N}x_i\end{cases}. \tag{2.1.13}$$

Для упрощения дальнейших выкладок введем следующие обозначения:

$$A_t=\frac{1}{N}\cdot\sum_{i=1}^{N}t_i\ , \tag{2.1.14}$$

$$A_{tt}=\frac{1}{N}\cdot\sum_{i=1}^{N}t_i\cdot t_i\ , \tag{2.1.15}$$

$$A_x=\frac{1}{N}\cdot\sum_{i=1}^{N}x_i\ , \tag{2.1.16}$$

$$A_{tx}=\frac{1}{N}\cdot\sum_{i=1}^{N}t_i\cdot x_i\ , \tag{2.1.17}$$

$$A_{tt\mu}=\frac{1}{N^2}\cdot\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N}t_i\cdot t_j\cdot\mu_{ij}\ , \tag{2.1.18}$$

$$A_{t\mu}=\frac{1}{N^2}\cdot\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N}t_i\cdot\mu_{ij}\ , \tag{2.1.19}$$

и

$$A_{\mu}=\frac{1}{N^2}\cdot\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N}\mu_{ij}\ . \tag{2.1.20}$$

Затем, используя эти обозначения и выражая $\hat{b}$ из второго уравнения системы (2.1.13), после подстановки его в первое уравнение системы (2.1.13) получаем

$$\begin{cases} \hat{a}\cdot A_{tt} + \left(A_x - \hat{a}\cdot A_t\right)\cdot A_t = A_{tx} \\ \hat{b} = A_x - \hat{a}\cdot A_t \end{cases} \tag{2.1.21}$$

или

$$\begin{cases} \hat{a} = \dfrac{A_{tx} - A_t\cdot A_x}{A_{tt} - A_t^2} \\ \hat{b} = A_x - \dfrac{A_t\cdot\left(A_{tx} - A_t\cdot A_x\right)}{A_{tt} - A_t^2}\cdot \end{cases} \tag{2.1.22}$$

Здесь следует обратить внимание на то, что $\{x_i\}$ есть случайные величины, тогда как $\{t_i\}$ есть детерминированные величины, а оценки $\hat{a}$ и $\hat{b}$ есть также случайные величины как функции случайных величин $\{x_i\}$.

Теперь оценим среднеквадратическую разность между истинным значением коэффициента a и значением, полученным по реализации $\{x_i\}$ в соответствии с (2.1.22), т. е. «выборочным» значением $\hat{a}$:

$$\Delta\hat{a} = \overline{\left(\hat{a} - a\right)^2} = D\hat{a} + \left(S\hat{a}\right)^2, \tag{2.1.23}$$

где

$$D\hat{a} = \overline{\left(\hat{a} - \overline{\hat{a}}\right)^2} \tag{2.1.24}$$

есть дисперсия, а

$$S\hat{a} = \overline{\hat{a}} - a \tag{2.1.25}$$

есть смещение выборочного значения $\hat{a}$.

Однако прежде чем оценивать значения смещения $S\hat{a}$ и дисперсии $D\hat{a}$, оценим значения $\overline{\hat{a}}$ и $\overline{\hat{a}^2}$. Имеем

$$\overline{\hat{a}} = \overline{\left(\frac{\frac{1}{N}\cdot\sum_{i=1}^{N} t_i\cdot x_i - A_t\cdot\frac{1}{N}\cdot\sum_{j=1}^{N} x_j}{A_{tt} - A_t^2}\right)} = \frac{a\cdot\left(A_{tt} - A_t^2\right)}{A_{tt} - A_t^2} = a \tag{2.1.26}$$

и

$$\overline{\hat{a}^2} = \overline{\left(\frac{\frac{1}{N}\cdot\sum_{i=1}^{N} t_i\cdot x_i - \frac{1}{N}\cdot A_t\cdot\sum_{j=1}^{N} x_j}{A_{tt} - A_t^2}\right)^2} =$$

$$= \frac{\frac{1}{N^2}\cdot\left(\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N} t_i\cdot t_j\cdot\mu_{ij} - 2\cdot A_t\cdot\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N} t_i\cdot\mu_{ij} + A_t^2\cdot\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N}\mu_{ij}\right)\cdot\sigma_x^2}{\left(A_{tt} - A_t^2\right)^2} - \tag{2.1.27}$$

$$- \frac{\frac{1}{N^2}\cdot\left(\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N} t_i\cdot t_j\cdot\overline{x_i}\cdot\overline{x_j} - 2\cdot A_t\cdot\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N} t_i\cdot\overline{x_i}\cdot\overline{x_j} + A_t^2\cdot\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N}\overline{x_i}\cdot\overline{x_j}\right)}{\left(A_{tt} - A_t^2\right)^2}.$$

Вторая часть последнего выражения в (2.1.27) после подстановки

$$\overline{x_i} \cdot \overline{x_j} = \left(a^2 \cdot t_i \cdot t_j + a \cdot b \cdot t_i + a \cdot b \cdot t_j + b^2 \right) \qquad (2.1.28)$$

в точности равна a^2. В результате имеем

$$\overline{\hat{a}^2} = \frac{\left(A_{tt\mu} - 2 \cdot A_t \cdot A_{t\mu} + A_t^2 \cdot A_\mu \right) \cdot \sigma_x^2}{\left(A_{tt} - A_t^2 \right)^2} + a^2 . \qquad (2.1.29)$$

Это означает, что наша оценка $\hat{a}$, полученная согласно (2.1.22), есть несмещенная оценка с $S\hat{a}$ = 0, и дисперсия этой оценки $\hat{a}$ равна

$$D\hat{a} = \overline{\left(\hat{a} - \overline{\hat{a}} \right)^2} = \left(\overline{\hat{a}^2} - a^2 \right) = \frac{\left(A_{tt\mu} - 2 \cdot A_t \cdot A_{t\mu} + A_t^2 \cdot A_\mu \right) \cdot \sigma_x^2}{\left(A_{tt} - A_t^2 \right)^2} . \qquad (2.1.30)$$

Вывод соотношения для параметра $\hat{b}$ выполняется аналогично и не приводится здесь для ограничения объема.

Таким образом, в рамках сделанных предположений о возможной изменчивости во времени средних значений процесса $X(t)$ и стационарности его дисперсии и корреляционной функции, по реализации наблюдаемых срочных значений $\{x_i, i = 1,..., N\}$ с использованием соотношений (2.1.18) можно получать оценки $\hat{a}$ линейного тренда (линейной оценки скорости изменения средних значений во времени). Соотношение (2.1.30) позволяет получить оценки дисперсии (т.е. «ошибки» расчета) для величины $\hat{a}$. Для этого необходимо предварительно оценить дисперсию σ_x^2 и коэффициенты корреляции $\mu\left(|t_i - t_j|\right) = \mu_{ij}$. Это требует предварительных вычислительных работ по оценке временных корреляций рассматриваемой физической величины. Однако в результате мы получаем возможность «правильного» учета распределения имеющихся наблюдаемых значений на любом отрезке времени (например, в течение месяца). Более того, появляется возможность учета результатов тех редких наблюдений, которые были проведены на каждой конкретной станции.

2.1.6. Метод визуализации и сглаживания

Для визуализации изменений средних значений и трендов с высотой была использована линейная интерполяция соответствующих значений, рассчитанных для пограничного слоя или изобарических поверхностей.

Сглаживание статистических характеристик метеопараметров проведено по трем точкам с удвоенным весом центральной точки.

2.2. Абсолютная влажность

Прежде чем перейти к обсуждению статистических характеристик данных измерений и восстановленных профилей влажности, особенно на больших высотах, остановимся более подробно на проблемах измерения влажности и температуры в атмосфере при ее радиозондировании и применении данных радиозондирования об абсолютной влажности воздуха. Детально этот вопрос обсуждается в [44, 98–101].

Для построения стандартной радиоатмосферы только рефрактометрических данных и прямых измерений показателя преломления n в атмосфере недостаточно. При помощи рефрактометра получить массовый статистический материал невозможно, поэтому стандартная радиоатмосфера создается в основном на базе данных радиозондирования. Для определения показателя преломления на разных высотах особенно важны сведения об абсолютной влажности воздуха a. Именно влажность в радиодиапазоне вносит основной вклад в показатель преломления воздуха и его вариации. Вместе с тем погрешности определения влажности при радиозондировании, особенно при отрицательных температурах, велики и слабо изучены [43, 44, 101].

Теория, на базе которой проводятся расчеты ослабления (поглощения) микрорадиоволн в атмосфере, требует прямых измерений высотных профилей температуры, влажности, давления [101].

Обратим внимание на то, что информация, полученная при помощи радиозондов, необходима и для специалистов, работающих в области создания беззондовых (радиофизических) методов определения указанных выше параметров. Необходимые им «опорные» данные о $T(H)$ и $a(H)$ можно получить, только опираясь на существующую в Гидрометеослужбе сеть радиозондирования. Однако в этом случае требования к метрологическому обеспечению радиозондирования резко возрастают [101].

Уменьшение систематических и случайных погрешностей, возникающих в системе «первичные преобразователи – телеметрия – радиолокатор – вычислительный комплекс» при переходе от показаний радиозондов к параметрам окружающей среды, является актуальной задачей, далекой от своего окончательного решения [101].

Трудности резко возрастают при решении задачи превращения радиозондового комплекса в метрологически аттестованную измерительную систему с гарантированной точностью измерений температуры и влажности на различных высотах [101].

Сложность выполнения данной задачи состоит в том, что измерения при радиозондировании производятся в необычайно жестких условиях свободной атмосферы, а достаточно полная имитация атмосферных условий в лаборатории практически невозможна. Теоретические модели, описывающие физические процессы взаимодействия первичных преобразователей радиозондов со средой, достаточные для проведения вычислений погрешностей измерений температуры и влажности с определенной достоверностью, также отсутствуют [101].

Создание оперативных технических средств, обеспечивающих при помощи радиолокационно-телеметрического радиозондового комплекса получение информации о вертикальном распределении метеопараметров в атмосфере в любых климатических зонах, погодных условиях, сезонах года и времени суток с известной и гарантированной точностью, является важной научной и практической проблемой [101].

Практически любой метод определения метеоэлементов в атмосфере, дистанционный или контактный (традиционный), требует перехода от показаний радиозонда к параметрам окружающей среды. Известно, что такой «переход» практически всегда неоднозначен и для получения надежных и точных данных о параметрах среды требуется учет множества факторов, влияющих на такой переход [101].

Для специалистов, занимающихся распространением радиоволн, необходима «стандартная радиоатмосфера», учитывающая специфику задач, связанных с обеспечением радиолокации, навигации и связи. Стандартная радиоатмосфера имеет свои особенности: большинство радиолокационных станций и связных радиорелейных линий расположены на уровне земли или сравнительно небольших высотах. Поэтому особую значимость приобретают сведения о метеопараметрах атмосферы и их изменчивости для пограничного и приземного слоев атмосферы [101].

Напомним, что степень воздействия на радиозонд внешних влияющих факторов зависит от высоты, на которой он находится, времени суток, а также и параметров самой среды, скорости обтекания радиозонда воздушным потоком и т. д. [15, 16, 43, 44, 96, 98 – 103].

Особую значимость имеют оценки неоднозначности показаний преобразователей влажности при подходе от более высоких значений влажности к низким значениям и наоборот (вариация) [43, 44, 101]. Величина вариации преобразователя влажности зависит от температуры и влажности воздуха. Максимальная погрешность за счет вариации достигает 10 % [101].

Ниже продемонстрировано применение техники восстановления профилей влажности в атмосфере с помощью описанного в разделе 2.1 метода к расчету средних значений, среднеквадратических отклонений и корреляций на примере данных об абсолютной влажности. Из сказанного выше следует актуальность этой работы, как в научном, так и прикладном направлении.

2.2.1. Распределение абсолютной влажности на изобарических поверхностях для станции Москва

Ниже проведено сравнение статистических характеристик абсолютной влажности для изобарических поверхностей, полученных для станции Москва по двум множествам данных. Они рассчитаны на основе данных только радиозондовых измерений и по множеству всех полных профилей. Последние включают полные профили, полученные при радиозондировании, а также полученные из неполных измеренных профилей с помощью процедуры восстановления, изложенной в разделе 2.1.

Некоторые особенности распределения многолетних средних годовых и сезонных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений для абсолютной влажности на изобарических поверхностях представлены в табл. 2.2.1.1 и 2.2.1.2. Результаты получены на основе данных радиозондирования в Москве за 1964 – 2014 гг. Были использованы данные 33 259 зондирований, проведенных на аэрологической станции Долгопрудный, расположенной в Московской области.

Особенности распределения многолетних средних годовых и сезонных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений абсолютной влажности на изобарических поверхностях, рассчитанные по полным профилям радиозондирования в Москве за 1964 – 2014 гг., представлены в табл. 2.2.1.3 и 2.2.1.4.

Таблица 2.2.1.1

Средние годовые и сезонные значения ($\overline{a}$) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33 259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	1,15	2,68	4,88	1,38	2,67	3756
20	0,55	1,14	2,27	0,78	1,25	12233
30	0,46	0,89	1,60	0,64	0,93	16229
50	0,48	0,87	1,37	0,68	0,87	19851
70	0,58	0,94	1,32	0,81	0,92	21725
100	0,78	1,20	1,59	1,04	1,16	28845
150	1,08	1,63	2,21	1,38	1,58	30407
200	1,12	1,64	2,40	1,55	1,68	31156
250	1.18	1,63	2,92	2,01	1,94	31593
300	2,06	3,05	6,68	4,19	4,01	31997
400	8,85	13,36	28,43	18,07	17,22	32524
500	26,38	38,47	75,71	49,30	47,55	32732
700	102,97	157,96	311,30	181,83	188,93	32903
850	200,75	323,85	647,24	370,80	386,61	32965
925	238,63	404,22	820,40	479,50	487,48	32067

Таблица 2.2.1.2

Годовые и сезонные среднеквадратические отклонения (σ_a) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33 259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Земля	Весна	Лето	Осень		
10	2,01	2,53	3,14	1,24	2,88	3756
20	0,89	0,95	1,30	0,67	1,22	12233
30	0,64	0,62	0,81	0,49	0,79	16229
50	0,48	0,53	0,66	0,45	0,63	19851
70	0,47	0,52	0,62	0,49	0,60	21725
100	0,54	0,65	0,74	0,59	0,70	28845
150	0,71	0,83	0,99	0,79	0,94	30407
200	0,84	1,05	1,40	1,05	1,20	31156
250	0,78	0,99	1,34	1,10	1,25	31593
300	1,05	1,67	3,16	2,42	2,82	31997
400	5,46	8,79	15,04	11,88	13,13	32524
500	16,87	25,74	40,44	32,11	35,22	32732
700	63,28	100,83	127,09	110,47	128,64	32903
850	102,87	166,93	173,52	176,68	227,74	32965
925	109,50	199,63	219,45	209,77	285,80	32067

Таблица 2.2.1.3

Средние годовые и сезонные значения ($\overline{a}$) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964 – 2014 гг.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	0,88	2,37	4,53	1,30	2,29	32828
20	0,46	1,15	2,34	0,75	1,19	32925
30	0,41	0,93	1,70	0,65	0,93	32944
50	0,47	0,92	1,46	0,71	0,89	32959
70	0,57	0,99	1,41	0,85	0,96	32960
100	0,76	1,19	1,58	1,04	1,15	33080
150	1,07	1,62	2,20	1,38	1,57	33086
200	1,11	1,63	2,40	1,56	1,68	33091
250	1,18	1,63	2,92	2,02	1,94	33090
300	2,06	3,05	6,67	4,18	4,00	33092
400	8,82	13,34	28,42	18,05	17,19	33103
500	26,35	38,48	75,64	49,28	47,52	33106
700	102,98	157,93	311,04	181,70	188,86	33107
850	200,81	323,88	646,98	370,67	386,52	33109
925	238,46	403,55	819,54	477,82	486,07	33083

Таблица 2.2.1.4

Годовые и сезонные средние квадратические отклонения (σ_a) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964 – 2014 гг. 33259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	1,29	1,83	2,14	1,13	2,20	32828
20	0,70	1,00	1,24	0,65	1,18	32925
30	0,53	0,67	0,84	0,50	0,81	32944
50	0,45	0,59	0,70	0,47	0,68	32959
70	0,47	0,58	0,66	0,51	0,64	32960
100	0,54	0,65	0,74	0,59	0,70	33080
150	0,71	0,83	0,99	0,80	0,94	33086
200	0,84	1,05	1,41	1,07	1,21	33091
250	0,79	0,98	1,35	1,11	1,26	33090
300	1,04	1,67	3,15	2,40	2,81	33092
400	5,43	8,76	15,02	11,83	13,10	33103
500	16,83	25,68	40,30	31,99	35,13	33106
700	63,20	100,71	126,87	110,24	128,44	33107
850	102,78	166,74	173,49	176,52	227,54	33109
925	109,36	199,03	219,20	208,58	284,76	33083

Результаты, представленные в табл. 2.2.1.1–2.2.1.4, показывают хорошую согласованность статистических характеристик абсолютной влажности, полученных по данным только измерений и с учетом восстановленных профилей. Разница значений видна в верхней стратосфере на изобарической поверхности 10 гПа. Наибольшие различия в средних значениях абсолютной влажности составляют на изобарической поверхности 10 гПа: для зимы, весны, лета, осени и за год 0,27, 0,31, 0, 35, 0,08, 0,38 г/м^3 × 100 соответственно. Наибольшие различия в значениях среднеквадратических отклонений абсолютной влажности составляют на изобарической поверхности 10 гПа: для зимы, весны, лета, осени и за год 0,72, 0,70, 1,00, 0,11, 0,68 г/м^3 × 100 соответственно. Число измерений влажности за 1964–2014 гг. на этой изобарической поверхности составляет 3756, а число полных профилей (с учетом восстановленных) 32 828, в 8,7 раза больше.

Данные табл. 2.2.1.1 и 2.2.1.3 показывают, что на изобарических поверхностях в атмосферном слое 925–50 гПа средние значения абсолютной влажности монотонно уменьшаются с высотой, а на изобарических поверхностях в атмосферном слое 30–10 гПа – медленно растут с высотой для всех сезонов.

Анализ годовой изменчивости показал, что средние значения для абсолютной влажности для всех изобарических поверхностей летом максимальны, а зимой – минимальны (см. табл. 2.2.1.1 и 2.2.1.3). Среднеквадратические отклонения абсолютной влажности летом также максимальны на всех изобарических поверхностях, а минимальны зимой на изобарических поверхностях в атмосферном слое 925–70 гПа и на изобарических поверхностях в атмосферном слое 30–10 гПа – осенью (см. табл. 2.2.1.2 и 2.2.1.4) .

Согласно данным табл. 2.2.1.1–2.2.1.4 для переходных периодов на всех изобарических поверхностях в тропосфере средние значения абсолютной влажности весной меньше, чем осенью, а в стратосфере, наоборот, осенью меньше, чем весной. Среднеквадратические отклонения абсолютной влажности осенью больше, чем весной на изобарических поверхностях в атмосферном слое 925–250 гПа, а на изобарических поверхностях в атмосферном слое 150–10 гПа, наоборот, весной больше, чем осенью.

Анализ табл. 2.2.2.1 и 2.2.2.3 показывает, что для распределения абсолютной влажности характерно большое разнообразие: слои убывания могут чередоваться со слоями ее возрастания.

Сведения о влажности воздуха в стратосфере менее многочисленны. Массовые измерения влажности с помощью радиозондов уже в верхней тропосфере обладают низкой точностью [60].

С помощью измерений влажности в стратосфере, осуществленных с помощью аппаратуры (инфракрасных гигрометров, конденсационных гигрометров и пр.) было установлено, что выше тропопаузы абсолютная и относительная влажность воздуха, как правило, принимают очень низкие значения [60]. Однако в стратосфере могут встречаться слои с повышенной влажностью, в частности, в области перламутровых облаков [60].

На рис. 2.2.1.1 *а* и 2.2.1.1 *б* показаны сглаженные многолетние средние значения и среднеквадратические отклонения абсолютной влажности для срока 00 GMT на изобарических поверхностях в слое атмосферы 1000 – 10 гПа для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям (включая восстановленные) на основе данных радиозондирования в Москве за период 1964 – 2014 гг. Они демонстрируют внутригодовую и пространственную (по высоте) изменчивость абсолютной влажности. Максимальные средние месячные значения абсолютной влажности (на рисунке отмечены синей линией) определены в июле на изобарической поверхности 925 гПа, а минимальные (на рисунке отмечены розовым цветом) – в декабре на изобарической поверхности 20 гПа. Для среднеквадратических отклонений абсолютной влажности максимальные значения определены в июне на изобарической поверхности 925 гПа, а минимальные – в ноябре на изобарической поверхности 30 гПа.

Для анализа внутригодовой и пространственной изменчивости суточного хода многолетних средних значений и среднеквадратических отклонений абсолютной влажности на рис. 2.2.1.1 *в* и 2.2.1.1 *г* показаны разницы в соответствующих значениях средних (*в*) и среднеквадратических отклонений (*г*) для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях для месяцев, сезонов и за год. Эти рисунки демонстрируют неоднородную структуру суточного хода, т. е. соответствующие разницы для сроков 12 и 00 GMT могут быть как положительными, так и отрицательными.

Многолетние средние значения абсолютной влажности для срока 12 GMT в основном меньше, чем для срока 00 GMT. Наибольшее различие для средних значений видно в нижней тропосфере в теплые месяцы (рис. 2.2.1.1 *в*). В холодные месяцы в стратосфере многолетние средние значения абсолютной влажности для срока 12 GMT больше, чем для срока 00 GMT.

Среднеквадратические отклонения абсолютной влажности на изобарических поверхностях в стратосфере для холодных месяцев для срока 12 GMT больше, чем для срока 00 GMT (см. рис. 2.2.1.1 *г*).

На рис. 2.2.1.2 показаны многолетние средние значения абсолютной влажности за сутки на изобарических поверхностях для каждого месяца, сезона и за год, вычисленные только по данным измерений и по полным профилям (включая восстановленные).

Рисунок демонстрирует совпадение профилей средних значений абсолютной влажности при достаточном количестве данных измерений для расчета средних. В верхней стратосфере данных измерений для расчета средних мало. Восстановление профилей и их учет при расчете статистик дает дополнительную информацию о распределении абсолютной влажности в нижнем слое верхней стратосферы.

Поэтому ниже при анализе распределений параметров влажности над различными регионами земного шара приведены результаты расчетов по полным профилям.

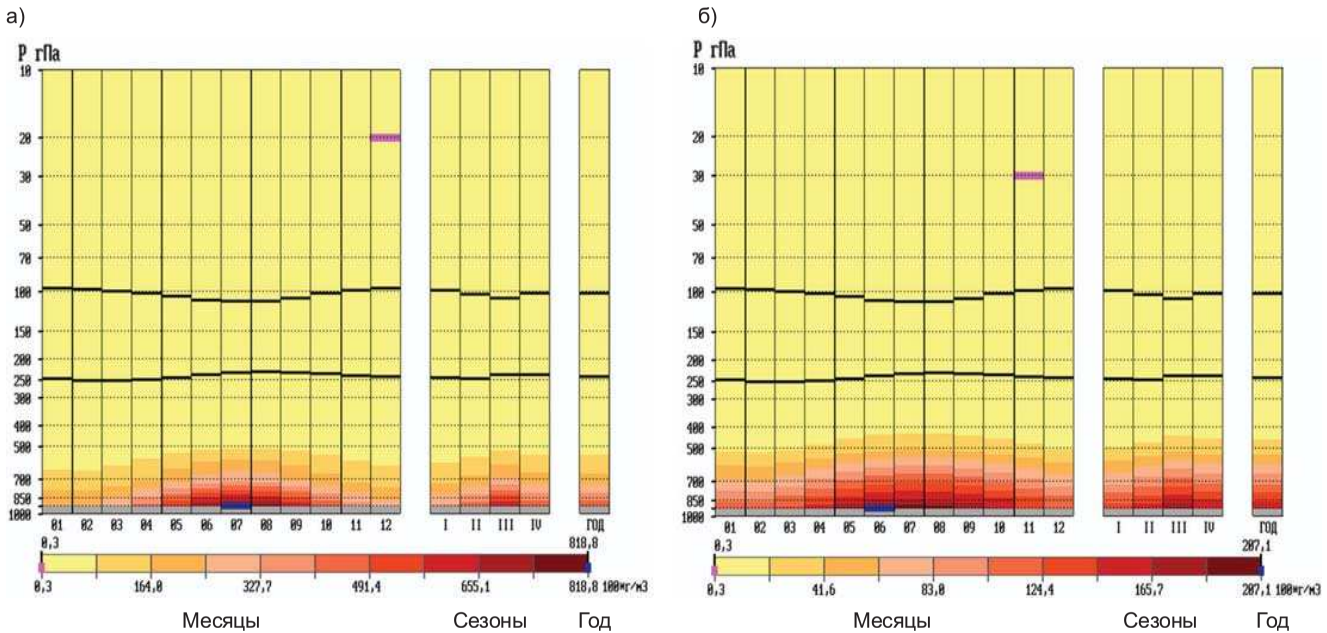


Рис. 2.2.1.1 а, б. Многолетние средние значения (а) и среднеквадратические отклонения (б) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100, для срока 00 GMT на изобарических поверхностях для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964– 2014 гг.

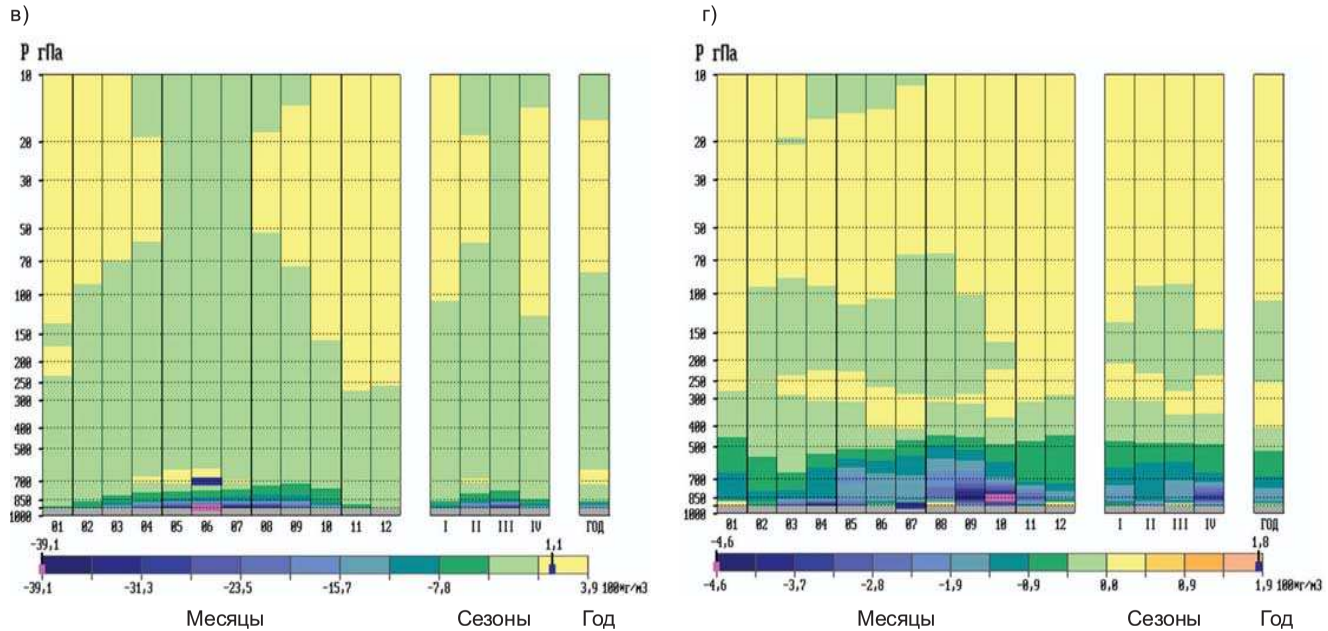


Рис. 2.2.1.1в, г. Разница в соответствующих значениях средних (в) и среднеквадратических отклонений (г) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100 для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг.

а) Москва

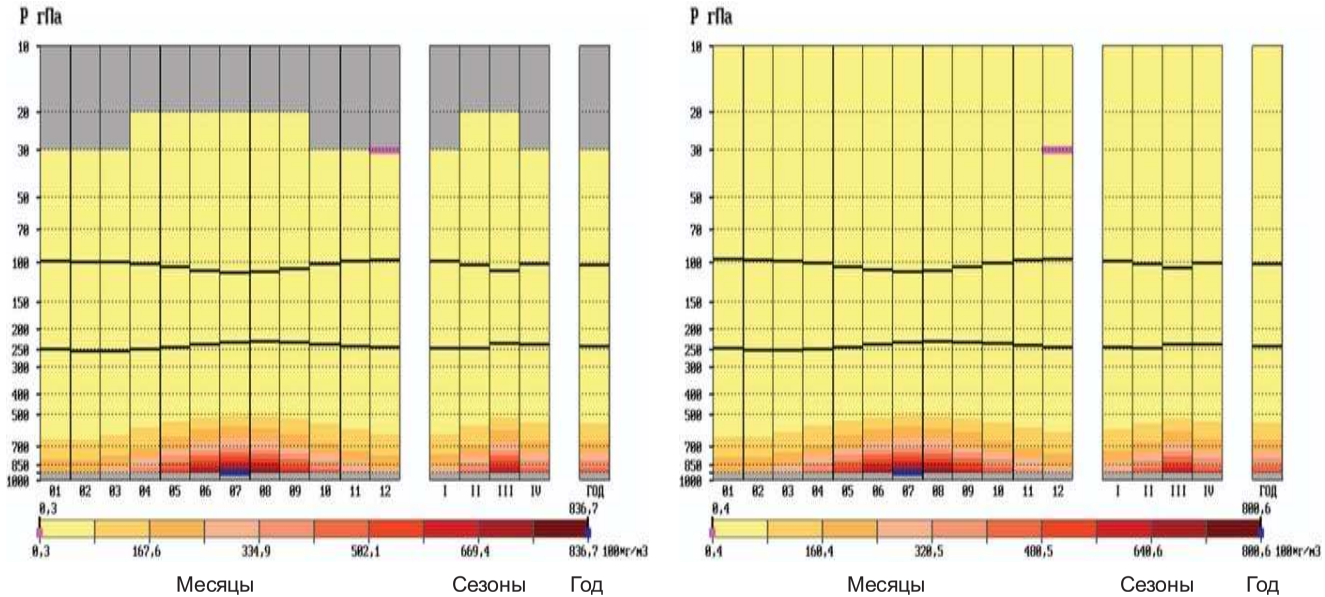


Рис. 2.2.1.2а. Многолетние средние значения абсолютной влажности a, г/м^3 × 100, за сутки (для сроков 00 GMT и 12 GMT) на изобарических поверхностях 1000–10 гПа для каждого месяца, сезона и за год. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Расчеты выполнены только по данным измерений (сверху) и по полным профилям (снизу) радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования атмосферы. 1964–2014 гг.

б) Тикси

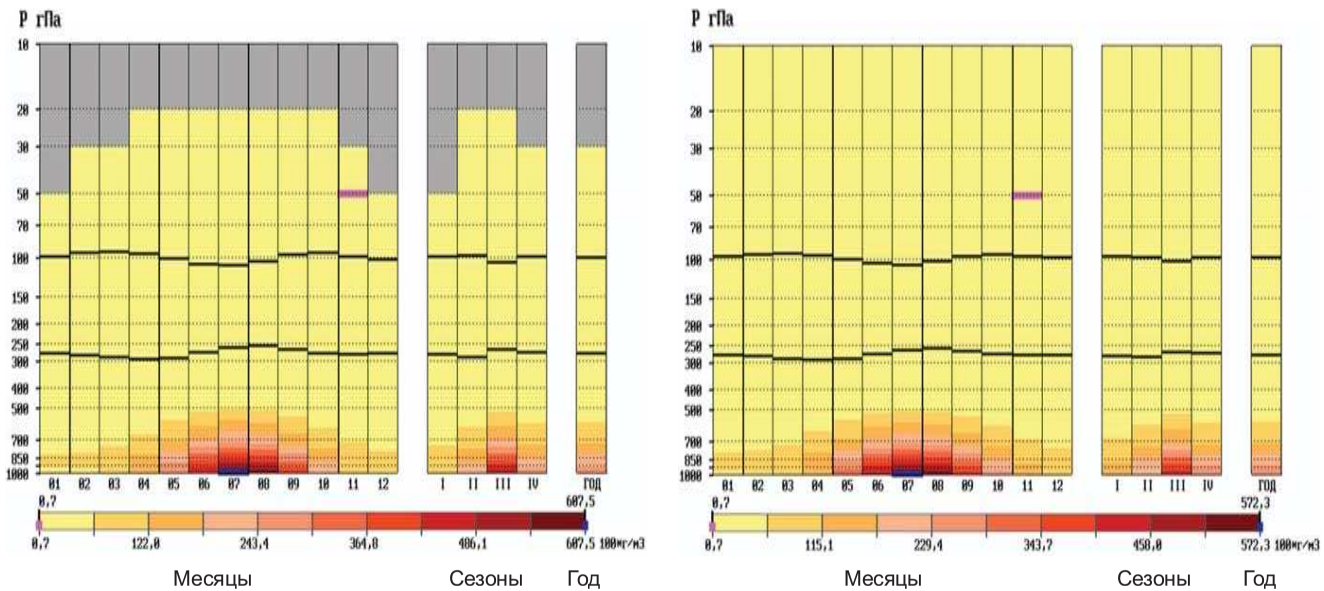


Рис. 2.2.1.2б. Многолетние средние значения абсолютной влажности a, г/м^3 × 100, за сутки (для сроков 00 GMT и 12 GMT) на изобарических поверхностях 1000–10 гПа для каждого месяца, сезона и за год. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Расчеты выполнены только по данным измерений (сверху) и по полным профилям (снизу) радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования атмосферы. 1964–2014 гг.

2.2.2. Внутригодовая изменчивость распределения абсолютной влажности в атмосфере над разными регионами земного шара

В разделе рассмотрен вопрос о внутригодовой изменчивости распределения абсолютной влажности в атмосфере над Арктикой РФ, над низкими и средними широтами земного шара и над Антарктикой.

Расчеты статистических характеристик абсолютной влажности проведены для отдельных станций. Это обусловлено тем, что результаты расчетов средних и изменчивости параметров влажности в атмосфере по данным спутниковых наблюдений и радиозондовых наблюдений не всегда согласуются [104, 135, 189, 267, 326, 327, 398]. Анализ данных радиозондирования о влажности в различных регионах на примере данных конкретных станций актуален для уточнения нашего представления о распределении влажности в атмосфере и лучшего понимания изменения климата.

Статистические характеристики абсолютной влажности в атмосфере над Арктикой РФ

В качестве информационной базы служили данные радиозондовых наблюдений за период 1964–2014 гг., проводимых на российских арктических станциях (см. табл. 2.1.1.1), содержащиеся в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74]. Предварительно был проведен анализ данных на наличие и полноту данных. Отобраны были российские арктические станции с наиболее полными временными рядами. На всех станциях проводились двухсрочные наблюдения в сроки 00 и 12 GMT.

Были выбраны станции, расположенные в трех районах Арктического региона РФ [71]. В Североевропейском районе (СЕ) – Мурманск, Кандалакша, Нарьян-Мар, в Западно-Сибирском (ЗС) – Салехард, Остров Диксон, Норильск и в Восточно-Сибирском (ВС) – Оленек, Тикси, Жиганск, Верхоянск. Для станции Норильск – данные за период 1978–2014 гг. Часть станций являются прибрежными и часть – континентальными.

Особенности распределения многолетних средних годовых значений и соответствующих среднеквадратических отклонений абсолютной влажности на изобарических поверхностях, рассчитанных по полным профилям радиозондирования в перечисленных станциях Арктики РФ, представлены в табл. 2.2.2.1 и 2.2.2.2.

Данные табл. 2.2.2.1 показывают, что для всех рассматриваемых арктических станций изменение абсолютной влажности с высотой не монотонно. Она монотонно убывает в тропосфере и нижней стратосфере, а затем монотонно возрастает в нижнем слое верхней стратосферы, жирным шрифтом отмечены данные на изобарических поверхностях, на которых нарушается монотонность изменения абсолютной влажности.

Из данных табл. 2.2.2.2 видно, что для всех станций среднеквадратические отклонения также убывают в тропосфере и нижней стратосфере, а

затем монотонно возрастают в нижнем слое верхней стратосферы. Но в районе тропопаузы (на уровне 250–200 гПа) они имеют локальный максимум.

Таблица 2.2.2.1

Средние годовые значения ($\bar{a}$) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования над Арктикой РФ. 1964–2014 гг. N – число зондирований.

Давление, гПа	Районы Арктического региона РФ					
	СЕ		ЗС		ВС	
	Кандалакша	Мурманск	Салехард	Остров Диксон	Оленек	Верхоянск
10	1,10	1,42	3,17	–	2,82	3,10
20	0,69	0,88	1,24	1,18	1,73	2,06
30	**0,65**	**0,77**	**1,05**	**1,13**	1,43	1,83
50	0,73	0,81	1,07	1,21	**1,33**	**1,75**
70	0,85	0,90	1,17	1,29	1,38	1,79
100	1,11	1,13	1,40	1,50	1,57	1,90
150	1,56	1,56	1,91	2,01	2,00	2,26
200	1,89	1,91	2,22	2,52	2,31	2,39
250	1,98	1,92	2,15	2,42	2,15	2,17
300	3,34	3,06	3,31	2,93	3,03	3,23
400	13,72	12,53	12,99	10,17	11,21	12,09
500	37,68	34,80	35,53	27,76	30,74	32,53
700	147,78	137,81	135,98	105,33	119,36	125,15
850	306,06	289,30	262,65	203,49	217,22	216,17
925	386,26	369,53	321,03	251,16	253,12	247,66
1000	468,88	–	364,64	266,43	–	–
N	26278	30359	28888	22083	25237	26587

Примечание. В таблице жирным шрифтом отмечены данные на изобарических поверхностях, на которых нарушается монотонность изменения абсолютной влажности.

Таблица 2.2.2.2

Годовые среднеквадратические отклонения (σ_a) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования над Арктикой РФ. 1964–2014 гг. N – число зондирований.

Давление, гПа	Районы Арктического региона РФ					
	СЕ		ЗС		ВС	
	Кандалакша	Мурманск	Салехард	Остров Диксон	Оленек	Верхоянск
10	0,73	1,62	1,79	–	2,54	2,44
20	0,61	0,95	1,11	1,55	2,00	1,94
30	**0,53**	0,74	0,86	1,23	1,36	1,63
50	0,56	**0,70**	0,75	1,00	1,06	1,30

Окончание табл. 2.2.2.2

Давление, гПа	Районы Арктического региона РФ					
	СЕ		ЗС		ВС	
	Кандалакша	Мурманск	Салехард	Остров Диксон	Оленек	Верхоянск
70	0,61	0,72	**0,74**	0,92	0,98	1,19
100	0,76	0,82	0,78	**0,89**	**0,93**	**1,09**
150	1,01	1,07	0,97	1,10	1,04	1,14
200	1,32	1,37	1,30	1,46	1,29	1,34
250	**1,26**	**1,29**	**1,27**	1,69	**1,28**	**1,24**
300	1,84	1,68	1,71	**1,63**	1,71	1,97
400	8,81	8,08	8,37	6,69	7,78	8,61
500	24,17	22,45	23,22	18,26	21,06	22,55
700	79,00	75,94	79,91	61,88	68,44	68,70
850	118,49	112,82	123,30	101,17	100,77	97,84
925	134,46	122,29	140,99	115,35	117,88	115,08
1000	154,41	–	158,51	100,68	–	–
N	26278	30359	28888	22083	25237	26587

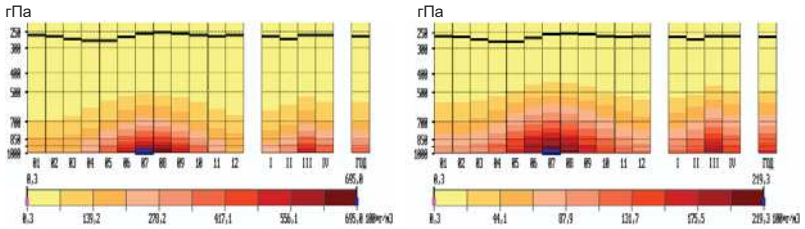
Примечание. В таблице жирным шрифтом отмечены данные на изобарических поверхностях, на которых нарушается монотонность изменения среднеквадратических отклонений абсолютной влажности.

На рис. 2.2.2.1 показаны сглаженные многолетние средние значения и среднеквадратические отклонения для абсолютной влажности для срока 00 GMT на изобарических поверхностях в слое атмосферы 1000–250 гПа для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям на основе данных радиозондирования атмосферы в Арктике РФ за период 1964–2014 гг. Они демонстрируют внутригодовую и пространственную изменчивость абсолютной влажности. На рисунке представлены результаты только до 250 гПа. На более высоких уровнях значения влажности малы для всех станций, и все они попадают в первую градацию на соответствующей шкале.

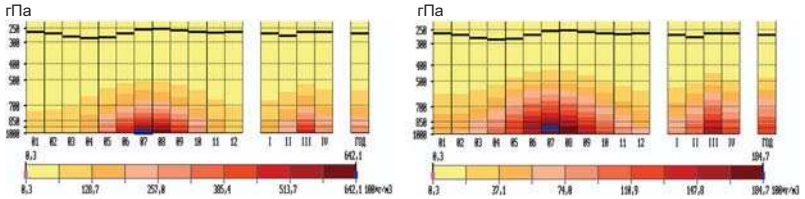
Минимальные средние месячные значения (на рисунке отмечены розовым цветом) были отмечены на изобарической поверхности 30 гПа в декабре для Норильска и Нарьян-Мара и на изобарической поверхности 50 гПа в ноябре для Жиганска. Для среднеквадратических отклонений минимальные значения для Норильска и Нарьян-Мара были отмечены на изобарической поверхности 30 гПа в ноябре, а для Жиганска – на изобарической поверхности 300 гПа в январе (см. рис. 2.2.2.1).

Максимальные средние месячные значения и среднеквадратические отклонения абсолютной влажности (на рисунке отмечены синей линией) определены в июле на изобарической поверхности 1000 гПа для Норильска и Нарьян-Мара и на изобарической поверхности 925 гПа – для Жиганска (см. рис. 2.2.2.1).

а) Нарьян-Мар (СЕ), 1964–2014 гг.



б) Норильск (ЗС), 1978–2014 гг.



в) Жиганск (ВС), 1964–2014 гг.

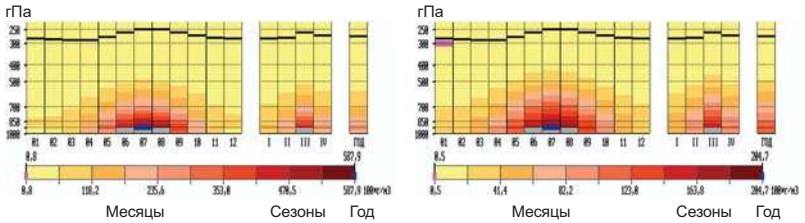


Рис. 2.2.2.1. Многолетние средние значения (левый столбец) и среднеквадратические отклонения (правый столбец) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100, для сроков 00 и 12 GMT на изобарических поверхностях в атмосферном слое 1000–250 гПа для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Черной линией отмечена тропопауза. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования атмосферы над Арктикой РФ.

Статистические характеристики абсолютной влажности в атмосфере над низкими и средними широтами земного шара

В качестве информационной базы служили данные радиозондовых наблюдений за период 1964–2014 гг., проводимых на аэрологических станциях в низких и средних широтах Москва (Долгопрудный), Обсерватория Валентия, Штутгарт, Вена, Анкара, Гонконг, Бангкок, Тунис–Карфаген (до 2013 г.), Брисбен (с 1966 г.), Остров Гоф (с 1966 г.) (см. табл. 2.1.1.1), содержащиеся

в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74]. Предварительно был проведен анализ данных на наличие и полноту. Отобраны были 10 аэрологических станций с наиболее полными временными рядами, расположенных в регионах с различными климатическими условиями. На всех станциях наблюдения проводились в сроки 00 и 12 GMT.

Особенности распределений многолетних средних годовых значений и соответствующих среднеквадратических отклонений абсолютной влажности на изобарических поверхностях, рассчитанных по полным профилям (с учетом восстановления неполных по высоте данных измерений) радиозондирования на станциях в низких и средних широтах, представлены в табл. 2.2.2.3 и 2.2.2.4.

Данные табл. 2.2.2.3 показывают, что для всех рассматриваемых станций, расположенных в низких и средних широтах, изменение абсолютной влажности с высотой не монотонно. Она монотонно убывает в тропосфере и нижней стратосфере, а затем монотонно слабо возрастает в нижнем слое верхней стратосферы. Аналогичное утверждение справедливо и для среднеквадратических отклонений.

Таблица 2.2.2.3

Средние годовые значения ($\overline{a}$) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования над низкими и средними широтами земного шара. 1964–2014 гг. N – число зондирований.

Давление, гПа	Станции					
	Обсерватория Валентия	Вена	Тунис–Карфаген	Анкара	Бангкок	Брисбен
10	–	0,37	–	–	–	–
20	0,05	0,13	–	0,09	0,15	0,06
30	**0,04**	0,10	0,04	0,06	0,11	0,04
50	**0,04**	0,08	**0,03**	**0,05**	0,09	–
70	**0,04**	**0,07**	**0,03**	**0,05**	0,04	–
100	0,05	0,23	0,04	0,07	**0,01**	–
150	0,09	0,33	0,12	0,16	0,14	**0,02**
200	0,43	0,58	0,35	0,50	1,14	0,31
250	1,05	1,22	1,02	1,21	5,40	1,49
300	3,12	3,20	3,48	3,10	15,65	4,76
400	16,87	15,87	17,27	15,22	65,36	23,39
500	46,43	47,40	51,69	46,21	164,29	58,00
700	181,11	213,64	235,78	259,48	554,17	247,48
850	432,16	457,37	502,80	498,31	1125,39	648,33
925	606,75	587,18	697,84	–	1459,44	930,54
1000	774,56	–	990,08	–	1947,02	1182,83
N	34327	33230	18549	27684	21974	24169

Примечание. В таблице жирным шрифтом отмечены данные на изобарических поверхностях, на которых нарушается монотонность изменения абсолютной влажности.

Таблица 2.2.2.4

Годовые среднеквадратические отклонения (σ_a) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100. Рассчитаны по полным профилям над низкими и средними широтами земного шара. 1964–2014 гг. *N* – число зондирований.

Давление, гПа	Станции					
	Обсерватория Валентия	Вена	Тунис–Карфаген	Анкара	Бангкок	Брисбен
10	–	0,69	–	–	–	–
20	0,06	0,24	–	0,11	0,23	0,08
30	0,08	0,15	0,03	0,11	0,22	0,07
50	0,14	0,10	**0,02**	0,06	0,11	–
70	0,07	**0,07**	0,03	**0,05**	0,04	–
100	**0,06**	0,29	0,05	0,06	**0,01**	–
150	0,11	0,40	0,12	0,16	0,08	**0,03**
200	0,42	0,48	0,30	0,43	0,57	0,35
250	0,76	0,64	0,71	0,96	2,66	1,65
300	2,26	1,88	2,59	2,17	7,68	5,26
400	13,06	10,65	13,52	10,69	29,42	24,25
500	35,81	31,50	37,99	31,84	65,39	57,37
700	116,83	107,58	121,07	119,61	158,17	166,79
850	166,34	149,31	175,31	144,64	189,25	211,92
925	158,85	173,54	202,77	–	244,58	227,04
1000	166,85	–	219,85	–	250,51	274,61
N	34327	33230	18549	27684	21974	24169

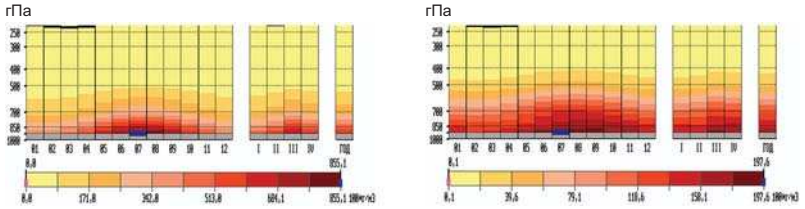
Примечание. В таблице жирным шрифтом отмечены данные на изобарических поверхностях, на которых нарушается монотонность изменения среднеквадратических отклонений абсолютной влажности.

Сглаженные многолетние средние значения и среднеквадратические отклонения абсолютной влажности для срока 00 GMT на изобарических поверхностях в атмосферном слое 1000–250 гПа для каждого месяца, сезона и за год представлены на рис. 2.2.2.2. Расчеты выполнены по полным профилям (включая восстановленные) на основе данных радиозондирования атмосферы на станциях, расположенных в низких и средних широтах, за период 1964–2014 гг. Они демонстрируют внутригодовую и пространственную изменчивость абсолютной влажности в рассматриваемом регионе. Результаты приведены только до изобарической поверхности 250 гПа, т. к. на более высоких уровнях значения влажности малы для всех станций и все они попадают в первую градацию на соответствующей шкале.

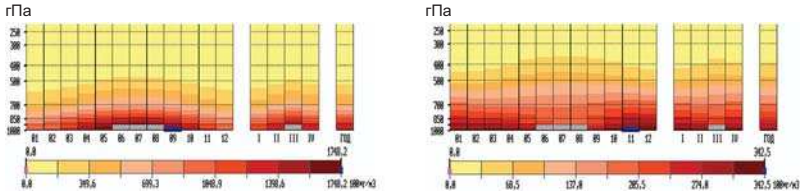
Минимальные средние месячные значения и среднеквадратические отклонения были отмечены в нижней стратосфере: на изобарической поверхности 50 гПа в декабре для Штутгарта, для Гонконга – на изобарической поверхности 100 гПа в январе и декабре, и для Острова Гоф – в марте на изобарических поверхностях 100 и 50 гПа соответственно.

Максимальные средние месячные значения и среднеквадратические отклонения абсолютной влажности (на рисунке отмечены синей линией) определены в нижней тропосфере: в июле на изобарической поверхности 925 гПа для Штутгарта, на изобарической поверхности 1000 гПа для Гонконга – в сентябре и ноябре, для Острова Гоф – в феврале на изобарических поверхностях 1000 и 850 гПа соответственно (см. рис. 2.2.2.2).

а) Штутгарт (1964 – 2014 гг.)



б) Гонконг (1964 – 2014 гг.)



в) Остров Гоф (1966 – 2014 гг.)

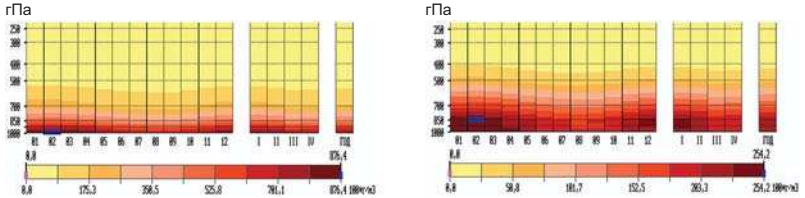


Рис. 2.2.2.2. Многолетние средние значения (левый столбец) и среднеквадратические отклонения (правый столбец) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100, для сроков 00 и 12 GMT на изобарических поверхностях в атмосферном слое 1000 – 250 гПа для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Черной линией отмечена тропопауза. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования над низкими и средними широтами земного шара

Статистические характеристики абсолютной влажности в атмосфере над Антарктикой

Информационной базой для расчетов служили данные радиозондовых наблюдений за период 1964–2014 гг., проводимых на антарктических аэрологических станциях, содержащиеся в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74]. Статистические характеристики абсолютной влажности на изобарических поверхностях рассчитаны для станций Беллинсгаузен, Халли, Ньюмайер, Новолазаревская, Маусон, Дейвис, Мирный, Кейси, Маккуори, Амундсен–Скотт (см. табл. 2.1.1.1). Станции были выбраны в восточной, западной и центральной частях Антарктического региона.

В табл. 2.2.2.5 и 2.2.2.6 для антарктических станций представлены распределения многолетних средних годовых значений и соответствующих среднеквадратических отклонений абсолютной влажности для изобарических поверхностей, полученных по полным профилям (с учетом восстановления неполных по высоте данных измерений) радиозондирования.

Таблица 2.2.2.5

Средние годовые значения ($\overline{a}$) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования над Антарктикой. 1964–2014 гг. *N* – число зондирований

Давление, гПа	Станции					
	Халли	Ньюмайер	Маусон	Мирный	Маккуори	Амундсен–Скотт
10	0,41	0,39	0,39	4,04	0,19	4,51
20	0,25	0,24	0,18	2,65	0,12	2,54
30	0,21	0,18	0,14	2,23	**0,10**	1,78
50	0,17	0,10	0,10	1,85	**0,10**	1,50
70	**0,15**	**0,08**	**0,08**	1,68	**0,10**	1,36
100	0,16	0,09	0,13	**1,58**	**0,10**	1,20
150	0,17	0,10	0,13	1,74	0,14	**1,06**
200	0,23	0,14	0,20	1,98	0,26	1,11
250	0,36	0,29	0,36	1,81	0,66	1,10
300	0,76	0,79	0,83	2,14	1,96	1,13
400	3,66	3,94	4,25	7,58	11,40	3,98
500	12,18	12,63	12,82	20,34	34,57	12,50
700	51,89	54,94	48,08	71,18	135,50	–
850	98,78	108,03	81,60	119,20	306,64	–
925	122,45	133,75	95,92	150,39	434,76	–
1000	–	–	–	–	551,39	–
N	6529	8494	13594	13181	32163	10668

Примечание. В таблице жирным шрифтом отмечены данные на изобарических поверхностях, на которых нарушается монотонность изменения абсолютной влажности.

Таблица 2.2.2.6

Годовые среднеквадратические отклонения (σ_a) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования над Антарктикой. 1964–2014 гг. N – число зондирований.

Давление, гПа	Станции					
	Халли	Ньюмайер	Маусон	Мирный	Маккуори	Амундсен–Скотт
10	0,54	1,77	0,23	3,43	0,20	7,16
20	0,83	1,46	0,51	2,81	0,30	4,09
30	0,82	1,67	0,45	2,33	0,26	2,84
50	0,64	0,45	0,33	1,67	0,28	1,93
70	0,50	0,29	0,22	1,36	**0,20**	1,52
100	0,44	**0,23**	**0,32**	1,10	0,21	1,19
150	0,35	0,25	0,33	**1,01**	0,24	0,92
200	0,36	0,28	0,43	1,12	0,37	0,89
250	**0,33**	0,30	0,42	1,12	0,63	0,85
300	0,42	0,58	0,64	1,10	1,69	**0,66**
400	2,24	3,13	3,60	4,54	9,22	2,03
500	7,26	9,78	10,66	11,91	26,13	6,56
700	26,79	34,96	30,92	32,10	89,46	–
850	43,32	55,26	41,21	48,65	135,11	–
925	47,28	59,54	44,03	60,45	135,97	–
1000	–	–	–	–	134,53	–
N	6529	8494	13594	13181	32163	10668

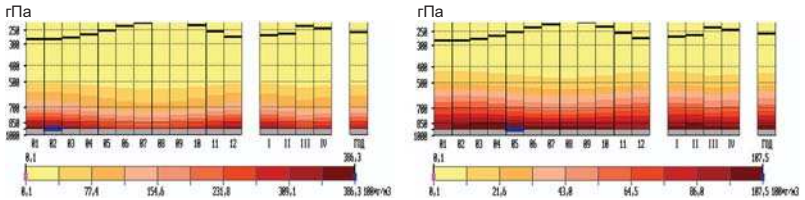
Примечание. В таблице жирным шрифтом отмечены данные на изобарических поверхностях, на которых нарушается монотонность изменения среднеквадратических отклонений абсолютной влажности.

Данные табл. 2.2.2.5 показывают, что для рассматриваемых антарктических станций изменение абсолютной влажности с высотой не монотонно. Она монотонно убывает в тропосфере и нижней стратосфере, а затем монотонно слабо возрастает в нижнем слое верхней стратосферы.

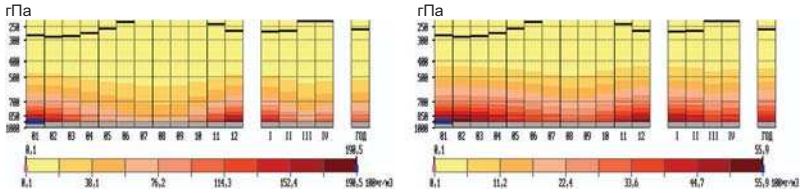
Для среднеквадратических отклонений также нарушается монотонность, но в слоях 300–70 гПа (см. табл. 2.2.2.6).

Для станций Антарктики на рис. 2.2.2.3 показаны сглаженные многолетние средние значения и среднеквадратические отклонения абсолютной влажности на изобарических поверхностях в слое атмосферы 1000–250 гПа для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям (включая восстановленные) на основе данных радиозондирования атмосферы в Антарктике за период 1964–2014 гг. Они демонстрируют внутригодовую и пространственную изменчивость абсолютной влажности в Антарктике. Результаты показаны только до изобарической поверхности 250 гПа, т. к. на более высоких уровнях значения влажности малы для всех станций и все они попадают в первую градацию на соответствующей шкале.

а) Беллинсгаузен (1970 – 1999 гг.)



б) Новолазаревская (1969 – 2014 гг.)



в) Кейси (1968 – 2014 гг.)

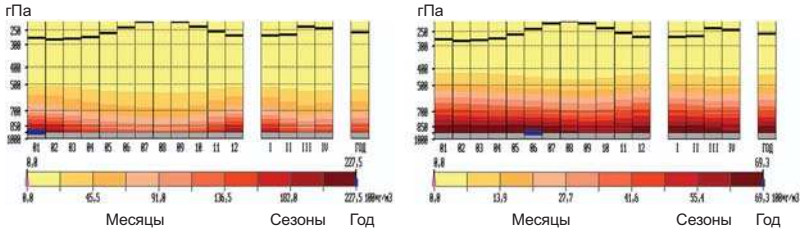


Рис. 2.2.2.3. Многолетние средние значения (левый столбец) и среднеквадратические отклонения (правый столбец) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100, для сроков 00 и 12 GMT на изобарических поверхностях в атмосферном слое 1000 – 250 гПа для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Черной линией отмечена тропопауза. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования над Антарктикой

Максимальные средние месячные значения абсолютной влажности (на рисунке отмечены синей линией) определены в январе или феврале на изобарической поверхности 925 гПа. Для среднеквадратических отклонений максимальные значения определены в мае, январе и июне на изобарической поверхности 925 гПа для станций Беллинсгаузен, Новолозаревская и Кейси соответственно.

Данные, приведенные в таблицах 2.2.2.1, 2.2.2.3 и 2.2.2.5, показывают, что для всех рассматриваемых арктических, антарктических и станций в низких и средних широтах изменение абсолютной влажности с высотой

не монотонно. Абсолютная влажность монотонно убывает в тропосфере, нижней стратосфере, а затем она монотонно возрастает в нижнем слое верхней стратосферы. В этих таблицах уровни, на которых нарушается монотонность изменения абсолютной влажности, выделены жирным шрифтом. Это дает основание для предположения, что существует некий аналог тропопаузы для влажности, назовем его «влагопаузой».

Для арктических станций Мурманск, Кандалакша, Салехард и Остров Диксон, расположенных в СЕ и ЗС районах Арктики РФ, влагопауза определена на высоте изобарической поверхности 30 гПа. Для континентальных станций Оленек и Верхоянск, расположенных в ВС, – на 50 гПа.

Для части станций в низких и средних широтах Обсерватории Валентия, Вены, Туниса – Карфагена, Анкары нарушение монотонности определено на высоте изобарической поверхности 70 гПа, для Бангкока – на высоте изобарической поверхности 100 гПа. Выше этого уровня определены слои 70 – 30 гПа для Обсерватории Валентия, 70 – 50 гПа для Туниса – Карфагена и Анкары, где влажность стабильна. Выше этого слоя она начинает возрастать.

Для антарктических станций Халли, Ньюмайер, Маусон влагопауза определена на высоте изобарической поверхности 70 гПа, для станций Мирный и Амундсен – Скотт – на 100 и 150 гПа соответственно. Для станции Маккуори, расположенной на острове, – на высоте изобарической поверхности 100 гПа. Но для нее выше этого уровня, так же как и для станций Обсерватория Валентия, Тунис – Карфаген, Анкара, определен слой 100 – 30 гПа, где влажность стабильна и начинает выше этого слоя возрастать.

Отметим, что результаты о существовании влагопаузы получены на основе данных радиозондирования с использованием различных датчиков влажности в условиях с различными климатическими условиями. При этом следует иметь ввиду, что степень воздействия на радиозонд внешних влияющих факторов зависит от высоты, на которой он находится, времени суток, а также и параметров самой среды, скорости обтекания радиозонда воздушным потоком и т. д. [101]. Особую значимость имеют оценки неоднозначности показаний преобразователей влажности при подходе от более высоких значений влажности к низким и наоборот (вариация). Величина вариации преобразователя влажности зависит от температуры и влажности воздуха. Максимальная погрешность за счет вариации достигает 10 % [101].

В литературе имеются указания на то, что в свободной атмосфере при вертикальном радиолокационном зондировании нередко регистрируются устойчивые слои с высоким коэффициентом отражения [101]. Однако данных о том, какие физические процессы приводят к их появлению и какова изменчивость в них метеоэлементов, практически нет. «Тонкая структура» $a(H)$, полученная при проведении экспериментов на свободных аэростатах при помощи конденсационного гигрометра, подтверждает эти факты. Информация о ней может быть использована при определении величин вводимых рефракционных поправок для радиотехнических систем, обеспечивающих точное местоположение целей [101].

Для более детального представления о вертикальной структуре распределения влажности в атмосфере полезно оценить автокорреляции для параметров влажности, временные корреляции для них, а также кросскорреляции влажности и температуры.

2.2.3. Коэффициенты корреляций

Корреляции метеорологических величин являются важной климатической характеристикой атмосферы Земли [2, 6, 25, 60, 75, 81, 82]. Они могут быть весьма полезны при тестировании климатических моделей [2, 6, 25] и лучшего понимания текущих изменений климата. Справочники по вертикальным и временным корреляционным связям метеорологических элементов в свободной атмосфере над СССР были рассчитаны за период наблюдений до 1980 г. [81, 82]. Поэтому в связи с изменениями циркуляции атмосферы [11, 29, 55] оценки корреляций в настоящее время представляют особый интерес.

Коэффициенты кросскорреляций между абсолютной влажностью и температурой

Ниже приведены данные о связи между температурой и абсолютной влажностью воздуха в различные сезоны. Количественной мерой связи между температурой и абсолютной влажностью воздуха служит коэффициент взаимной корреляции $r_{T,a}$.

Коэффициенты кросскорреляций между абсолютной влажностью и температурой для Москвы

Сначала было проведено сравнение коэффициентов кросскорреляций между нормированными значениями синхронных измерений температуры и абсолютной влажности для изобарических поверхностей и результатов аналогичных расчетов по полным профилям. Для расчетов использованы данные радиозондирования в Москве за 1964 – 2014 гг. Как отмечалось в разделе 2.1, нормирование временных рядов температуры и параметров влажности воздуха проводилось для удаления неоднородностей, обусловленных их годовой и суточной изменчивостью.

Результаты сравнения коэффициентов кросскорреляций между нормированными синхронными измеренными и измеренными/восстановленными значениями температуры и абсолютной влажности для изобарических поверхностей показало, что их соответствующие значения практически совпадают, а для более высоких уровней они совпадают или различаются слабо. Поэтому для Москвы на рис. 2.2.3.1 для изобарических поверхностей представлены сглаженные (метод сглаживания описан в разделе 2.1.6) коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями температуры и абсолютной влажности, вычисленные по полным профилям, с учетом значимости коэффициентов корреляции. Частыми косыми

а) зима

б) лето

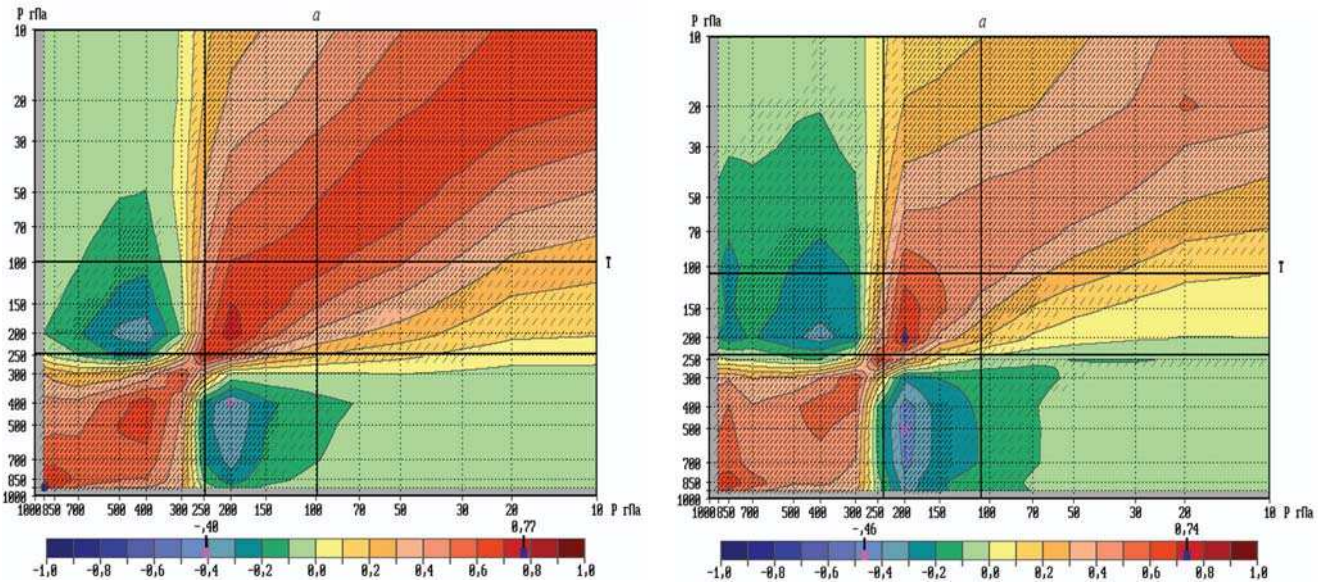


Рис. 2.2.3.1. Коэффициенты взаимной корреляции $r_{T,a}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры воздуха и абсолютной влажности на изобарических поверхностях для сезонов (I – декабрь, январь, февраль). Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Частыми косыми штрихами отмечены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг.

штрихами отмечены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими длинными косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %. Для демонстрации сезонной изменчивости корреляционных связей результаты представлены с учетом сезона. Значимость корреляций уменьшается вблизи тропопауз.

Чем больше $r_{T,a}$, тем теснее связь между температурой и абсолютной влажностью. Из данных рис. 2.2.3.1 следует, что коэффициенты кросскорреляции $r_{T,a}$ на всех изобарических поверхностях положительные при рассмотрении раздельно тропосферы и стратосферы. Это означает, что всюду рост температуры в тропосфере сопровождается увеличением абсолютной влажности в тропосфере. Аналогично для стратосферы. При этом рис. 2.2.3.1 показывает слабые отрицательные корреляции между температурой в тропосфере и абсолютной влажностью в стратосфере и абсолютной влажностью в тропосфере и температурой в стратосфере. Положительные коэффициенты корреляции достигают значений 0,7–0,8, а отрицательные – не превышают по модулю 0,5.

При этом следует отметить, что теснота связи значительно различается, прежде всего, летом и зимой. В холодный период года относительная влажность, как правило, достаточно высокая (см. в разделе 2.3 табл. 2.3.2.1) – воздух близок к состоянию насыщения. Вследствие этого увеличение температуры в тропосфере (стратосфере) сопровождается ростом абсолютной влажности: в тропосфере (стратосфере). Коэффициенты кросскорреляции $r_{T,a}$ зимой для всех изобарических поверхностей, и особенно вблизи земли, где относительная влажность максимальна, большие. Для лета связь между температурой и абсолютной влажностью на всех уровнях слабее, чем зимой. Максимальные положительные коэффициенты кросскорреляции отмечены зимой в нижней тропосфере (см. рис. 2.2.3.1 *а* – синие точки), а летом – над тропопаузой на уровне 200 гПа (рис. 2.2.3.1 *б*).

Максимальные по модулю отрицательные коэффициенты кросскорреляции $r_{T,a}$ для температуры на уровне 200 гПа и абсолютной влажностью на уровне 500 гПа для лета и 400 гПа – для остальных сезонов (см. рис. 2.2.3.1 – розовые точки).

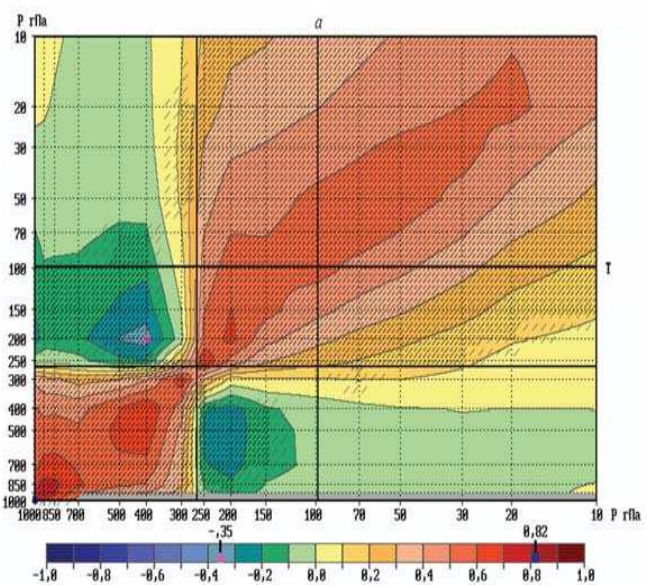
Коэффициенты кросскорреляций между абсолютной влажностью и температурой для Арктики РФ

В связи с неоднородностью потепления в Арктике кросскорреляции температуры и абсолютной влажности представлены для станций, расположенных в различных климатических районах Арктики РФ.

Для станций Арктики РФ на рис. 2.2.3.2 для изобарических поверхностей представлены коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями температуры и абсолютной влажности, вычисленные по полным профилям, с учетом значимости коэффициентов корреляции. Результаты представлены за год в целом.

В левом столбце приведены результаты для прибрежных станций, расположенных в непосредственной близости к арктическим морям, а в

а) Мурманск



б) Норильск

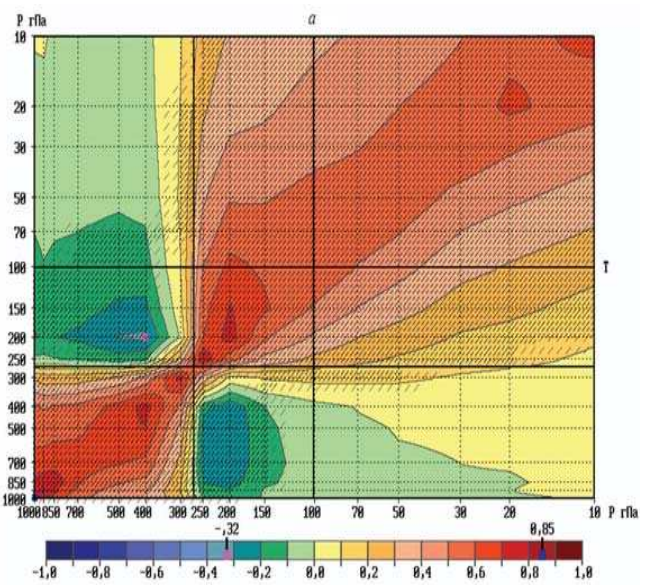


Рис. 2.2.3.2. Коэффициенты взаимной корреляции $r_{T,a}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры воздуха и абсолютной влажности на изобарических поверхностях за год. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Частыми косыми штрихами отмечены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Арктике РФ. 1964–2014 гг.

правом – континентальных. Анализ данных на рис. 2.2.3.2 показал, что кросскорреляции для прибрежных и континентальных станций однотипны. При этом видно, что в средней тропосфере корреляции сильнее для континентальных станций, по сравнению с прибрежными станциями.

Максимальные положительные коэффициенты корреляции, которые составляют около 0,9, отмечены на всех станциях, кроме Верхоянска, в приземном слое, а для Верхоянска – на уровне 250 гПа (см. рис. 2.2.3.2 *а* – синие точки).

Коэффициенты кросскорреляций между абсолютной влажностью и температурой для низких и средних широт земного шара

Для низких и средних широт земного шара на рис. 2.2.3.3 для изобарических поверхностей представлены коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями температуры и абсолютной влажности, вычисленные по полным профилям, с учетом значимости коэффициентов корреляции. Результаты представлены за год в целом.

Коэффициенты кросскорреляций между абсолютной влажностью и температурой для Антарктики

Для Антарктики на рис. 2.2.3.3 для изобарических поверхностей представлены коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями температуры и абсолютной влажности, вычисленные по полным профилям, с учетом значимости коэффициентов корреляции. Результаты представлены за год в целом.

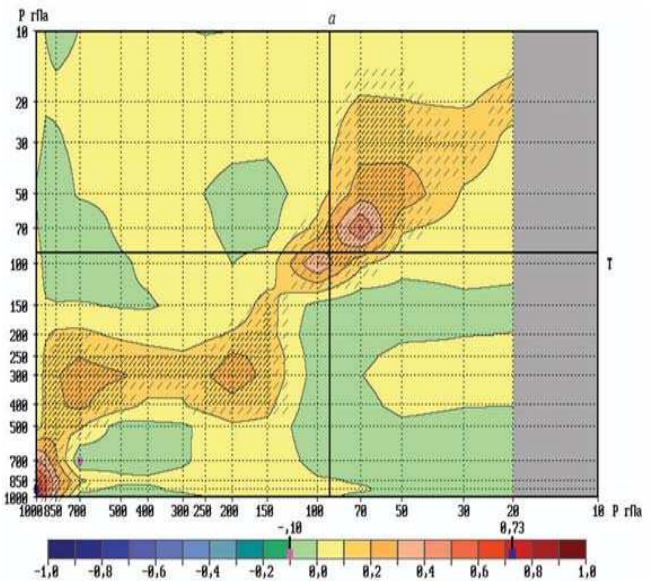
Совместный анализ рис. 2.2.3.2–2.2.3.4 был проведен с несколькими целями, а именно: с целью уточнения широтной и долготной изменчивости кросскорреляций между абсолютной влажностью и температурой; классифицировать кросскорреляции по величине корреляций в стратосфере по сравнению с их величиной в тропосфере, по изменчивости отрицательных кросскорреляций между абсолютной влажностью и температурой, когда одна из величин изменяется в тропосфере, а другая – в стратосфере; выяснить сходство и отличие между кросскорреляциями в южном и северном полярных регионах; выяснить сходство и отличие между кросскорреляциями для прибрежных и континентальных станций, определить точки максимумов и минимумов кросскорреляций для различных регионов. Ниже обсуждаются только корреляции со значимостью не ниже 95 %, отмеченные на рисунках мелкими штрихами.

Перед проведением анализа заметим, что в разных широтах примерно на одной долготе находятся три группы станций. В первую входит Обсерватория Валентия, Остров Гоф, Ньюмайер, во вторую – Штутгарт и Новолазаревская и в третью – Гонконг и Кейси.

В результате анализ рис. 2.2.3.2–2.2.3.4 позволил выделить несколько типов кросскорреляций между абсолютной влажностью и температурой в атмосфере.

Для большинства исследуемых станций значительные положительные кросскорреляции определены для температуры и влажности в тропосфере

а) Гонконг



б) Штутгарт

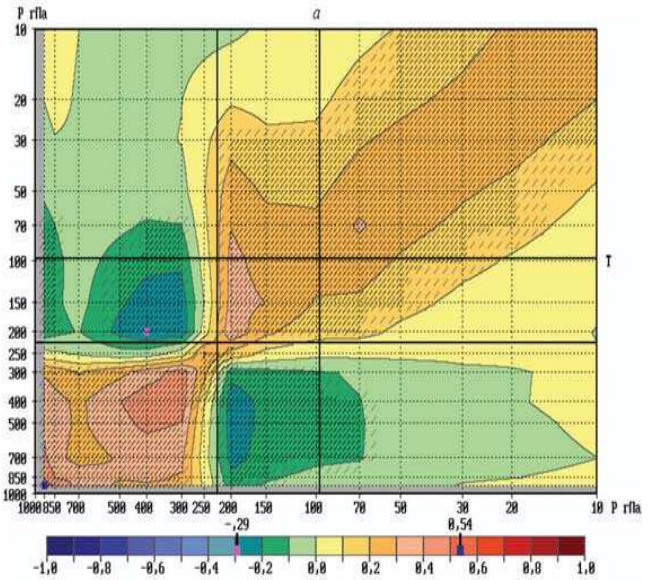


Рис. 2.2.3.3 а, б. Коэффициенты взаимной корреляции $r_{T,a}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры воздуха и абсолютной влажности на изобарических поверхностях за год. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Частыми косыми штрихами отмечены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в низких и средних широтах земного шара. 1964–2014 гг.

в) Остров Гоф

г) Анкара

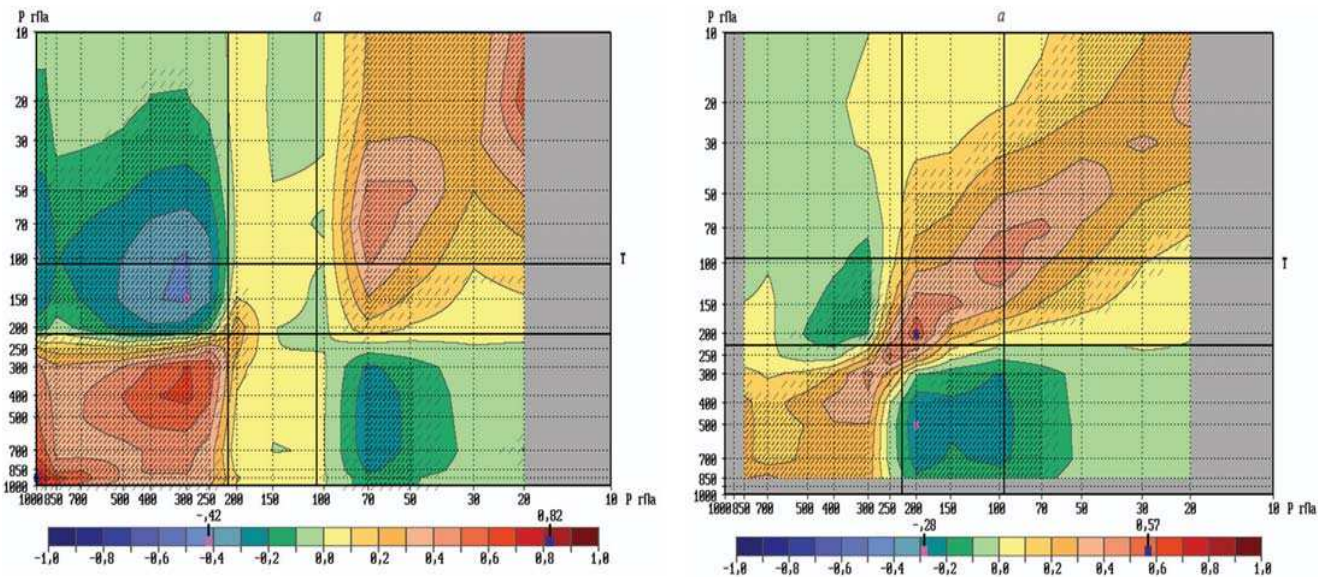
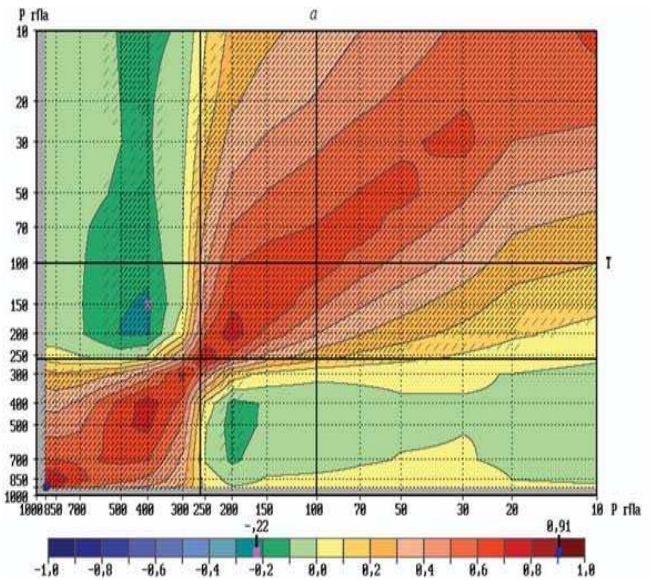


Рис. 2.2.3.3 в, г. Коэффициенты взаимной корреляции $r_{T,a}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры воздуха и абсолютной влажности на изобарических поверхностях за год. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Частыми косыми штрихами отмечены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в низких и средних широтах земного шара. 1964–2014 гг.

а) Беллинсгаузен



б) Ньюмайер

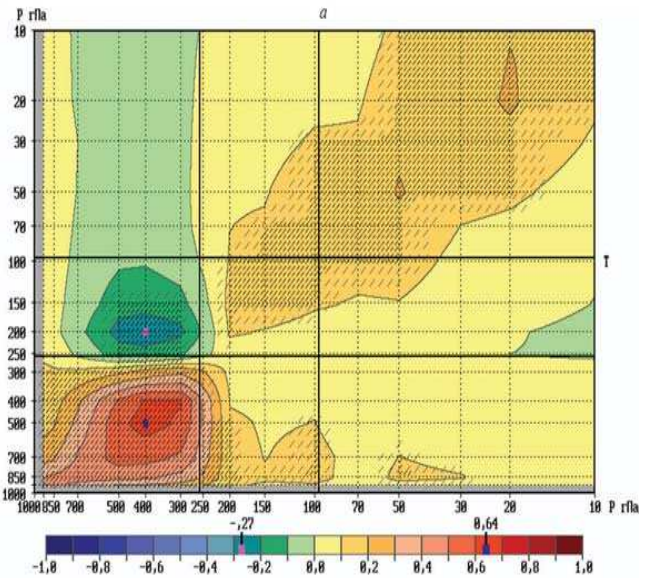


Рис. 2.2.3.4. Коэффициенты взаимной корреляции $r_{T,a}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры воздуха и абсолютной влажности на изобарических поверхностях за год. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Частыми косыми штрихами отмечены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Антарктики. 1964–2014 гг.

и соответственно в стратосфере. При этом кросскорреляции отрицательны при рассмотрении одного параметра в тропосфере и второго – в стратосфере. Такой тип корреляций характерен для всех исследуемых арктических станций, антарктических и для большей части станций в средних широтах.

Следует отметить, что для арктических и части антарктических станций, а также для станций в средних широтах корреляции как в тропосфере, так и в стратосфере достаточно высокие (первый тип корреляций), а для некоторых они в тропосфере высокие, а в стратосфере существенно ниже. Например, второй тип корреляций отмечен для станций Штутгарт, Маккуори, Ньюмайер, Кейси. При этом для трех антарктических станций нет значимых коэффициентов корреляций.

Для низких широт (Гонконг) кросскорреляции значительные только в нижней тропосфере – третий тип корреляций.

Анализ рис. 2.2.3.2–2.2.3.4 показал, что максимальные положительные коэффициенты кросскорреляций между абсолютной влажностью и температурой на изобарических поверхностях для арктических станций изменяются в пределах 0,8–0,9, для антарктических – 0,5–0,9, для низких и средних широт земного шара – 0,5–0,9. Соответствующие максимальные значения достигаются в зависимости от станции на трех уровнях – 925/1000 гПа, 500 гПа и 200/250 гПа.

В нижней тропосфере максимальные положительные коэффициенты кросскорреляций зафиксированы для станций Мурманск, Норильск, Нарьян-Мар, Жиганск, Тикси, Обсерватория Валентия, Штутгарт, Гонконг, Остров Гоф, Беллинсгаузен, Маккуори.

На изобарической поверхности 500/400 гПа они отмечены для станций Ньюмайер, Кейси, Амундсен–Скотт. На изобарической поверхности 200/250 гПа они отмечены для станций Верхоянск, Москва, Анкара, Новолазаревская.

Максимальные по модулю отрицательные коэффициенты кросскорреляций между абсолютной влажностью и температурой на изобарических поверхностях для арктических станций и для низких/средних широт земного шара изменяются в пределах -0,3...-0,4, для антарктических – -0,2...-0,4.

Соответствующие максимальные по модулю отрицательные коэффициенты кросскорреляций отмечены между температурой и абсолютной влажностью, когда одна из переменных определена на изобарической поверхности в тропосфере, а вторая – на изобарической поверхности в стратосфере, в слое между первой и второй тропопаузой. На рис. 2.2.3.2–2.2.3.4 они отмечены розовой точкой. Они определены между температурой на изобарической поверхности 400/300 гПа и абсолютной влажностью на изобарической поверхности 200/150 гПа для станций Мурманск, Норильск, Штутгарт, Остров Гоф, Беллинсгаузен, Ньюмайер, Новолазаревская, Кейси, Амундсен–Скотт, Маккуори.

Для станций Нарьян-Мар, Жиганск, Тикси, Верхоянск, Обсерватория Валентия, Москва, Анкара они определены между температурой на уровне 200 гПа и абсолютной влажностью на изобарической поверхности 400/500/700 гПа.

Коэффициенты автокорреляций абсолютной влажности

Коэффициенты автокорреляций абсолютной влажности для Москвы

Для Москвы на рис. 2.2.3.5 для изобарических поверхностей представлены коэффициенты автокорреляций абсолютной влажности, вычисленные по полным профилям, с учетом значимости коэффициентов корреляции. Результаты представлены для сезонов.

Рис. 2.2.3.5 показывает, что для всех сезонов минимальные автокорреляции, близкие к 0,0 , отмечены между абсолютной влажностью в нижней и средней тропосфере (до изобарической поверхности 300 гПа) и влажностью на изобарической поверхности 200 гПа, над тропопаузой.

При рассмотрении раздельно тропосферы и стратосферы видны высокие коэффициенты автокорреляций.

С высотой автокорреляции влажности в нижней тропосфере с влажностью в средней и верхней тропосфере уменьшаются с высотой быстрее летом и медленно – зимой. В тропосфере коэффициенты автокорреляций изменяются в пределах 0,4 – 1,0.

С высотой автокорреляции влажности в верхней тропосфере с влажностью в стратосфере убывают. С влажностью в нижней стратосфере они изменяются в пределах 0,4 – 0,6, а с влажностью в нижнем слое верхней стратосферы – 0,2 – 0,4.

Коэффициенты автокорреляций абсолютной влажности для Арктики РФ

Для Арктики РФ на рис. 2.2.3.6 для изобарических поверхностей представлены коэффициенты автокорреляций абсолютной влажности, вычисленные по полным профилям с учетом значимости коэффициентов корреляции. Результаты представлены за год в целом.

Коэффициенты автокорреляций абсолютной влажности для низких и средних широт земного шара

Для низких и средних широт земного шара на рис. 2.2.3.7 для изобарических поверхностей представлены коэффициенты автокорреляций абсолютной влажности, вычисленные по полным профилям с учетом значимости коэффициентов корреляции. Результаты представлены за год в целом.

Коэффициенты автокорреляций абсолютной влажности для Антарктики

Для Антарктики на рис. 2.2.3.8 для изобарических поверхностей представлены коэффициенты автокорреляций абсолютной влажности, вычисленные по полным профилям с учетом значимости коэффициентов корреляции. Результаты представлены за год в целом.

а) зима

б) лето

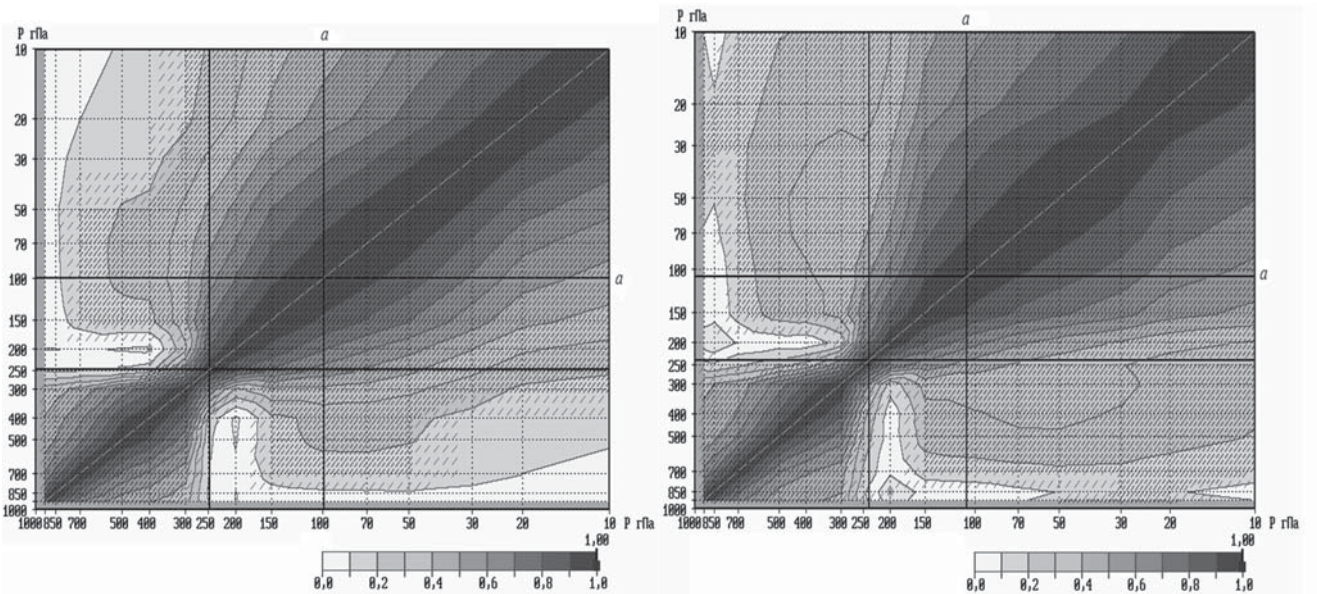
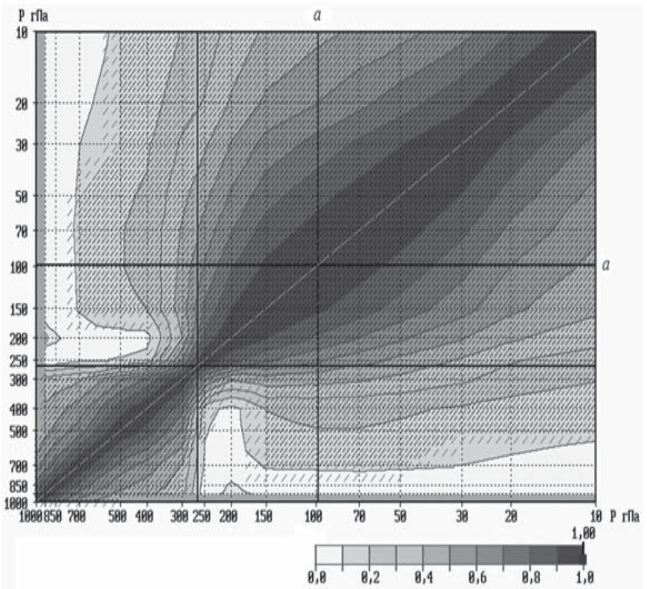


Рис. 2.2.3.5. Коэффициенты автокорреляции $r_{a,a}$ между нормированными значениями синхронных измерений абсолютной влажности на изобарических поверхностях для сезонов; а – зима (декабрь, январь, февраль), б – лето. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Отрезками отмечены соответствующие максимальные значения. Частыми косыми штрихами отмечены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг.

а) Мурманск



б) Норильск

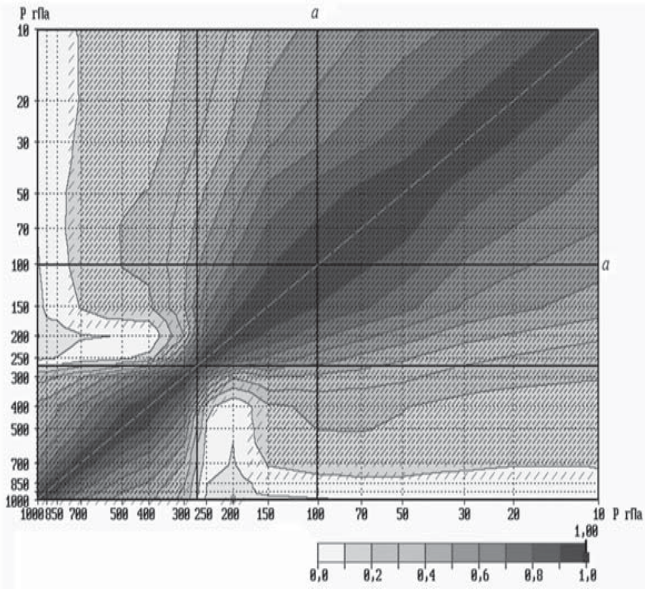
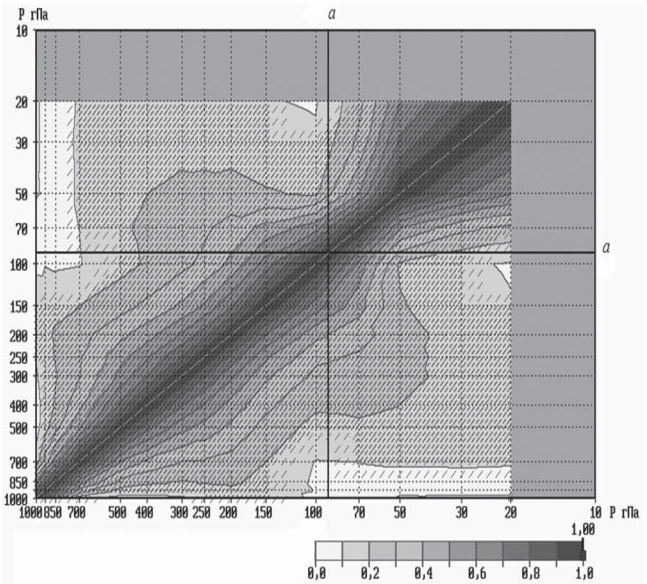


Рис. 2.2.3.6. Коэффициенты автокорреляции $r_{a,a}$ между нормированными значениями синхронных измерений абсолютной влажности на изобарических поверхностях за год. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Отрезками отмечены соответствующие максимальные значения. Частыми косыми штрихами отмечены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Арктике РФ. 1964–2014 гг.

а) Гонконг



б) Штутгарт

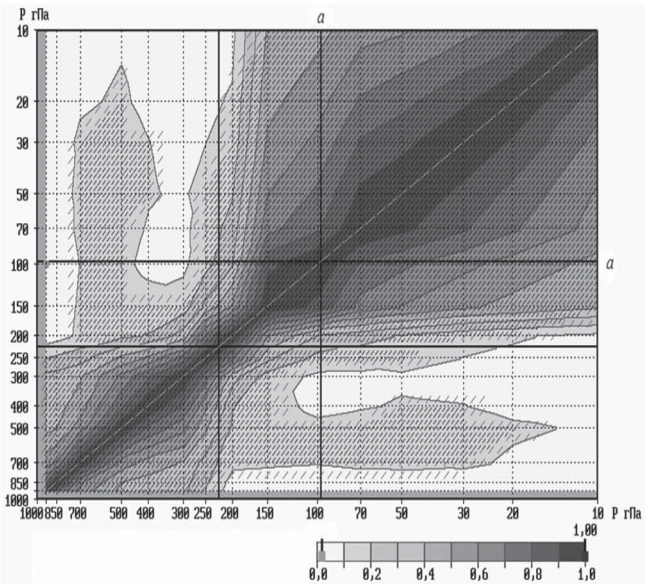
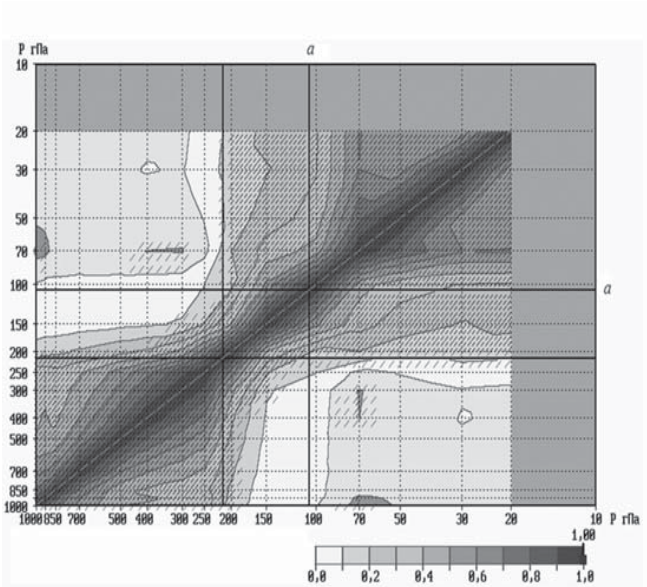


Рис. 2.2.3.7а, б. Коэффициенты автокорреляции $r_{a,a}$ между нормированными значениями синхронных измерений абсолютной влажности на изобарических поверхностях за год. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Отрезками отмечены соответствующие максимальные значения. Частыми косыми штрихами отмечены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в низких и средних широтах земного шара. 1964–2014 гг.

в) Остров Гоф



г) Анкара

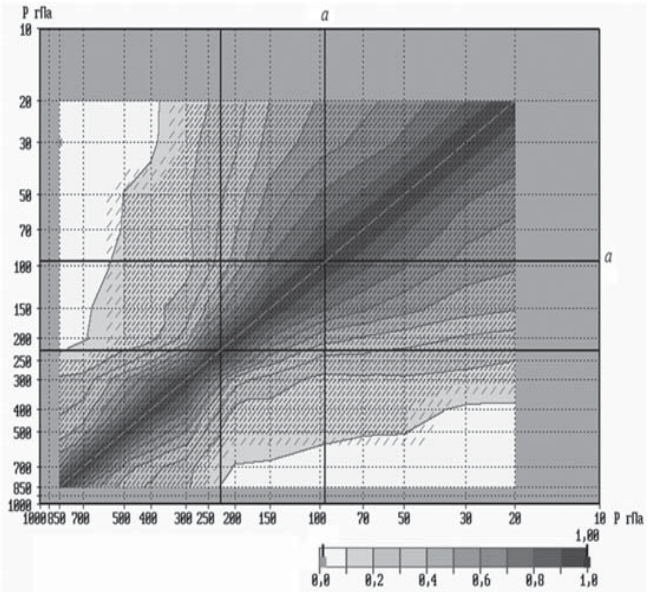
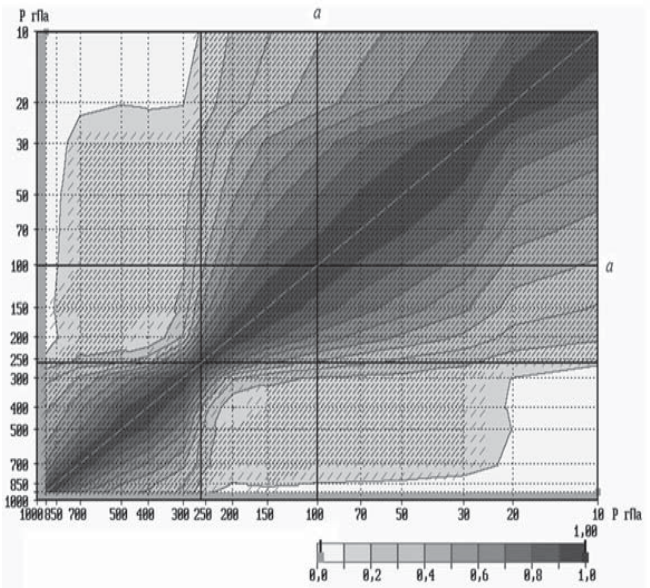


Рис. 2.2.3.7 в, г. Коэффициенты автокорреляции $r_{a,a}$ между нормированными значениями синхронных измерений абсолютной влажности на изобарических поверхностях за год. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Отрезками отмечены соответствующие максимальные значения. Частыми косыми штрихами отмечены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в низких и средних широтах земного шара. 1964–2014 гг.

а) Беллинсгаузен



б) Ньюмайер

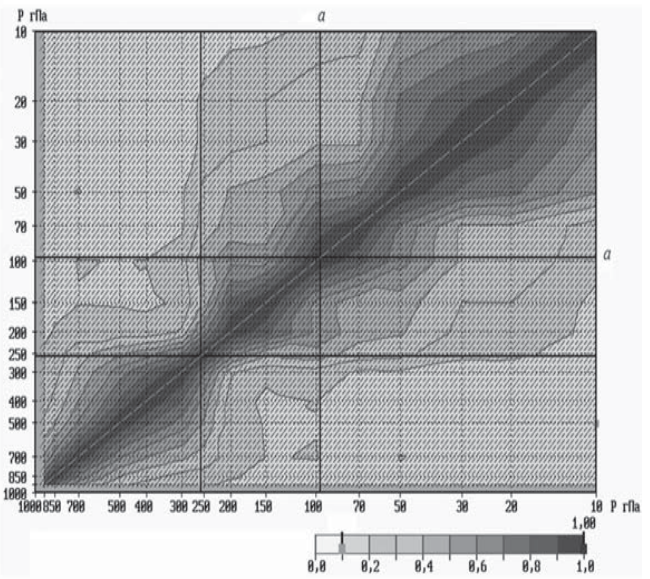


Рис. 2.2.3.8. Коэффициенты автокорреляции $r_{a,a}$ между нормированными значениями синхронных измерений абсолютной влажности на изобарических поверхностях за год. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Отрезками отмечены соответствующие максимальные значения. Частыми косыми штрихами отмечены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Антарктике. 1964–2014 гг.

Анализ рис. 2.2.3.6 – 2.2.3.8 показал, что во всех регионах при рассмотрении раздельно тропосферы и стратосферы определены высокие коэффициенты автокорреляций.

По характеру автокорреляций абсолютной влажности в нижней и средней тропосфере и стратосфере можно отметить некоторые особенности для регионов.

Из рис. 2.2.3.6 видно, что для всех рассматриваемых арктических станций отмечены близкие к нулю автокорреляции между абсолютной влажностью в нижней и средней тропосфере и влажностью на изобарической поверхности 200 гПа (над тропопаузой).

Для антарктического региона таких участков не видно. Автокорреляции между абсолютной влажностью в нижней и/или средней тропосфере и влажностью в стратосфере положительные. Они достигают 0,4 (для станции Новолазаревская), нет области с нулевыми корреляциями. Аналогичная ситуация видна для части станций (Штутгарт, Анкара, Гонконг), расположенных в средних и низких широтах.

2.2.4. Распределение и суточный ход характеристик абсолютной влажности в пограничном слое атмосферы

Информация о климатических характеристиках метеоэлементов в пограничном слое атмосферы используется при решении многих прикладных задач. Например, при геоэкономическом обосновании строительства атомных и тепловых электростанций для оценки условий атмосферной дисперсии необходимы аэрологические данные в пограничном слое атмосферы [6, 22].

Как отмечалось выше, для специалистов, занимающихся распространением радиоволн, необходима «стандартная радиоатмосфера», учитывающая специфику задач, связанных с обеспечением радиолокации, навигации и связи. Для определения показателя преломления на разных высотах особенно важны сведения об абсолютной влажности воздуха. Так как большинство радиолокационных станций и связных радиорелейных линий расположены на уровне земли или сравнительно небольших высотах, то особую значимость приобретают сведения о метеопараметрах атмосферы и их изменчивости для пограничного и приземного слоев атмосферы [101].

Ранее для многих прикладных задач расчетные аэроклиматические характеристики определялись на основе данных архива «Погслой», созданного во ВНИИГМИ-МЦД. Он содержит результаты 4-срочных радиозондовых наблюдений за период 1961 – 1970 гг. по 146 станциям СССР [6, 80]. Однако в настоящее время указанный 10-летний период наблюдений не может обеспечить достоверную оценку аэроклиматических характеристик пограничного слоя атмосферы, во-первых, по своей продолжительности и, во-вторых, в связи с происходящими изменениями климата, т. к. при его создании использовались данные, удаленные от настоящего времени более чем на 40 – 50 лет [6].

Накопленные проконтролированные данные стандартного радиозондирования атмосферы за период с января 1964 г. по декабрь 2014 г. могут быть использованы для улучшения оценок параметров пограничного слоя атмосферы после их специальной обработки.

Во ВНИИГМИ-МЦД был разработан метод контроля качества данных в пограничном слое атмосферы [6]. Проведение дополнительного контроля качества данных с более детальным рассмотрением их в рамках именно данного слоя атмосферы позволяет исключить негативное влияние возможно пропущенных ошибок на оцениваемые параметры пограничного слоя.

Точность расчетов параметров пограничного слоя атмосферы зависит также от выбора метода интерполяции. Результаты сравнения использования различных методов интерполяции для работы с данными в пограничном слое атмосферы показали, что наилучшие результаты получаются с использованием метода сплайновой интерполяции на базе кубического сплайна Акимы [6].

Распределение абсолютной влажности в пограничном слое атмосферы для станции Москва

Распределения многолетних средних сезонных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений абсолютной влажности в пограничном слое атмосферы представлены в табл. 2.2.4.1 и 2.2.4.2. Результаты получены на основе данных радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг., прошедших процедуру комплексного контроля и контроля, разработанного специально для данных в пограничном слое. При построении профилей абсолютной влажности в пограничном слое был использован метод сплайновой интерполяции на базе кубического сплайна Акимы.

Данные радиозондирования атмосферы ориентированы главным образом на получение информации о состоянии свободной атмосферы. Тем не менее 33259 аэрологических телеграмм содержат достаточно наблюдений в рамках пограничного слоя атмосферы (от 0 до 3000 м) и были использованы для оценки параметров пограничного слоя. Внутри этого слоя имеются в среднем 8 уровней наблюдения, главным образом, за счет особых точек вертикальных профилей температуры и ветра, т. е. уровней, где нарушается линейность изменения профилей [6]. Более подробная информация о годовом ходе параметров зондирования и амплитуды их суточного хода, разницы их значений в сроки 12 GMT и 00 GMT для параметров зондирования пограничного слоя атмосферы рассмотрена в разделе 2.1.1.

Изменение температуры и турбулентного обмена обусловливает хорошо выраженный суточный ход характеристик влажности [60], поэтому расчеты проведены раздельно для сроков 00 GMT и 12 GMT.

Многолетние средние сезонные значения и соответствующие среднеквадратические отклонения абсолютной влажности в пограничном слое, рассчитанные по данным радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг., представлены в табл. 2.2.4.1 и 2.2.4.2.

Таблица 2.2.4.1

Средние значения $\overline{a}$ абсолютной влажности a, г/м^3 × 100, в пограничном слое 0–3 км для сроков 00 GMT и 12 GMT. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33259 зондирований. Для срока 00 GMT зимой – 4274, весной – 4309, летом – 4283, осенью – 4171 зондирование. Для срока 12 GMT зимой – 3711 , весной – 3739, летом – 3864, осенью – 3625 зондирований. *N* – число зондирований.

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		*N*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
3000	88	86	140	142	290	292	165	164	15078	12931
2900	93	90	148	151	306	308	174	172	15419	13274
2800	98	95	157	159	***322***	323	183	182	15954	13825
2700	103	101	166	168	337	338	191	190	16429	14301
2600	109	106	***174***	175	354	355	199	198	16724	14570
2500	114	111	182	184	372	374	208	***207***	16862	14726
2400	119	116	192	194	***391***	392	218	216	16894	14759
2300	124	122	202	***203***	410	412	228	***227***	16896	14765
2200	130	128	212	214	431	433	239	238	16896	14765
2100	136	134	223	225	***453***	455	251	250	16896	14765
2000	143	141	235	236	***475***	477	263	263	16898	14766
1900	149	148	246	247	***498***	500	276	276	16898	14766
1800	156	155	258	258	522	524	289	***290***	16902	14768
1700	163	162	270	270	546	547	303	303	16902	14768
1600	171	169	282	281	571	***571***	318	318	16902	14769
1500	178	177	295	293	***597***	594	334	333	16901	14770
1400	186	184	308	305	***623***	617	349	***349***	16902	14775
1300	194	192	320	316	648	640	366	364	16903	14751
1200	201	200	333	327	673	662	382	379	16890	14735
1100	209	207	345	337	697	683	***399***	394	16879	14721
1000	216	214	***358***	347	721	704	415	410	16872	14710
900	223	220	370	356	746	***726***	431	424	16864	14703
800	229	226	***383***	***366***	772	***748***	***448***	439	16856	14690
700	233	***230***	***397***	***377***	800	***770***	***464***	454	16844	14680
600	237	232	***411***	***388***	832	***795***	***480***	***469***	16842	14671
500	240	235	427	401	866	***822***	***497***	***484***	16826	14656
400	242	237	445	416	905	852	515	***501***	16801	14630
300	245	242	464	434	948	888	535	521	16786	14607
200	***249***	***249***	***484***	***457***	991	***930***	***553***	***544***	16746	14570
150	***252***	***254***	491	***470***	1008	954	***560***	***557***	16733	14568
100	***255***	***260***	497	***486***	1017	982	***566***	***572***	16713	14559
50	259	267	500	504	1019	1014	***570***	***588***	16707	14556
0	263	275	502	***525***	1019	1052	574	605	16698	14546

Примечание. П/ж курсивом выделены средние значения абсолютной влажности, отличающиеся от рассчитанных по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные) в табл. 2.2.4.3.

Таблица 2.2.4.2

Среднеквадратические отклонения σ_a абсолютной влажности a, г/м^3 × 100, в пограничном слое 0–3 км для сроков 00 GMT и 12 GMT. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33259 зондирований. Зимой – 4274, весной – 4309, летом – 4283, осенью – 4171 зондирование. *N* – число зондирований.

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		*N*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
3000	56	54	84	83	123	122	98	97	15078	12931
2900	58	57	88	87	126	125	102	101	15419	13274
2800	61	59	92	90	130	128	106	105	15954	13825
2700	64	63	95	93	133	***132***	109	108	16429	14301
2600	67	66	98	96	136	134	112	111	16724	14570
2500	70	68	101	99	***140***	***137***	115	114	16862	14726
2400	***73***	71	***105***	102	142	139	119	117	16894	14759
2300	75	73	108	105	145	141	122	120	16896	14765
2200	78	76	111	108	147	143	126	123	16896	14765
2100	81	79	114	111	150	145	129	126	16896	14765
2000	83	81	117	114	153	147	133	***130***	16898	14766
1900	86	84	119	117	155	149	136	133	16898	14766
1800	89	86	***122***	***119***	158	152	139	136	16902	14768
1700	91	89	124	122	160	155	142	***139***	16902	14768
1600	***94***	91	***127***	125	162	157	145	***141***	16902	14769
1500	96	93	129	128	164	160	148	143	16901	14770
1400	97	96	132	131	166	164	150	145	16902	14775
1300	99	98	***135***	134	169	168	152	147	16903	14751
1200	101	99	138	137	173	173	***154***	150	16890	14735
1100	102	101	141	140	177	178	157	153	16879	14721
1000	104	103	144	143	182	183	158	156	16872	14710
900	104	104	148	146	188	***190***	160	158	16864	14703
800	104	104	152	***150***	195	197	162	159	16856	14690
700	104	104	156	153	202	204	164	161	16844	14680
600	103	104	161	***157***	209	211	166	***162***	16842	14671
500	104	***106***	164	***161***	215	219	168	165	16826	14656
400	106	108	169	165	221	227	171	168	16801	14630
300	110	112	173	169	227	235	***174***	173	16786	14607
200	116	117	177	175	232	244	177	179	16746	14570
150	119	120	177	178	231	248	177	***181***	16733	14568
100	***123***	122	***177***	181	227	***253***	176	***184***	16713	14559
50	127	125	***177***	185	224	259	177	188	16707	14556
0	131	128	180	192	229	268	180	192	16698	14546

Примечание. П/ж курсивом выделены значения среднеквадратических отклонений абсолютной влажности, отличающиеся от рассчитанных по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные) в табл. 2.2.4.4.

Распределения многолетних средних сезонных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений для абсолютной влажности в пограничном слое, рассчитанные по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные) в Москве за 1964–2014 гг., представлены в табл. 2.2.4.3 и 2.2.4.4.

Таблица 2.2.4.3

Средние значения $\overline{a}$ абсолютной влажности a, г/м^3 × 100, в пограничном слое 0–3 км для сроков 00 GMT и 12 GMT. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг. 33259 зондирований. *N* – число наблюдений. Для срока 00 GMT зимой – 4274, весной – 4309, летом – 4283, осенью – 4171 зондирование. Для срока 12 GMT зимой – 3711 , весной – 3739, летом – 3864, осенью – 3625 зондирований.

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		*N*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
3000	88	86	140	142	290	292	165	164	15082	12934
2900	93	90	148	151	306	308	174	172	15436	13286
2800	98	95	157	159	***321***	323	183	182	16000	13871
2700	103	101	166	168	337	338	191	190	16489	14372
2600	109	106	***173***	175	354	355	199	198	16798	14652
2500	114	111	182	184	372	373	208	***206***	16940	14818
2400	119	116	192	194	***390***	392	218	216	16974	14855
2300	124	122	202	***204***	410	412	228	***226***	16976	14863
2200	130	128	212	214	431	433	239	238	16977	14863
2100	136	134	223	225	***452***	454	251	250	16977	14864
2000	143	141	234	236	***474***	477	263	262	16977	14864
1900	149	148	246	247	***497***	500	276	276	16977	14864
1800	156	155	258	258	522	523	***289***	289	16977	14864
1700	163	162	270	270	546	***547***	303	303	16977	14864
1600	171	169	282	281	571	570	318	318	16977	14864
1500	178	177	295	293	***596***	594	334	333	16977	14864
1400	186	184	307	305	***622***	617	349	***348***	16977	14864
1300	194	192	320	316	648	640	366	364	16976	14864
1200	201	200	333	327	673	662	382	379	16976	14864
1100	209	207	345	337	697	683	***398***	394	16975	14863
1000	216	214	***357***	***346***	721	704	***414***	***409***	16975	14861
900	223	220	370	356	746	***725***	431	424	16975	14860
800	229	225	***382***	***365***	772	747	447	439	16975	14859
700	233	229	***396***	***376***	800	769	463	454	16974	14859
600	237	232	***410***	***387***	***831***	***794***	***479***	***468***	16973	14850
500	240	***234***	427	400	866	***821***	***496***	***483***	16924	14811

Окончание табл. 2.2.4.3

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		*N*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
400	242	237	445	***415***	905	852	515	500	16885	14775
300	***244***	***241***	464	***433***	948	***887***	***534***	***520***	16872	14755
200	***248***	***248***	483	***455***	991	***929***	***552***	***543***	16838	14727
150	***251***	***253***	491	***468***	1008	954	***559***	***556***	16827	14725
100	***254***	***259***	497	***484***	1017	982	***565***	***570***	16808	14712
50	***258***	267	500	***502***	1019	1014	***569***	***586***	16794	14691
0	263	275	502	***524***	1019	1052	574	605	16746	14613

Примечание. П/ж курсивом выделены средние значения абсолютной влажности, отличающиеся от рассчитанных по данным измерений в табл. 2.2.4.1.

Таблица 2.2.4.4

Среднеквадратические отклонения σ_a абсолютной влажности *a*, г/м^3 × 100, в пограничном слое 0–3 км для сроков 00 GMT и 12 GMT. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг. 33259 зондирований.
***N* – число наблюдений. Для срока 00 GMT зимой – 4274, весной – 4309, летом – 4283, осенью – 4171 зондирование. Для срока 12 GMT зимой – 3711, весной – 3739, летом – 3864, осенью – 3625 зондирований.**

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		N	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
3000	56	54	84	83	123	122	98	97	15082	12934
2900	58	57	88	87	126	125	102	101	15436	13286
2800	61	59	92	90	130	128	106	104	16000	13871
2700	64	63	95	93	133	***131***	109	108	16489	14372
2600	67	66	98	96	136	134	112	110	16798	14652
2500	70	68	101	99	***139***	***136***	115	114	16940	14818
2400	***72***	71	***104***	102	142	139	119	117	16974	14855
2300	75	73	108	105	145	141	122	120	16976	14863
2200	78	76	111	108	147	143	126	123	16977	14863
2100	81	79	114	111	150	145	129	126	16977	14864
2000	83	81	117	114	153	147	133	***129***	16977	14864
1900	86	84	119	117	155	149	136	132	16977	14864
1800	89	86	121	120	158	152	139	136	16977	14864
1700	91	89	124	122	160	155	142	***138***	16977	14864
1600	***93***	91	***126***	125	***161***	157	145	***140***	16977	14864

Окончание табл. 2.2.4.4

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		N	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
1500	95	93	129	128	164	160	148	143	16977	14864
1400	97	96	132	131	166	164	150	145	16977	14864
1300	99	98	***134***	134	169	168	152	147	16976	14864
1200	101	99	138	137	173	173	155	150	16976	14864
1100	102	101	141	140	177	178	157	153	16975	14863
1000	103	103	144	143	182	183	158	156	16975	14861
900	104	104	148	146	188	***189***	160	158	16975	14860
800	104	104	152	***149***	195	197	162	159	16975	14859
700	104	104	156	153	202	204	164	161	16974	14859
600	103	104	161	***156***	209	211	166	***163***	16973	14850
500	104	***105***	164	***160***	215	219	168	165	16924	14811
400	106	108	169	165	221	227	171	168	16885	14775
300	110	112	173	169	227	235	***175***	173	16872	14755
200	116	117	177	175	232	244	177	179	16838	14727
150	119	120	177	***177***	231	248	177	***182***	16827	14725
100	123	122	176	181	227	***252***	177	***185***	16808	14712
50	127	125	***176***	185	224	259	177	188	16794	14691
0	131	128	180	192	229	268	180	192	16746	14613

Примечание. П/ж курсивом выделены значения среднеквадратических отклонений абсолютной влажности, отличающиеся от рассчитанных по данным измерений в табл. 2.2.4.2.

Сравнение средних значений абсолютной влажности, рассчитанных только по данным наблюдений и по полным профилям, показало, что в 24 % средние, рассчитанные только по данным наблюдений, превышают рассчитанные с учетом восстановленных значений (см. табл. 2.2.4.1 и 2.2.4.3). Различие в значениях не превышает 0,5 % от самого значения.

Среднеквадратические отклонения абсолютной влажности, рассчитанные только по данным наблюдений, на 12 % превышают среднеквадратические отклонения, рассчитанные и по полным профилям (см. табл. 2.2.4.2 и 2.2.4.4). Различие в значениях не превышает 1,5 %.

Данные табл. 2.2.4.1 – 2.2.4.4 показывают, что в пограничном слое средние значения и среднеквадратические отклонения абсолютной влажности монотонно уменьшаются с высотой для всех сезонов.

Для зимы на всех высотах средние значения и среднеквадратические отклонения абсолютной влажности минимальны и для лета – максимальны. Суточный ход средних значений проявляется летом до высоты 1400 м и для остальных сезонов – до высот 1200 – 1400 м. Суточный ход

среднеквадратических отклонений проявляется до высоты 600 м для всех сезонов. Амплитуда суточного хода наибольшая летом как для средних значений, так и для среднеквадратических отклонений.

На рис. 2.2.4.1 *а* и 2.2.4.1 *б* показаны сглаженные многолетние средние значения и соответствующие среднеквадратические отклонения абсолютной влажности для срока 00 GMT в пограничном слое атмосферы для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям (включая восстановленные значения) на основе данных радиозондирования в Москве за период 1964 – 2014 гг. Они демонстрируют внутригодовую и пространственную (по высоте) изменчивость абсолютной влажности в пограничном слое.

Максимальные средние месячные значения абсолютной влажности (на рисунке отмечены синим цветом) определены в июле на уровне 0 м, а минимальные (на рисунке отмечены розовым цветом) – в феврале на уровне 2000 м. Для среднеквадратических отклонений максимальные значения определены в июне на высоте 200 м, а минимальные – в феврале на высоте 2000 м.

Для анализа внутригодовой и пространственной изменчивости суточного хода многолетних средних значений и соответствующих среднеквадратических отклонений абсолютной влажности на рис. 2.2.4.1 *в* и 2.2.4.1 *г* показаны сглаженные разницы в соответствующих значениях средних (*в*) и среднеквадратических отклонений (*г*) для сроков 12 и 00 GMT в пограничном слое для высот 0 – 2 км. Результаты расчетов приведены для месяцев, сезонов и за год.

Рис. 2.2.4.1 *в* и 2.2.4.1 *г* демонстрируют неоднородную структуру суточного хода в пограничном слое для средних месячных/сезонных значений и среднеквадратических отклонений абсолютной влажности. Видно, что соответствующие разницы для сроков 12 и 00 GMT могут быть как положительными, так и отрицательными.

В приземном слое многолетние средние значения абсолютной влажности для срока 12 GMT больше, чем для срока 00 GMT. Многолетние средние значения абсолютной влажности в теплые месяцы в слое выше 50 м, а в холодные выше 200 м для срока 12 GMT в основном меньше, чем для срока 00 GMT. Наибольшее различие для средних месячных значений видно в нижней части пограничного слоя в теплые месяцы (рис. 2.2.4.1 *в*). С апреля по август и в декабре в верхней части пограничного слоя многолетние средние месячные значения абсолютной влажности для срока 12 GMT больше, чем для срока 00 GMT.

Среднеквадратические отклонения абсолютной влажности в приземном слое для теплых месяцев в срок 12 GMT больше, чем в срок 00 GMT (см. рис. 2.2.4.1 *г*), их разница максимальна для июля. В верхней части пограничного слоя, на высотах выше 1200 м, среднеквадратические отклонения в срок 12 GMT меньше, чем в срок 00 GMT для всех месяцев.

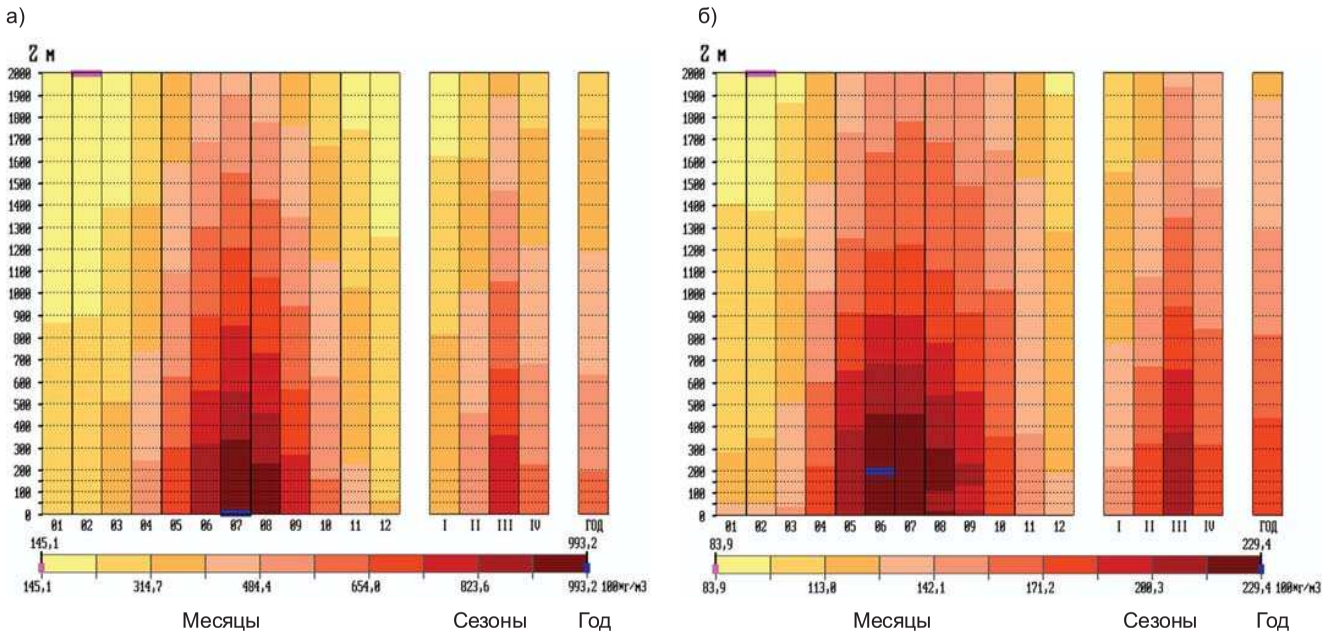


Рис. 2.2.4.1 а, б. Многолетние средние значения (а) и среднеквадратические отклонения (б) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100, в срок 00 GMT в пограничном слое атмосферы для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Слой 0–2 км. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие минимальные и максимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг.

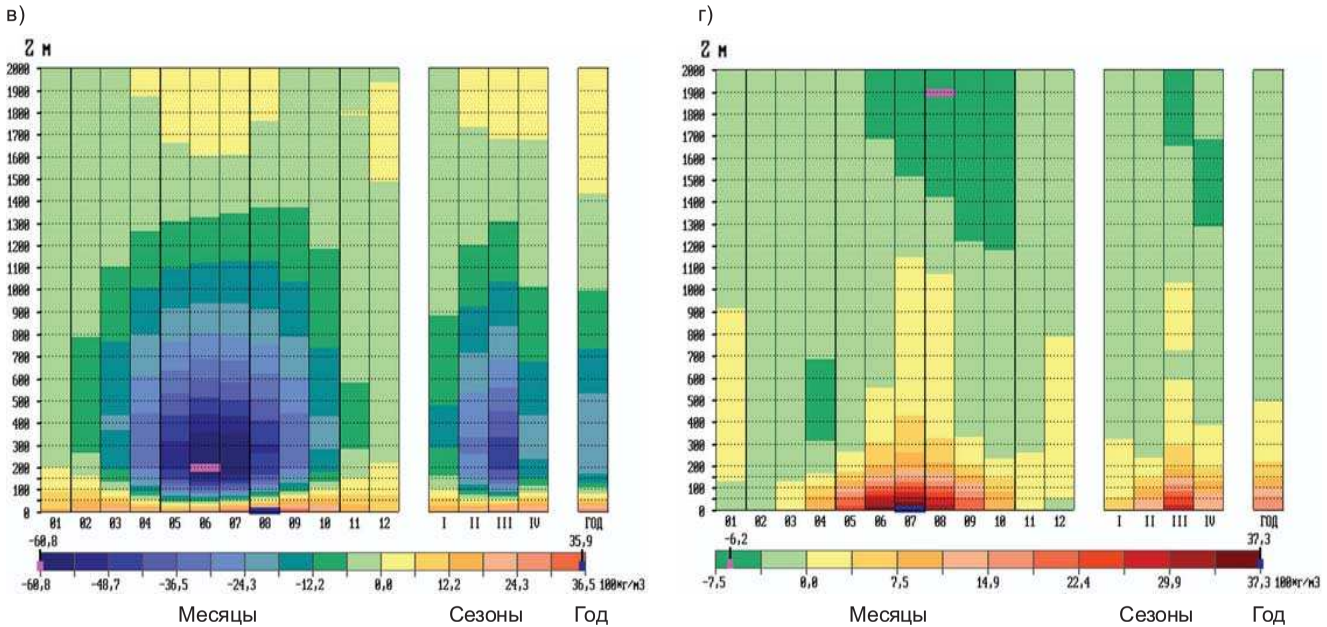


Рис. 2.2.4.1в, г. Разница в соответствующих значениях средних (в) и среднеквадратических отклонений (г) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100, для сроков 12 и 00 GMT в пограничном слое атмосферы для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Слой 0–2 км. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие минимальные и максимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг.

Распределение абсолютной влажности в пограничном слое атмосферы в различных регионах

На рис. 2.2.4.2 (левый столбец) показаны сглаженные многолетние средние значения абсолютной влажности в срок 00 GMT в пограничном слое атмосферы для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям (включая восстановленные) на основе данных радиозондирования на станциях Остров Диксон, Бангкок и Кейси за период 1964–2014 гг. Станции расположены в Североевропейском районе Арктики РФ, в Юго-Восточной Азии и в Антарктическом регионе соответственно. Рис. 2.2.4.2 демонстрирует внутригодовую и пространственную изменчивость абсолютной влажности в пограничном слое.

Для всех приведенных на рис. 2.2.4.2 станций абсолютная влажность в пограничном слое монотонно убывает с высотой для всех месяцев, сезонов и за год. Для всех рассматриваемых станций максимальные средние месячные значения абсолютной влажности (на рисунке отмечены синим цветом) определены на высоте 0 м, а минимальные (на рисунке отмечены розовым цветом) – на высоте 2000 м. Для арктической станции Остров Диксон максимальные значения определены в августе, а минимальные – в феврале; для станции в Юго-Восточной Азии Бангкок – в мае и январе, для антарктической станции Кейси – в январе и сентябре соответственно.

Диапазон изменений средних месячных значений составляет для Острова Диксон 145,1–999,3 × 100 г/м^3, для Бангкока 775,6 – 2215,6 × 100 г/м^3, для Кейси 62,5–291,7 × 100 г/м^3 (см. рис. 2.2.4.2 – левый столбец).

Расчеты показали, что диапазон изменений соответствующих среднеквадратических отклонений составляет для Острова Диксон 38,8 – 169,8 × 100 г/м^3, для Бангкока 126,7 – 352,8 × 100 г/м^3, для Кейси 43,7 – 78,4 × 100 г/м^3. Максимальные значения среднеквадратических отклонений определены для полярных станций Остров Диксон и Кейси в июле на высоте 400 м и уровне земли соответственно, для Бангкока – в январе на высоте 300 м. Минимальные значения среднеквадратических отклонений определены для всех станций на высоте 2000 м: в феврале – для Острова Диксон, в сентябре – для Кейси, в августе – для Бангкока. Для каждого месяца для всех рассматриваемых станций среднеквадратические отклонения убывают с высотой, но не монотонно. Участки возрастания чередуются с участками стабильности или убывания.

На рис. 2.2.4.2 в правом столбце продемонстрирован суточный ход средних значений абсолютной влажности. На нем приведены разницы в соответствующих средних значениях абсолютной влажности для сроков 12 и 00 GMT в пограничном слое атмосферы для каждого месяца, сезона и за год.

Диапазон изменений разницы средних месячных значений влажности для сроков 12 и 00 GMT составляет для Острова Диксон -5,8 ... +23,5 × 100 г/м^3, для Бангкока – -120,9 ... +142,5 × 100 г/м^3, для Кейси – -0,1 ... +29,3 × 100 г/м^3 (см. рис. 2.2.4.2 – правый столбец).

Для арктических станций суточный ход абсолютной влажности наиболее выражен на высоте 200–300 м в теплый сезон, для Бангкока – до 1000 м

осенью. Рис. 2.2.4.2 показывает максимальное положительное значение разницы средних месячных значений абсолютной влажности для сроков 12 и 00 GMT для арктических станций на уровне земли в мае для Острова Диксон и в декабре – для Кейси, а для Бангкока – на высоте 300 м в июле.

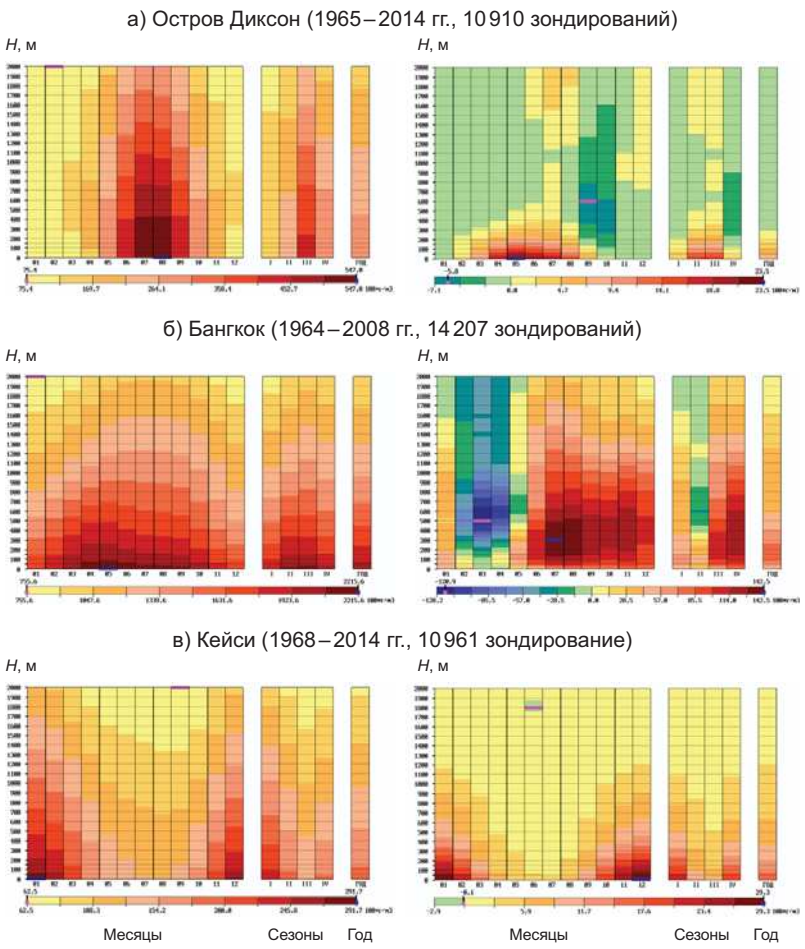


Рис. 2.2.4.2. Многолетние средние значения (левый столбец) абсолютной влажности a, г/м^3 × 100, в срок 00 GMT и разницы (правый столбец) в соответствующих значениях средних для сроков 12 и 00 GMT в пограничном слое атмосферы для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Слой 0–2 км. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования атмосферы.

Анализ результатов показал, что амплитуда внутригодовых изменений многолетних средних месячных значений абсолютной влажности для срока 00 GMT составляет для Острова Диксон 850 × 100 г/м^3, для Бангкока – 1440 × 100 г/м^3, для Кейси – 229 × 100 г/м^3.

При этом амплитуда внутригодовых изменений для среднеквадратических отклонений составляет для Острова Диксон 130 × 100 г/м^3, для Бангкока – 220 × 100 г/м^3, для Кейси – 35 × 100 г/м^3.

Амплитуда внутригодовых изменений разницы в соответствующих значениях средних для сроков 12 и 00 GMT в пограничном слое атмосферы составляет для Острова Диксон 30 × 100 г/м^3, для Бангкока – 260 × 100 г/м^3, для Кейси – 32 × 100 г/м^3.

Таким образом, амплитуда внутригодовых изменений средних квадратических отклонений и разницы в соответствующих средних значениях для сроков 12 и 00 GMT близки по значениям как для Бангкока, так и для Кейси, а для Острова Диксон различаются более чем в четыре раза.

2.3. Относительная влажность

В Пятом оценочном докладе по изменению климата [247] отмечено, что в целом имеет место увеличение влажности. Теоретически это хорошо согласуется с изменениями температуры, т. к. температура и влажность связаны уравнением Клайперона – Клаузиуса [104, 247].

Исследования трендов температуры и относительной влажности на уровне земли [23, 56, 151, 178, 186, 204, 221, 245, 272, 352, 408, 421, 438], в тропосфере [6, 56, 59, 84, 86, 88–90, 129, 265, 269, 277, 308, 345, 370, 380, 381, 403, 423, 439, 441, 478, 4820] и нижней стратосфере [219] показывают, что за последние десятилетия происходят определенные изменения этих характеристик.

С целью более полного использования данных радиозондирования для улучшения нашего понимания распределения различных параметров влажности в атмосфере и их климатических изменений ниже проведено исследование относительной влажности.

В разделе 2.3 приведены результаты применения техники восстановления профилей влажности в атмосфере с помощью описанного в разделе 2.1 метода к расчету средних значений, среднеквадратических отклонений, автокорреляций и кросскорреляций на примере данных об относительной влажности.

2.3.1. Распределение относительной влажности на изобарических поверхностях для станции Москва

Прежде чем применять результаты, полученные на основе множества полных профилей к расчету корреляций, проведено сравнение статистических характеристик относительной влажности для изобарических поверхностей, полученных для станции Москва по двум множествам данных. Они рассчитаны на основе данных только радиозондовых измерений и по множеству всех полных профилей. Последние включают полные профили, полученные при радиозондировании, а также полученные из неполных профилей с помощью процедуры восстановления, изложенной в разделе 2.1.

Распределения многолетних средних месячных, сезонных и годовых значений и соответствующих среднеквадратических отклонений относительной влажности для изобарических поверхностей представлены в табл. 2.3.1.1 и 2.3.1.2. Результаты получены на основе данных радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг.

Распределения многолетних средних годовых и сезонных значений относительной влажности и соответствующих среднеквадратических отклонений для изобарических поверхностей, рассчитанные по полным профилям радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг., представлены в табл. 2.3.1.3 и 2.3.1.4.

Сравнение средних значений относительной влажности на изобарических поверхностях, рассчитанных по данным радиозондирования и по полным профилям, показывает, что до 100 гПа (см. табл. 2.3.1.1–2.3.1.4) их соответствующие значения практически совпадают. На изобарических поверхностях в атмосферном слое 70–10 гПа средние значения, и особенно существенно среднеквадратические отклонения на уровне 10 гПа, для относительной влажности различаются. На изобарических поверхностях в атмосферном слое 925–100 гПа различие средних не превышает 0,1 %, и в слое 70–10 гПа – 1 %, а среднеквадратические отклонения на изобарических поверхностях в атмосферном слое 925–100 гПа не превышают 0,1 %, на 70 гПа – 0,5 %, на 20 гПа – 1, 3 %, а на уровне 10 гПа для зимы достигают 3,2 %.

Заметим, что число измерений на изобарической поверхности 10 гПа составляло для зимы – 782, весны – 1098, лета – 1017, осени – 859, а число соответствующих восстановленных значений на этом уровне 8154, 8251, 8360 и 8063 соответственно.

Таблица 2.3.1.1

Средние годовые и сезонные значения ($\overline{U}$) относительной влажности *U*, %. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33259 зондирований

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	29,8	21,7	18,0	24,5	23,1	3756
20	31,9	24,6	20,4	26,6	25,4	12233
30	32,7	26,0	21,9	27,7	26,8	16229
50	34,4	28,0	24,1	29,8	29,0	19851
70	35,7	29,7	25,9	31,8	30,7	21725
100	39,4	33,7	29,9	35,9	34,6	28845
150	43,4	39,1	35,8	41,1	39,8	30407
200	47,4	44,9	44,2	46,5	45,7	31156
250	49,9	48,5	49,1	49,9	49,3	31593
300	51,6	50,1	50,1	51,5	50,8	31997
400	54,0	51,2	49,2	52,4	51,6	32524
500	55,6	51,8	49,7	53,1	52,5	32732
700	60,6	59,9	65,6	59,9	61,5	32903

Окончание табл. 2.3.1.1

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
850	72,9	68,5	73,6	74,7	72,4	32965
925	80,2	66,4	68,1	79,3	73,4	32067

Таблица 2.3.1.2

Годовые и сезонные среднеквадратические отклонения (σ_U) относительной влажности *U*, %. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33259 зондирований

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	12,8	10,5	9,1	10,6	11,6	3756
20	14,7	11,9	10,2	11,9	12,8	12233
30	14,7	11,9	10,4	12,9	13,1	16229
50	15,3	12,6	11,0	13,6	13,7	19851
70	15,6	13,1	11,5	14,0	14,1	21725
100	16,6	14,2	12,2	14,9	15,0	28845
150	17,4	15,6	13,9	16,4	16,1	30407
200	18,2	16,8	16,1	17,4	17,2	31156
250	18,6	17,4	16,4	17,8	17,6	31593
300	18,8	17,9	17,3	18,5	18,1	31997
400	20,3	20,2	20,4	21,1	20,6	32524
500	22,7	22,9	22,8	23,8	23,1	32732
700	25,6	26,1	23,8	26,8	25,7	32903
850	23,1	20,7	14,7	21,7	20,4	32965
925	16,9	20,8	16,7	16,5	18,9	32067

Таблица 2.3.1.3

Средние годовые и сезонные значения ($\overline{U}$) относительной влажности *U*, % по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг. 33259 зондирований

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	29,3	21,1	17,2	24,6	23,0	32828
20	32,0	25,1	20,7	27,1	26,2	32925
30	33,4	26,7	22,6	28,5	27,8	32944
50	35,3	28,9	25,0	30,9	30,0	32959
70	36,8	30,7	26,9	32,9	31,8	32960
100	39,3	33,6	29,9	36,0	34,7	33080
150	43,3	39,0	35,7	41,1	39,7	33086
200	47,3	44,8	44,1	46,4	45,6	33091

Окончание табл. 2.3.1.3

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
250	49,8	48,3	49,0	49,8	49,2	33090
300	51,6	50,0	50,0	51,4	50,7	33092
400	53,9	51,1	49,1	52,4	51,6	33103
500	55,6	51,7	49,7	53,0	52,5	33106
700	60,6	59,8	65,5	59,9	61,5	33107
850	72,9	68,5	73,5	74,7	72,4	33109
925	80,2	66,3	68,1	79,2	73,4	33083

Таблица 2.3.1.4

Годовые и сезонные среднеквадратические отклонения (σ_U) относительной влажности *U*, %. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг. 33259 зондирований

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	9,6	8,3	6,6	9,1	9,6	32828
20	13,4	11,7	9,7	11,1	12,3	32925
30	14,5	12,3	10,3	12,3	13,0	32944
50	15,4	13,1	10,9	13,3	13,8	32959
70	15,8	13,5	11,5	13,9	14,2	32960
100	16,6	14,2	12,2	14,8	14,9	33080
150	17,3	15,5	13,8	16,2	16,0	33086
200	18,1	16,7	16,0	17,3	17,1	33091
250	18,5	17,3	16,3	17,7	17,5	33090
300	18,6	17,8	17,2	18,3	18,0	33092
400	20,2	20,1	20,3	21,0	20,5	33103
500	22,6	22,8	22,7	23,7	23,1	33106
700	25,5	26,0	23,7	26,7	25,6	33107
850	23,1	20,7	14,6	21,7	20,4	33109
925	16,8	20,7	16,6	16,4	18,8	33083

Анализ табл. 2.3.1.1 и 2.3.1.3 показывает, что в тропосфере и рассматриваемой части стратосферы относительная влажность монотонно убывает с высотой только зимой и осенью и за год в целом. Весной относительная влажность монотонно уменьшается с высотой на изобарических поверхностях в слое 850–10 гПа. Для лета видно два интервала с ее монотонным убыванием: 850–400 гПа и 300–10 гПа. Весной и летом в слое 925–850 гПа и летом в слое 400–300 гПа она увеличивается с высотой. Таким образом, видно, что весной и летом слои убывания относительной влажности могут чередоваться со слоями ее возрастания.

Анализ данных табл. 2.3.1.1 и 2.3.1.3 с точки зрения внутригодовой изменчивости относительной влажности на каждой изобарический поверхности показал, что средние значения относительной влажности максимальны на изобарических поверхности 925 гПа, 500–10 гПа – зимой, на уровне 850 гПа – осенью и 700 гПа – летом. Минимальные средние значения определены в рассматриваемом слое стратосферы летом, в тропосфере – весной на изобарических поверхностях в слоях 300–250 гПа и 925–700 гПа, а летом – в слое 500–300 гПа.

Из данных табл. 2.3.1.2 и 2.3.1.4 следует, что среднеквадратические отклонения σ_U уменьшаются с высотой на уровнях 700–10 гПа для всех сезонов и за год в целом. Летом они убывают с высотой в слое 925–850 гПа, а для остальных сезонов и за год – возрастают в слое 925–700 гПа.

Анализ данных табл. 2.3.1.1–2.3.1.4 с точки зрения внутригодовой изменчивости средних и среднеквадратических отклонений на каждой изобарический поверхности показал также, что для переходных периодов на всех уровнях в тропосфере и рассматриваемом слое стратосферы средние значения относительной влажности весной меньше, чем осенью. Среднеквадратические отклонения относительной влажности на изобарической поверхности 925 гПа весной больше, чем осенью, а на изобарических поверхностях в слое 850–10 гПа, наоборот, осенью в основном больше, чем весной.

Сведения о влажности воздуха в стратосфере менее многочисленны, чем в тропосфере. Массовые измерения влажности с помощью радиозондов уже в верхней тропосфере обладают низкой точностью [60, 101]. С помощью измерений влажности в стратосфере, осуществленных с помощью аппаратуры (инфракрасных гигрометров, конденсационных гигрометров и пр.) было установлено, что выше тропопаузы абсолютная и относительная влажность воздуха, как правило, принимает очень низкие значения [60]. Однако в стратосфере могут встречаться слои с повышенной влажностью, в частности в области перламутровых облаков [60].

На рис. 2.3.1.1*а* и 2.3.1.1*б* показаны сглаженные многолетние средние значения и среднеквадратические отклонения относительной влажности в срок 00 GMT на изобарических поверхностях в слое атмосферы 925–10 гПа для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям (включая восстановленные) на основе данных радиозондирования в Москве за период 1964–2014 гг. Они демонстрируют внутригодовую и пространственную (по высоте) изменчивость относительной влажности. Максимальные средние месячные значения относительной влажности (на рисунке отмечены синим цветом) определены в декабре на уровне 925 гПа, а минимальные (на рисунке отмечены розовым цветом) – в июле на уровне 10 гПа. Для среднеквадратических отклонений максимальные значения определены в ноябре на уровне 700 гПа, а минимальные – в августе на уровне 10 гПа.

Для анализа внутригодовой и пространственной изменчивости суточного хода многолетних средних месячных и сезонных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений относительной влажности были рассчитаны разницы в соответствующих значениях для сроков 12 и 00 GMT.

На рис. 2.3.1.1*в* и 2.3.1.1*г* показаны разницы в соответствующих значениях средних и среднеквадратических отклонений для сроков 12 и 00 GMT

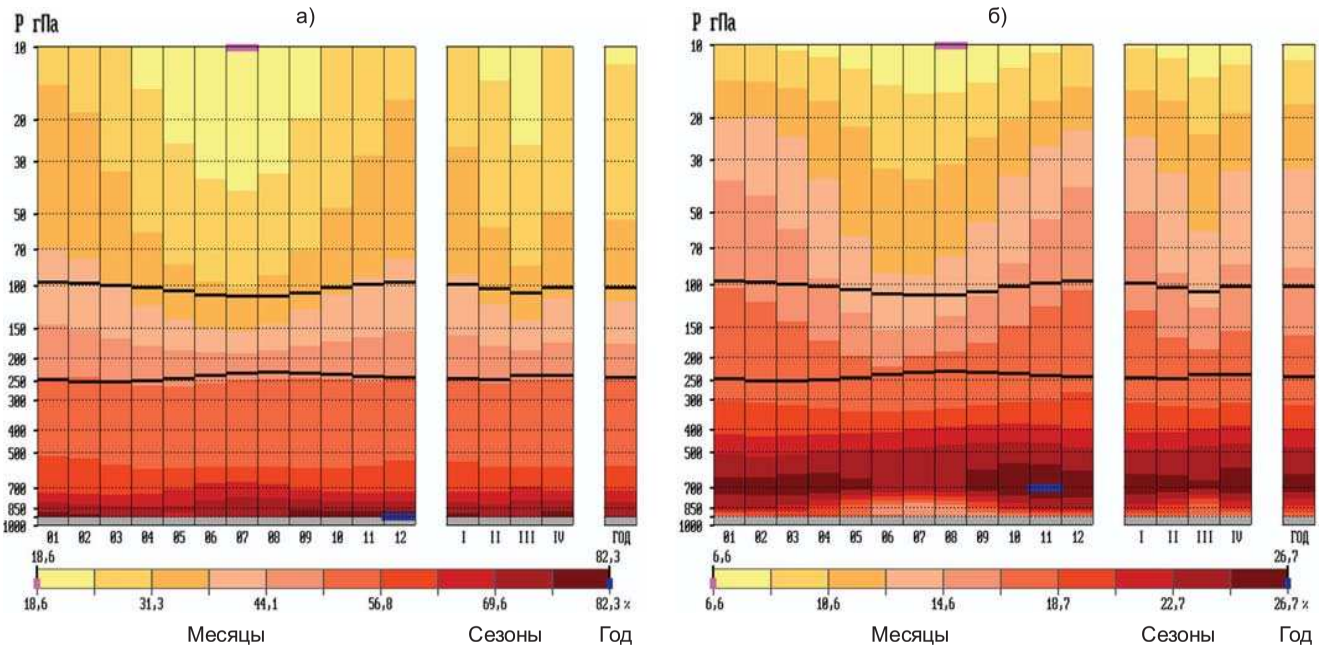


Рис. 2.3.1.1а, б. Многолетние средние значения (а) и среднеквадратические отклонения (б) относительной влажности U, %, для срока 00 GMT на изобарических поверхностях для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие минимальные и максимальные значения. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг.

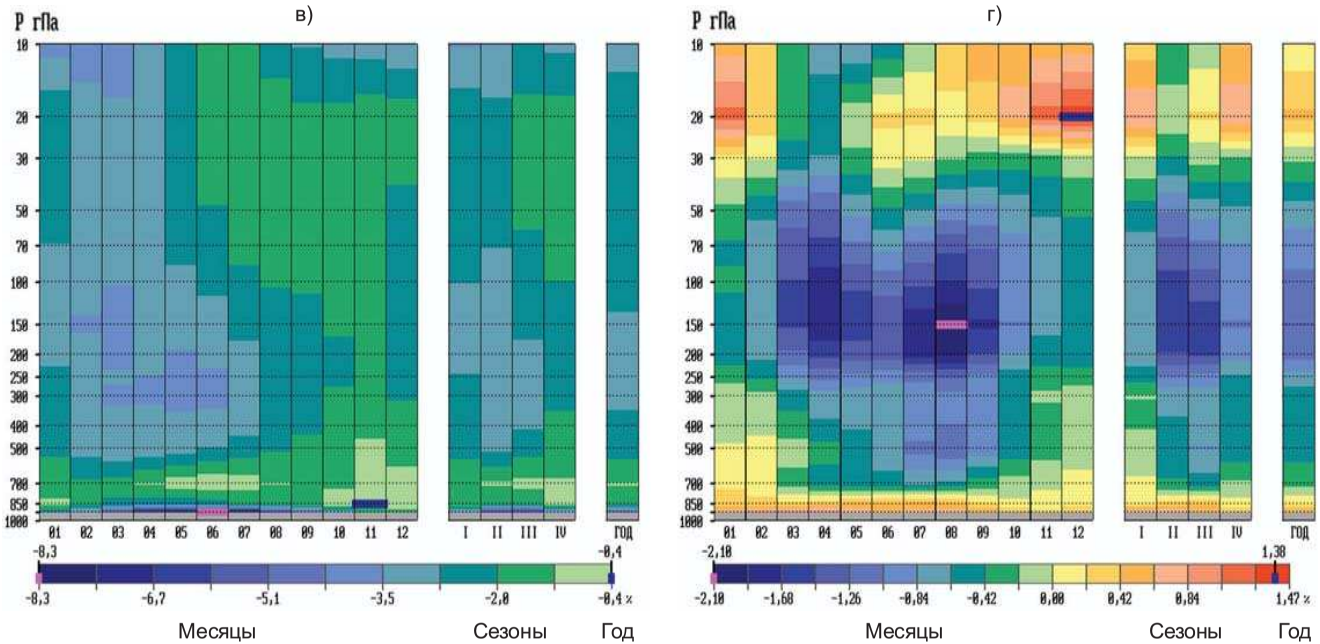


Рис. 2.3.1.1в, г. Разница в соответствующих значениях средних (в) и среднеквадратических отклонений (г) относительной влажности U, %, для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие минимальные и максимальные значения. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964– 2014 гг.

на изобарических поверхностях для месяцев, сезонов и за год. Рис. 2.3.1.1 *в* и 2.3.1.1 *г* демонстрируют неоднородную структуру внутригодовой и пространственной (по высоте) изменчивости суточного хода рассматриваемых статистических характеристик. Для средних значений соответствующие разницы для сроков 12 и 00 GMT отрицательны для всего профиля для каждого месяца и сезона, но различаются по величине. Для среднеквадратических отклонений соответствующие разницы для сроков 12 и 00 GMT могут быть как положительными, так и отрицательными для каждого месяца и сезона в зависимости от высоты.

Многолетние средние значения относительной влажности для срока 12 GMT меньше, чем для срока 00 GMT. Наибольшее различие для средних значений видно в нижней тропосфере в теплые месяцы и в переходные месяцы в средней и верхней тропосфере, нижней стратосфере или до уровня 10 гПа (рис. 2.3.1.1 *в*).

Среднеквадратические отклонения относительной влажности в нижней тропосфере для всех месяцев для срока 12 GMT больше, чем для срока 00 GMT (см. рис. 2.3.1.1 *г*). Для всех месяцев, кроме весенних, в нижнем слое верхней стратосферы среднеквадратические отклонения относительной влажности для срока 12 GMT также больше, чем для срока 00 GMT. Максимально среднеквадратические отклонения для срока 12 GMT больше, чем для срока 00 GMT в декабре на уровне 20 гПа, а меньше – в августе на уровне 150 гПа.

2.3.2. Распределение относительной влажности в атмосфере над Арктикой РФ

Анализ данных радиозондирования об относительной влажности в Арктическом регионе на примере данных конкретных станций актуален для уточнения нашего представления о распределении влажности в атмосфере и лучшего понимания изменения климата. Особенно этот вопрос актуален для Арктического региона в связи со значительным потеплением и неопределенностью в изменении облачности в нем.

В разделе 2.2.2 на основании данных о распределении абсолютной влажности в тропосфере и стратосфере была высказана гипотеза о существовании влагопаузы в стратосфере. В разделе 2.3.2 будет рассмотрен вопрос об изменчивости распределения относительной влажности в атмосфере с высотой в различных регионах Арктики РФ.

В качестве информационной базы служили данные радиозондовых наблюдений за период 1964–2014 гг., проводимых на российских арктических станциях (см. табл. 2.1.1.1), содержащиеся в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74].

Были выбраны станции, расположенные в трех районах Арктического региона РФ [71]. В Североевропейском районе (СЕ) – Шойна, Нарьян-Мар, в Западно-Сибирском (ЗС) – Остров Диксон, Норильск и в Восточно-Сибирском (ВС) – Тикси, Жиганск. Для станции Норильск – данные за период 1978–2014 гг. Часть станций являются прибрежными и часть – континентальными.

Распределения многолетних средних годовых значений и соответствующих среднеквадратических отклонений относительной влажности

на изобарических поверхностях, рассчитанные по полным профилям радиозондирования в перечисленных станциях Арктики РФ, представлены в табл. 2.3.2.1 и 2.3.2.2.

Таблица 2.3.2.1

Средние годовые значения ($\overline{U}$) относительной влажности $\overline{U}$, %. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования над Арктикой РФ. 1964–2014 гг. *N* – число зондирований

Давление, гПа	Районы Арктического региона РФ					
	СЕ		ЗС		ВС	
	Шойна	Нарьян-Мар	Остров Диксон	Норильск	Тикси	Жиганск
10	24,5	28,2	–	21,8	26,0	22,9
20	26,8	30,3	25,2	26,9	27,7	24,1
30	28,4	32,0	29,1	28,3	29,9	26,6
50	30,9	34,6	32,7	30,6	32,8	30,2
70	32,8	36,4	34,4	32,5	35,0	32,7
100	35,5	39,4	37,2	35,7	37,9	36,0
150	40,5	44,0	42,0	41,0	43,3	41,5
200	46,8	49,3	48,5	47,8	50,2	48,0
250	52,1	53,4	54,2	53,5	56,2	52,8
300	54,5	55,3	57,2	56,3	58,8	55,1
400	55,8	56,5	59,0	58,1	59,9	56,8
500	56,4	57,1	59,9	59,5	60,4	58,0
700	63,0	63,6	66,6	67,0	65,9	64,6
850	74,5	74,5	77,0	74,2	73,9	69,2
925	79,1	78,3	82,1	***75,1***	78,0	69,4
1000	82,8	78,4	85,3	74,5	80,1	70,9
N	24672	28153	22104	20472	25030	24118

Примечание. В таблице п/ж курсивом отмечен уровень, на котором нарушается монотонность изменения относительной влажности.

Таблица 2.3.2.2

Годовые среднеквадратические отклонения (σ_U) для относительной влажности U, %. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования над Арктикой РФ. 1964–2014 гг. *N* – число зондирований

Давление, гПа	Районы Арктического региона РФ					
	СЕ		ЗС		ВС	
	Шойна	Нарьян-Мар	Остров Диксон	Норильск	Тикси	Жиганск
10	9,0	9,5	–	6,8	9,3	9,0
20	10,6	12,6	10,6	11,4	11,4	11,8
30	11,6	13,8	12,1	12,2	11,9	12,3
50	12,8	14,8	***12,8***	12,6	12,4	13,0
70	13,8	15,2	12,8	12,9	12,8	***13,3***
100	14,1	15,4	12,6	13,0	12,7	13,3

Окончание табл. 2.3.2.2

150	15,3	16,7	13,2	14,2	13,1	13,6
200	***16,5***	17,2	13,8	15,2	13,8	14,2
250	16,5	16,9	14,4	15,4	14,3	14,6
300	16,9	17,2	15,0	15,8	14,7	14,9
400	19,2	19,1	17,4	17,7	16,7	16,8
500	***21,7***	***21,5***	***19,9***	***20,0***	***19,0***	***18,9***
700	23,9	23,8	22,1	21,7	20,8	20,6
850	19,3	19,5	18,1	17,6	17,1	16,6
925	15,0	15,6	14,1	14,5	13,4	14,5
1000	9,9	11,3	8,4	11,0	9,0	9,7
N	24672	28153	22104	20472	25030	24118

Примечание. В таблице п/ж курсивом отмечены уровни, на которых нарушается монотонность изменения среднеквадратических отклонений для относительной влажности.

Результаты, представленные в табл. 2.3.2.1, показывают, что для всех рассматриваемых арктических станций изменение относительной влажности с высотой монотонно. Аналогичный результат был получен для всех месяцев и сезонов.

Для отдельных станций за год (только для Норильска) в приземном слое отмечено увеличение относительной влажности. Для отдельных месяцев увеличение относительной влажности в приземном слое отмечено для Нарьян-Мара (с августа по октябрь), для Норильска (в июле и августе), для Жиганска (в январе, апреле и мае).

Из данных табл. 2.3.2.2 видно, что для всех станций среднеквадратические отклонения также убывают в тропосфере до уровня 500 гПа, а затем возрастают для континентальных станций (Нарьян-Мар, Норильск) монотонно, а для прибрежных (Шойна, Остров Диксон, Тикси) имеется интервал стабильности. В табл. 2.3.2.2 уровни, на которых нарушается монотонность изменения среднеквадратических отклонений относительной влажности, отмечены п/ж курсивом.

Таким образом немонотонность изменения абсолютной влажности в атмосфере проявлялась как в распределении средних значений, так и среднеквадратических отклонений. Для относительной влажности она проявляется в немонотонности изменения только среднеквадратических отклонений. Из данных табл. 2.3.2.2 для всех станций видно существование поверхности раздела (500 гПа), на которой возрастание среднеквадратических отклонений меняется на убывание.

2.3.3. Коэффициенты корреляций

Корреляции метеорологических величин являются важной климатической характеристикой атмосферы Земли. Они могут быть весьма полезны при тестировании климатических моделей [2].

Коэффициенты кросскорреляций между температурой и относительной влажностью

Количественной мерой связи между температурой и относительной влажностью воздуха служит коэффициент взаимной корреляции. Были вычислены коэффициенты кросскорреляций между нормированными значениями синхронных измерений температуры и относительной влажности для изобарических поверхностей в слое 925 – 10 гПа. Для расчетов использованы данные радиозондирования в Москве за 1964 – 2014 гг. Как отмечалось в разделе 2.1, нормирование временных рядов температуры и параметров влажности воздуха проводилось для удаления неоднородностей, обусловленных их годовой и суточной изменчивостью.

В разделе 2.1 было показано, что метод восстановления значений метеовеличины в неполном профиле основан на вертикальных автокорреляциях: температуры – с температурой, относительной влажности – с относительной влажностью. Поэтому представляет интерес сравнение кросскорреляций, рассчитанных на основе измеренных значений и на основе полных профилей (с учетом восстановленных).

Сравнение коэффициентов кросскорреляций между нормированными синхронными значениями температуры и относительной влажности для изобарических поверхностей, определенных по измеренными и по полным профилям, показал, что до уровня 100 гПа их соответствующие значения практически совпадают, а для более высоких уровней они могут различаться на 0,15 (осенью для уровня 10 гПа). Сравнение было проведено на основе данных радиозондирования в Москве за период 1964 – 2014 гг.

Как следует из данных расчетов для Москвы, коэффициенты кросскорреляции $r_{T,U}$ для всех сезонов по модулю не больше 0,4. Значимость полученных коэффициентов кросскорреляции $r_{T,U}$ ниже 50 %. При изменении одного из параметров в тропосфере, а второго – в стратосфере определены положительные корреляции, а при рассмотрении температуры и относительной влажности в тропосфере или в стратосфере определены положительные корреляции.

Для зимы и весны максимальные по модулю отрицательные корреляции определены между температурой на изобарической поверхности 200 гПа и влажностью – на изобарической поверхности 250 гПа. Для осени – температурой на уровне 150 гПа и влажностью – на уровне 200 гПа.

Для лета максимальные по модулю отрицательные корреляции определены между температурой и относительной влажностью для уровня 925 гПа, а максимальные положительные – между температурой на уровне 850 гПа и относительной влажностью – над тропопаузой (на уровне 200 гПа).

Коэффициенты кросскорреляций между относительной влажностью и температурой для Арктики РФ

В связи с неоднородностью потепления в Арктике кросскорреляции температуры и относительной влажности представлены для станций, расположенных в различных климатических районах Арктики РФ.

Для станций Арктики РФ были рассчитаны для изобарических поверхностей коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями температуры и относительной влажности, вычисленные по полным профилям, с учетом значимости коэффициентов корреляции. Для сезонов и за год в целом результаты показаны в табл. 2.3.3.1. Все корреляции небольшие. Их значимость менее 50 %.

Таблица 2.3.3.1

Интервалы изменений коэффициентов взаимной корреляции между нормированными синхронными значениями относительной влажности U и температурой T. Рассчитаны для сезонов и за год в целом по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные) в Арктике РФ. 1964–2014 гг. Все коэффициенты корреляции со значимостью ниже 50 %.

Название станции	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Североевропейский район Арктического региона РФ					
Мурманск	-0,22–0,21	-0,37–0,24	-0,50–0,31	-0,24–0,28	-0,27–0,26
Кандалакша	-0,22–0,27	-0,28–0,21	-0,29–0,26	-0,25–0,25	-0,26–0,22
Шойна	-0,23–0,32	-0,29–0,21	-0,35–0,25	-0,27–0,28	-0,28–0,21
Нарьян-Мар	-0,17–0,32	-0,23–0,24	-0,30–0,30	-0, 17–0, 27	-0,20–0, 25
Западно-Сибирский район Арктического региона РФ					
Салехард	-0,28–0, 30	-0,36–0,24	-0,39–0,30	-0,32–0,28	-0,33–0,22
Остров Диксон	-0,15–0,38	-0,23–0,21	-0,31–0,30	-0,22–0,23	-0,22–0,22
Норильск	-0,26–0,19	-0,36–0,20	-0,37–0,32	-0,29–0,24	-0,32–0,22
Восточно-Сибирский район Арктического региона РФ					
Оленек	-0,22–0,19	-0,31–0,17	-0,37–0,30	-0,28–0,26	-0,29–0,22
Тикси	-0,31–0,17	-0,36–0,23	-0,42–0,33	-0,33–0,28	-0,35–0,25
Жиганск	-0,23–0,27	-0,30–0,17	-0,34–0,26	-0,22–0,28	-0, 26–0,19
Верхоянск	-0,28–0,34	-0,32–0,20	-0,44–0,28	-0,26–0,22	-0,29–0,20

Коэффициенты кросскорреляций между относительной и абсолютной влажностью

Для станции Москва расчеты показали, что для всех сезонов коэффициенты кросскорреляций между нормированными значениями синхронных измерений относительной и абсолютной влажности, а также вычисленных на основе полных профилей практически совпадают для уровней от 925 до 250 гПа. Для изобарических поверхностей 200–50 гПа они немного (максимум на 0,02) выше при расчете по полным профилям. Аналогично, для уровней 30–10 гПа – для всех сезонов, но разница для зимы на 10 гПа достигает 0,13.

В табл. 2.3.3.2 представлены коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями относительной и абсолютной влажности для изобарических поверхностей, рассчитанные на основе полных профилей. Восстановление профилей выполнено на основе данных радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг.

Таблица 2.3.3.2

Коэффициенты взаимной корреляции между нормированными синхронными значениями относительной и абсолютной влажности. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг. 33 259 зондирований

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	0,19	0,57	0,88	0,55	0,55	32 828
20	0,19	0,54	0,88	0,59	0,55	32 925
30	0,22	0,60	0,90	0,66	0,59	32 944
50	0,28	0,63	0,89	0,71	0,63	32 959
70	0,34	0,63	0,87	0,71	0,64	32 960
100	0,39	0,63	0,80	0,65	0,62	33 080
150	0,38	0,54	0,65	0,49	0,52	33 086
200	0,29	0,29	0,27	0,27	0,28	33 091
250	0,36	0,33	0,49	0,45	0,41	33 090
300	0,62	0,64	0,68	0,64	0,65	33 092
400	0,63	0,70	0,78	0,69	0,70	33 103
500	0,68	0,75	0,85	0,74	0,75	33 106
700	0,72	0,77	0,81	0,75	0,76	33 107
850	0,66	0,55	0,43	0,55	0,55	33 109
925	0,58	0,52	0,45	0,44	0,50	33 083

Анализ табл. 2.3.3.1 показывает, что коэффициенты кросскорреляций между нормированными значениями синхронных значений относительной и абсолютной влажности положительны для всех изобарических поверхностей от 925 до 10 гПа во все сезоны.

Из данных табл. 2.3.3.1 следует, что в средней и верхней тропосфере (700–250 гПа) и слое стратосферы (150–10 гПа) летом связь между относительной и абсолютной влажностью наиболее сильная и слабая зимой и весной (на изобарической поверхности 250 гПа). В нижней тропосфере, наоборот, она наиболее сильная зимой и слабая летом. В переходные периоды коэффициенты кросскорреляций между относительной и абсолютной влажностью различаются слабо на всех изобарических поверхностях. На изобарической поверхности 200 гПа, в районе тропопаузы, корреляции слабые во все сезоны.

Коэффициенты кросскорреляций между относительной и абсолютной влажностью для Арктики РФ

Для арктических российских станций были рассчитаны для изобарических поверхностей коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями абсолютной и относительной влажности, вычисленные по полным профилям, с учетом значимости коэффициентов корреляции. За год в целом в табл. 2.3.3.3 приведены максимальные и минимальные коэффициенты кросскорреляций, а также уровни для относительной и абсолютной влажности, на которых достигаются экстремумы.

Все коэффициенты кросскорреляций между абсолютной и относительной влажностью положительные. Для всех станций максимальные коэффициенты кросскорреляций составляют около 0,6–0,7, их уровень значимости не ниже 95 %. Все минимальные коэффициенты кросскорреляций – около нуля, они определены со значимостью менее 50 %.

Для Североевропейского района Арктического региона РФ максимальные коэффициенты кросскорреляций максимальны и для Восточно-Сибирского района – минимальны.

Таблица 2.3.3.3

Максимальные и минимальные коэффициенты взаимной корреляции между нормированными синхронными значениями относительной U и абсолютной влажности a. Рассчитаны за год в целом по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные) в Арктике РФ. 1964–2014 гг.

Название станции	max	a на уровне, гПа	U на уровне, гПа	min	a на уровне, гПа	U на уровне, гПа
Североевропейский район Арктического региона РФ						
Мурманск	**0,68**	700	700	0,02	850	400
Кандалакша	**0,74**	850	400	0,06	10	10
Шойна	**0,70**	700	700	0,03	850	400
Нарьян-Мар	**0,69**	700	700	0,03	850	400
Западно-Сибирский район Арктического региона РФ						
Салехард	**0,66**	700	700	0,05	400	1000
Остров Диксон	**0,62**	700	700	0,00	850	400
Норильск	**0,63**	700	700	0,06	1000	10
Восточно-Сибирский район Арктического региона РФ						
Оленек	**0,56**	700	700	0,04	850	400
Тикси	**0,56**	700	700	0,02	850	400
Жиганск	**0,59**	700	700	0,00	850	400
Верхоянск	**0,56**	70	70	0,08	400	1000

Примечание. В таблице жирным шрифтом отмечены корреляции со значимостью не ниже 95 %.

2.3.4. Распределение и суточный ход характеристик относительной влажности в пограничном слое атмосферы

От распределения температуры и относительной влажности в пограничном слое атмосферы зависят метеорологическая дальность видимости, наличие туманов, от распределения ветра в нем зависят перенос производственных выбросов, скорость испарения влаги с поверхности земли и водоемов [6, 21, 22].

Известно, что суточный ход относительной влажности хорошо выражен [60]. Относительная влажность в послеполуденные часы резко

уменьшается и достигает минимума в 15–17 ч. Ее максимальные значения наблюдаются только ночью при минимуме температуры [60].

Распределение относительной влажности в пограничном слое атмосферы для станции Москва

В табл. 2.2.4.1 и 2.2.4.2 приведены распределения многолетних средних сезонных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений относительной влажности в пограничном слое атмосферы. Результаты получены на основе данных радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг., прошедших процедуру комплексного контроля и контроля, разработанного специально для данных в пограничном слое. При построении профилей относительной влажности в пограничном слое был использован метод сплайновой интерполяции на базе кубического сплайна Акимы.

За 1964–2014 гг. 33 259 аэрологических телеграмм содержат достаточно наблюдений в рамках пограничного слоя атмосферы. Они были использованы для оценки параметров пограничного слоя. Внутри этого слоя имеются в среднем 8 уровней наблюдения главным образом за счет особых точек вертикальных профилей температуры и ветра, т. е. уровней, где нарушается линейность изменения профилей [6]. Более детальная информация о годовом ходе параметров зондирования и амплитуды их суточного хода, разницы значений для сроков 12 и 00 GMT параметров зондирования пограничного слоя атмосферы была рассмотрена выше, в разделе 2.1.1.

Изменение температуры и турбулентного обмена обусловливает хорошо выраженный суточный ход характеристик влажности [60], поэтому расчеты проведены раздельно для сроков 00 и 12 GMT.

Распределения многолетних средних сезонных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений относительной влажности в пограничном слое (табл. 2.2.4.1 и 2.2.4.2) рассчитаны по полным профилям радиозондирования, включая восстановленные.

Данные табл. 2.3.4.1 показывают, что в пограничном слое средние значения относительной влажности монотонно уменьшаются с высотой только весной и осенью для срока 00 GMT. Для зимы и лета в оба срока, а для переходных сезонов в срок 12 GMT слои возрастания чередуются со слоями убывания. Для всех сезонов на всех высотах относительная влажность для срока 00 GMT больше, чем для срока 12 GMT. Минимальная влажность для каждого из уровней в слое 50–2000 км отмечена весной для срока 12 GMT. Максимальные значения отмечены зимой и осенью для срока 00 GMT.

Из данных табл. 2.3.4.2 видно, что зимой, весной и осенью для срока 00 GMT среднеквадратические отклонения относительной влажности монотонно возрастают с высотой в слое 50–2000 м. Для срока 12 GMT они монотонно возрастают только зимой. Летом для обоих сроков, а в переходные сезоны для срока 12 GMT слои возрастания среднеквадратических отклонений чередуются со слоями их убывания. Их минимальные значения определены летом на всех высотах для обоих сроков. Их максимальные значения отмечены в слое 00–900 м весной для срока 12 GMT, а выше – зимой в срок 00 или 12 GMT.

Таблица 2.3.4.1

Средние значения $\overline{U}$ относительной влажности U, %, в пограничном слое для сроков 00 и 12 GMT. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг. 33 259 зондирований. *N* – число наблюдений. Для срока 00 GMT зимой – 4274, весной – 4309, летом – 4283 зондирований, осенью – 4171 зондирование. Для срока 12 GMT зимой – 3711 , весной – 3739, летом – 3864, осенью – 3625 зондирований.

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		*N*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
2000	64,9	63,9	65,9	65,2	72,7	72,6	66,4	65,6	16977	14864
1900	65,8	64,8	66,6	65,9	73,3	73,2	67,4	66,9	16977	14864
1800	66,7	65,8	67,3	66,4	73,8	73,7	68,6	68,2	16977	14864
1700	67,7	66,9	67,9	66,8	74,2	73,9	69,8	69,4	16977	14864
1600	68,9	68,0	68,4	67,2	74,5	***73,9***	71,1	70,7	16977	14864
1500	70,1	69,2	68,8	67,4	***74,6***	***73,7***	72,4	72,0	16977	14864
1400	71,4	70,5	69,2	***67,5***	***74,7***	***73,3***	73,6	73,2	16977	14864
1300	72,7	71,8	69,4	***67,4***	***74,5***	***72,7***	74,9	74,2	16976	14864
1200	73,9	73,1	69,6	***67,2***	***74,2***	***71,9***	76,0	75,0	16976	14864
1100	75,2	74,4	***69,7***	***66,7***	***73,6***	***70,9***	77,0	75,9	16975	14863
1000	76,5	75,6	***69,7***	***66,1***	***73,0***	***69,7***	77,9	76,6	16975	14861
900	77,8	76,8	***69,6***	***65,5***	***72,5***	***68,4***	78,7	77,2	16975	14860
800	79,1	77,9	69,6	***64,7***	***72,0***	***67,1***	79,6	77,6	16975	14859
700	80,4	78,9	69,7	***63,9***	***71,7***	***65,8***	80,4	***77,9***	16974	14859
600	81,6	79,6	70,0	***63,0***	***71,7***	***64,5***	81,1	***77,9***	16973	14850
500	82,6	80,2	70,5	***62,1***	72,0	***63,3***	81,8	***77,7***	16924	14811
400	83,3	***80,5***	71,2	***61,2***	72,8	***62,2***	82,6	***77,3***	16885	14775
300	83,8	***80,5***	72,3	***60,3***	74,4	***61,1***	83,5	***76,7***	16872	14755
200	84,2	***80,3***	73,8	***59,5***	76,8	***60,3***	84,6	***76,0***	16838	14727
150	84,2	***80,1***	74,8	***59,2***	78,5	***59,9***	85,2	***75,6***	16827	14725
100	***84,3***	***79,9***	76,0	***59,0***	80,6	***59,6***	85,9	***75,2***	16808	14712
50	***84,3***	***79,7***	77,4	***58,8***	83,1	***59,4***	86,7	***74,8***	16794	14691
0	***84,3***	***79,5***	79,1	58,9	86,2	***59,3***	87,6	***74,4***	16746	14613

Примечание. Слои возрастания относительной влажности в таблице отмечены п/ж курсивом.

Таблица 2.3.4.2

Среднеквадратические отклонения σ_U относительной влажности U, %, в пограничном слое для сроков 00 и 12 GMT. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг. 33 259 зондирований. *N* – число наблюдений.

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		*N*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
2000	***25,6***	25,6	***23,9***	***23,6***	***18,7***	***17,9***	25,8	***25,4***	16977	14864
1900	***25,5***	***25,5***	***23,4***	***23,2***	***17,9***	***17,2***	***25,5***	***25,1***	16977	14864
1800	***25,3***	***25,3***	***22,9***	***22,9***	***17,1***	***16,7***	***25,1***	***24,7***	16977	14864
1700	***25,1***	***25,0***	***22,4***	***22,4***	***16,4***	***16,1***	***24,6***	***24,2***	16977	14864

Окончание табл. 2.3.4.2

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		*N*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
1600	***24,7***	***24,7***	***22,0***	***22,0***	***15,7***	***15,7***	***23,9***	***23,6***	16977	14864
1500	***24,2***	***24,3***	***21,5***	***21,5***	***15,0***	***15,3***	***23,2***	***23,0***	16977	14864
1400	***23,7***	***23,9***	***21,1***	***21,2***	***14,6***	***15,0***	***22,5***	***22,4***	16977	14864
1300	***23,2***	***23,3***	***20,7***	***20,9***	***14,2***	15,0	***21,6***	***21,7***	16976	14864
1200	***22,6***	***22,7***	***20,4***	***20,7***	14,1	15,1	***20,8***	***21,1***	16976	14864
1100	***21,8***	***21,9***	***20,2***	***20,6***	14,2	15,3	***20,0***	***20,3***	16975	14863
1000	***20,9***	***21,1***	***20,1***	***20,4***	14,3	15,5	***19,2***	***19,4***	16975	14861
900	***19,9***	***20,2***	***19,9***	20,4	14,7	15,8	***18,3***	***18,5***	16975	14860
800	***18,7***	***19,1***	***19,7***	20,4	15,1	16,1	***17,3***	***17,6***	16975	14859
700	***17,3***	***18,0***	***19,6***	20,4	15,5	16,4	***16,4***	***16,8***	16974	14859
600	***15,9***	***16,8***	***19,3***	20,4	15,7	16,6	***15,6***	***16,1***	16973	14850
500	***14,4***	***15,5***	***19,0***	20,3	***15,9***	16,8	***14,7***	***15,6***	16924	14811
400	***13,0***	***14,3***	***18,4***	***20,3***	***15,8***	17,0	***13,6***	***15,3***	16885	14775
300	***11,6***	***13,2***	***17,7***	***20,1***	***15,3***	17,1	***12,5***	***15,2***	16872	14755
200	***10,5***	***12,5***	***16,7***	***19,9***	***14,3***	17,2	***11,2***	***15,1***	16838	14727
150	***10,1***	***12,2***	***16,0***	***19,8***	***13,5***	17,3	***10,6***	15,1	16827	14725
100	***9,8***	***12,1***	***15,2***	***19,6***	***12,4***	17,3	***9,9***	15,2	16808	14712
50	***9,7***	***12,0***	***14,5***	***19,5***	***11,2***	17,4	***9,4***	15,3	16794	14691
0	10,1	12,2	***14,2***	19,5	***10,7***	17,7	9,4	15,5	16746	14613

Примечание. Слои возрастания среднеквадратических отклонений для относительной влажности отмечены п/ж курсивом.

Для более детального анализа внутригодового изменения относительной влажности в пограничном слое атмосферы на рис. 2.3.4.1 *а* и 2.3.4.1 *б* показаны сглаженные многолетние средние значения и среднеквадратические отклонения для срока 00 GMT для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям (включая восстановленные) на основе данных радиозондирования в Москве за период 1964 – 2014 гг.

Рисунки демонстрируют внутригодовую и пространственную (по высоте) изменчивость относительной влажности в пограничном слое. Максимальные средние месячные значения относительной влажности (на рисунке отмечены синим цветом) определены в сентябре на уровне земли, а минимальные (на рисунке отмечены розовым цветом) – в феврале на уровне 2000 м. Для среднеквадратических отклонений максимальные значения определены в ноябре на высоте 2000 м, а минимальные – в декабре на уровне 50 м.

Для анализа внутригодовой и пространственной изменчивости суточного хода многолетних средних значений и среднеквадратических отклонений относительной влажности на рис. 2.3.4.1 *в* и 2.3.4.1 *г* показаны разницы в соответствующих значениях средних (*в*) и среднеквадратических отклонений (*г*) для сроков 12 и 00 GMT в пограничном слое для месяцев, сезонов и за год. Рис. 2.3.4.1 *в* и 2.3.4.1 *г* демонстрируют неоднородную структуру суточного хода в пограничном слое для средних значений и среднеквадратических отклонений относительной влажности. Видно, что

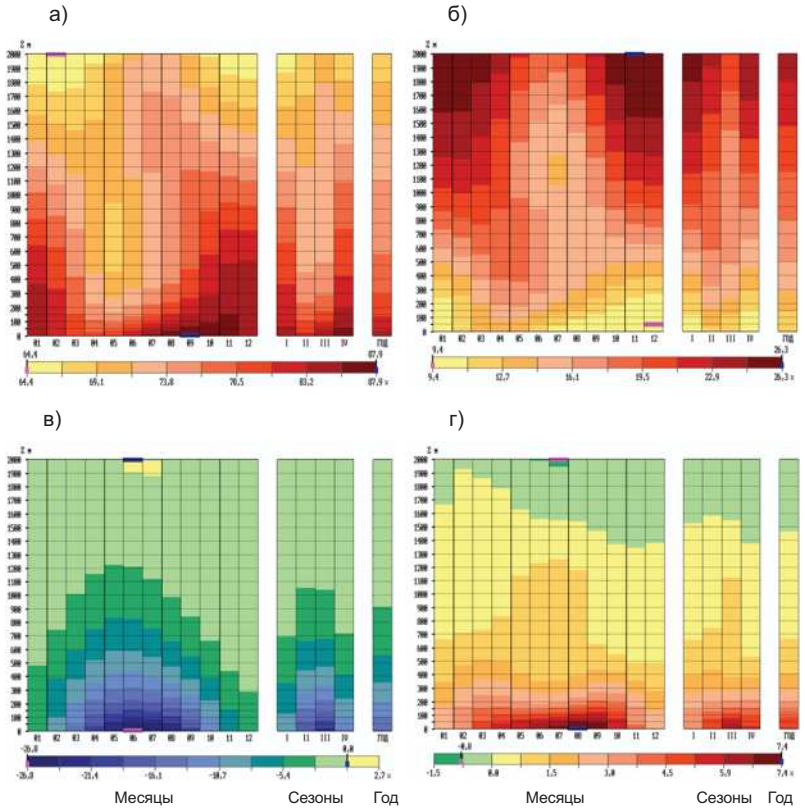


Рис. 2.3.4.1. Многолетние средние значения (а) и среднеквадратические отклонения (б) относительной влажности U, %, для срока 00 GMT и разницы в соответствующих значениях средних (в) и среднеквадратических отклонений (г) для сроков 12 и 00 GMT в пограничном слое (до 2000 м) для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие минимальные и максимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг.

разницы соответствующих значений для сроков 12 и 00 GMT могут быть как положительными, так и отрицательными.

В основном в пограничном слое многолетние средние значения для относительной влажности для срока 12 GMT меньше, чем для срока 00 GMT. Наибольшее различие для средних значений видно в нижней части пограничного слоя в теплые месяцы (рис. 2.3.4.1 *в*). Для конкретного месяца на определенном уровне амплитуда суточного хода может достигать 26,8 % , например, для июня.

Среднеквадратические отклонения относительной влажности в слое до 1300 м для всех месяцев для срока 12 GMT больше, чем для срока 00 GMT (см. рис. 2.3.4.1*г*), их разница максимальна для августа. Для конкретного месяца на определенном уровне амплитуда суточного хода для среднеквадратического отклонения может достигать 7,4 %, например в августе на уровне земли. В верхней части пограничного слоя, на высотах выше 1700 м, среднеквадратические отклонения для срока 12 GMT меньше, чем для срока 00 GMT для всех месяцев, за исключением февраля, марта и апреля. Здесь амплитуда суточного хода среднеквадратического отклонения не превышает 0,8 %.

2.3.5. Средние значения относительной влажности на высоте нижней границы облачности при различных состояниях облачного небосвода

Облака являются одним из важнейших факторов, определяющих климат. Изменения облачности видоизменяют приходящую и уходящую радиацию, зависят от ее яруса, количества, вертикальной мощности и композиции. Изменения в распределении облачности могут иметь очень важное обратное влияние на климат [173, 183].

Для восстановления количества и границ облачности по радиозондовым данным обычно используются значения относительной влажности и дефицита точки росы [13, 166]. В данной работе приводится исследование средних значений относительной влажности на уровне нижней границы облачности при различных состояниях облачного небосвода.

Метод

Профиль относительной влажности аппроксимируется кубическим сплайном [134]. Затем вычисляется значение относительной влажности на высоте нижней границы облачности, которая взята из наземных наблюдений за облаками. Средние значения относительной влажности для различных значений температуры на высоте нижней границы облачности вычислялись при различных состояниях облачного неба: 0–20 %, 20–60 %, 60–80 %, 80–100 %.

Результаты

Для вычисления средних значений относительной влажности были использованы двухсрочные данные радиозондирования и наземные наблюдения за облачностью за период 1975–1980 гг. для следующих одиннадцати американских радиозондовых станций: Амарилло (Amarillo), Хаттерас (Cape Hatteras), Браунсвилл (Brownsville), Олбани (Albany), Спокан (Spokane), Медфорд (Medford), Или (Ele), мыс Барроу (Point Barrow), Хило (Hilo), Мидвей (Midway), Мак-Мердо (McMurdo). Для анализа были выбраны только случаи с одним видимым слоем облаков. Результаты расчетов для толстых, тонких и всех облачных слоев показаны на рис. 2.3.5.1.

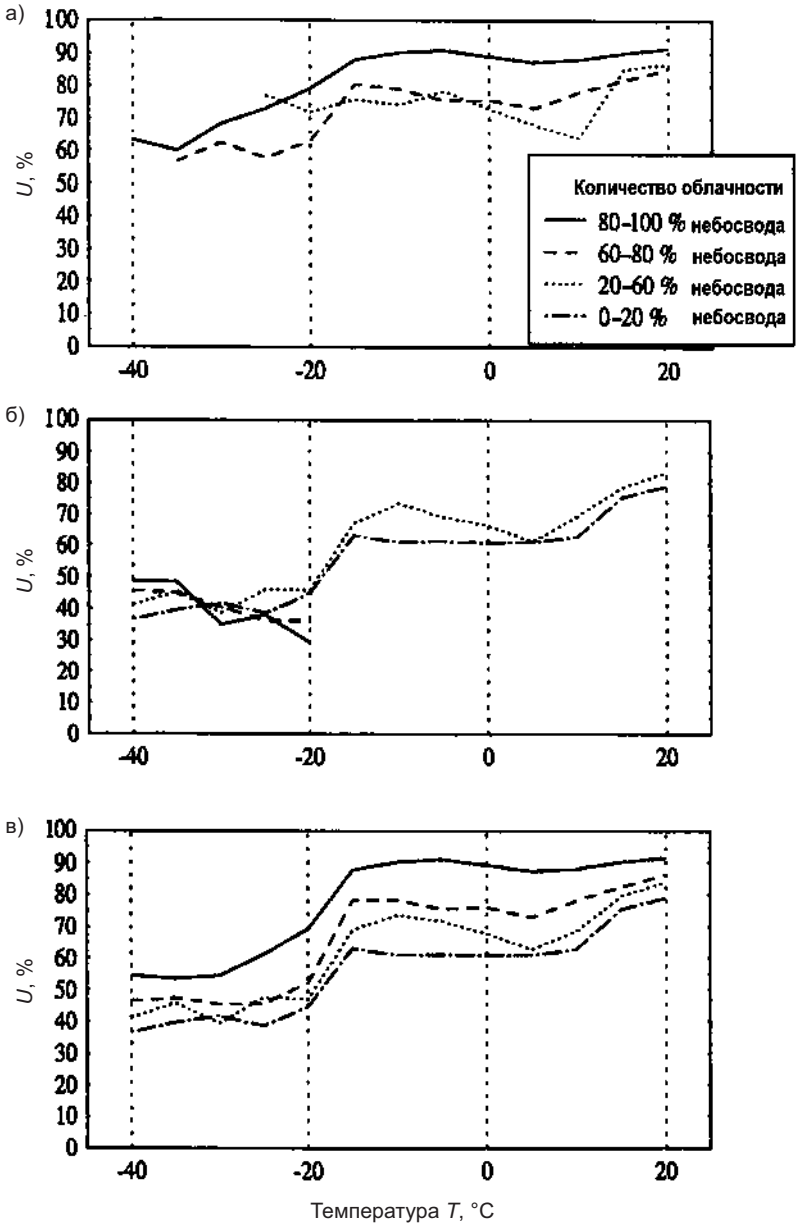


Рис. 2.3.5.1. Средние значения $\overline{U}$, %, относительной влажности U, %, на уровне нижней границы облачности для толстых (а), тонких (б) и всех облачных слоев (в) при различных состояниях облачного небосвода. [173]

Можно сделать следующий вывод: средние значения относительной влажности на высоте нижней границы облачности зависят от температуры, количества облачности и толщины облаков.

2.4. Дефицит точки росы

Для более полного использования данных радиозондирования, для улучшения нашего понимания распределения различных параметров влажности в атмосфере и их климатических изменений ниже проведено исследование дефицита точки росы.

В разделе 2.4 приведены результаты применения техники восстановления профилей влажности в атмосфере с помощью описанного в разделе 2.1 метода к расчету средних значений, среднеквадратических отклонений, автокорреляций и кросскорреляций на примере данных о дефиците точки росы.

2.4.1. Распределение дефицита точки росы на изобарических поверхностях для станции Москва

Как для абсолютной и относительной влажности, прежде чем применять результаты, полученные на основе множества полных профилей к расчету корреляций, проведено сравнение статистических характеристик дефицита точки росы на изобарических поверхностях, полученных для станции Москва по двум множествам данных. Они рассчитаны на основе данных только радиозондовых измерений и по множеству всех полных профилей.

Многолетние средние годовые и сезонные значения и соответствующие среднеквадратические отклонения дефицита точки росы, $\Delta\tau$, на изобарических поверхностях представлены в табл. 2.4.1.1 и 2.4.1.2. Результаты получены на основе данных радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг.

Особенности распределения многолетних средних годовых и сезонных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений дефицита точки росы на изобарических поверхностях, рассчитанные по полным профилям радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг., представлены в табл. 2.4.1.3 и 2.4.1.4.

Анализ табл. 2.4.1.1 и 2.4.1.3 показал, что средние значения дефицита точки росы на изобарических поверхностях, рассчитанные только по данным радиозондирования и по полным профилям, совпадают от уровня земли до изобарической поверхности 400 гПа, разница составляет не более 0,1 °С для изобарических поверхностей в слое 300–100 гПа и 0,4 °С – для изобарических поверхностей в слое 70–10 гПа.

Для среднеквадратических отклонений дефицита точки росы на изобарических поверхностях, рассчитанных только по данным радиозондирования и по полным профилям, разница значений зависит от высоты. Для интервала высот от уровня 925 гПа до 100 гПа она составляет не более 0,1 °С, для уровней 70–20 гПа – не более 0,2 °С и для уровня 10 гПа – 0,9 °С (см. табл. 2.4.1.2 и 2.4.1.4).

Таблица 2.4.1.1

Средние годовые и сезонные значения $\overline{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	9,8	13,9	16,8	11,9	13,4	3756
20	8,9	11,9	14,6	10,8	11,8	12233
30	8,7	11,3	13,5	10,5	11,1	16229
50	8,4	10,6	12,4	9,9	10,4	19851
70	8,3	10,2	11,7	9,6	10,0	21725
100	7,7	9,3	10,6	8,7	9,1	28845
150	7,1	8,2	9,2	7,7	8,1	30407
200	6,3	6,9	7,3	6,7	6,8	31156
250	5,9	6,3	6,4	6,2	6,2	31593
300	5,9	6,3	6,8	6,3	6,3	31997
400	6,4	7,2	8,3	7,2	7,3	32524
500	7,0	8,2	9,3	8,2	8,2	32732
700	7,2	7,7	6,7	7,9	7,4	32903
850	4,8	5,7	4,8	4,7	5,0	32965
925	3,1	6,4	6,2	3,6	4,8	32067

Таблица 2.4.1.2

Годовые и сезонные среднеквадратические отклонения $\sigma_{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	3,8	4,6	4,7	4,1	5,1	3756
20	3,9	4,3	4,7	4,0	4,7	12233
30	4,0	4,1	4,5	4,4	4,6	16229
50	3,9	4,0	4,4	4,2	4,4	19851
70	3,9	3,9	4,3	4,2	4,3	21725
100	3,8	3,8	4,0	4,0	4,0	28845
150	3,8	3,7	3,9	3,9	3,9	30407
200	3,6	3,5	3,6	3,6	3,6	31156
250	3,4	3,3	3,2	3,4	3,4	31593
300	3,5	3,4	3,4	3,6	3,5	31997
400	4,1	4,3	4,8	4,6	4,5	32524
500	5,1	5,5	5,9	5,8	5,7	32732
700	6,3	6,8	6,2	7,0	6,6	32903
850	5,3	4,8	3,3	5,3	4,8	32965
925	3,5	5,0	4,0	3,6	4,3	32067

Таблица 2.4.1.3

Средние годовые и сезонные значения $\overline{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	9,6	13,9	16,8	11,7	13,0	32828
20	8,7	11,8	14,5	10,5	11,4	32925
30	8,4	11,1	13,2	10,1	10,7	32944
50	8,2	10,4	12,1	9,6	10,1	32959
70	8,0	9,9	11,4	9,2	9,7	32960
100	7,7	9,3	10,6	8,6	9,1	33080
150	7,1	8,2	9,2	7,7	8,1	33086
200	6,4	7,0	7,3	6,7	6,8	33091
250	5,9	6,3	6,5	6,2	6,2	33090
300	5,9	6,4	6,8	6,3	6,3	33092
400	6,4	7,2	8,3	7,2	7,3	33103
500	7,0	8,2	9,3	8,2	8,2	33106
700	7,2	7,7	6,7	7,9	7,4	33107
850	4,8	5,7	4,8	4,7	5,0	33109
925	3,1	6,4	6,2	3,6	4,8	33083

Таблица 2.4.1.4

Годовые и сезонные средние квадратические отклонения $\sigma_{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	3,0	3,9	3,8	3,9	4,6	32828
20	3,7	4,4	4,7	4,0	4,7	32925
30	3,8	4,2	4,4	4,1	4,5	32944
50	3,8	4,1	4,3	4,1	4,3	32959
70	3,9	4,0	4,2	4,0	4,2	32960
100	3,9	3,8	4,0	3,9	4,0	33080
150	3,8	3,7	3,9	3,9	3,9	33086
200	3,6	3,5	3,6	3,6	3,6	33091
250	3,4	3,3	3,2	3,4	3,3	33090
300	3,5	3,4	3,4	3,5	3,5	33092
400	4,1	4,3	4,8	4,6	4,5	33103
500	5,1	5,5	5,9	5,8	5,6	33106
700	6,3	6,7	6,2	7,0	6,6	33107
850	5,3	4,8	3,3	5,3	4,8	33109
925	3,5	4,9	4,0	3,6	4,3	33083

Анализ данных табл. 2.4.1.1 и 2.4.1.3 с точки зрения внутригодовой изменчивости дефицита точки росы на каждой изобарический поверхности показал, что для изобарических поверхностей 500–10 гПа максимальные средние значения отмечены летом и минимальные – зимой. Для 700 гПа максимум отмечен осенью и минимум – летом, на 850 гПа максимум отмечен весной и минимум – осенью, для 925 гПа максимум отмечен весной и минимум – зимой.

Данные табл. 2.4.1.1 и 2.4.1.3 демонстрируют, что можно выделить несколько слоев атмосферы с возрастанием и убыванием средних значений дефицита точки росы.

Средние значения дефицита точки росы монотонно возрастают с высотой от 200 до 10 гПа для всех сезонов и за год в целом.

Зимой, осенью и за год в тропосфере видно существование одного слоя с увеличением среднего значения дефицита точки росы начиная от уровня 925 гПа до 700 гПа зимой и до 500 гПа – осенью и за год. Также видно наличие одного слоя с его убыванием, 700–250 гПа – для зимы и 500–250 гПа – для осени и года.

Весной и летом в тропосфере видно (см. табл. 2.4.1.1 и 2.4.1.3) существование слоя, 850–500 гПа, с увеличением среднего значения дефицита точки росы и двух слоев, 925–850 гПа и 400–250 гПа, с его убыванием.

На рис. 2.4.1.1 *а* и 2.4.1.1 *б* показаны сглаженные многолетние средние значения и среднеквадратические отклонения дефицита точки росы в срок 00 GMT на изобарических поверхностях 925–10 гПа для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям на основе данных радиозондирования в Москве за период 1964–2014 гг. Рисунки демонстрируют внутригодовую и пространственную (по высоте) изменчивость дефицита точки росы. Видно, что слои с увеличением средних значений/среднеквадратических отклонений чередуются со слоями их уменьшения. Максимальные средние месячные значения дефицита точки росы (на рисунке отмечены синим цветом) определены в июне на уровне 10 гПа, а минимальные (на рисунке отмечены розовым цветом) – в сентябре на уровне 925 гПа. Амплитуда изменений средних месячных значений по высоте составляет от 2,9–16,1 °С. Для среднеквадратических отклонений максимальные значения определены в октябре на уровне 700 гПа, а минимальные – в декабре на уровне 10 гПа. Амплитуда изменений среднеквадратических отклонений по высоте составляет 2,6–6,9 °С.

Для анализа внутригодовой и пространственной изменчивости суточного хода многолетних средних значений и среднеквадратических отклонений для дефицита точки росы на рис. 2.4.1.1 *в* и 2.2.1.1 *г* показаны разницы в соответствующих значениях средних (*в*) и среднеквадратических отклонений (*г*) для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях для месяцев, сезонов и за год. Рис. 2.4.1.1 *в* и 2.4.1.1 *г* демонстрируют неоднородную структуру суточного хода. Для средних значений соответствующие разницы для сроков 12 и 00 GMT положительные, т. е. дефицит днем больше, чем ночью на всех изобарических поверхностях для всех месяцев. Соответствующие разницы среднеквадратических отклонений для сроков 12 и 00 GMT могут быть как положительными, так и отрицательными.

Многолетние средние месячные, сезонные и за год в целом значения дефицита точки росы для срока 12 GMT больше, чем для срока 00 GMT. Наибольшее различие для средних значений видно в нижней тропосфере в теплые месяцы (рис. 2.4.1.1 *в*). Во все месяцы в слое стратосферы 20 – 10 гПа многолетние средние значения дефицита точки росы для срока 12 GMT существенно больше, чем для срока 00 GMT. Амплитуда изменений суточного хода для средних месячных значений составляет 0,07 – 2,06 °С.

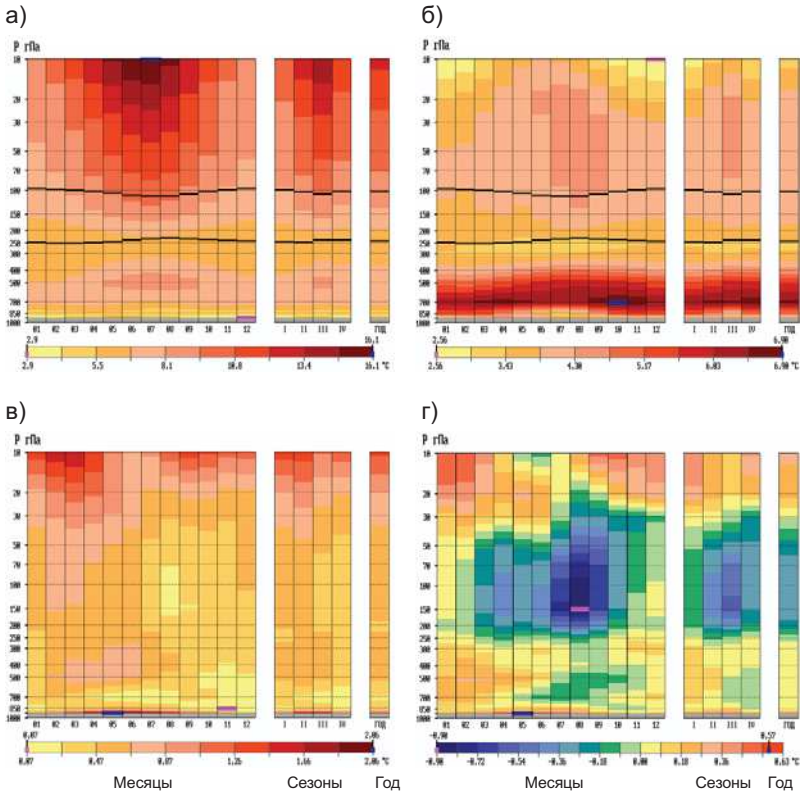


Рис. 2.4.1.1. Многолетние средние значения (а) и среднеквадратические отклонения (б) для дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С, для срока 00 GMT и разницы в соответствующих значениях средних (в) и среднеквадратических отклонений (г) для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие минимальные и максимальные значения. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964 – 2014 гг.

Суточный ход среднеквадратических отклонений дефицита точки росы наиболее выражен в приземном слое и выше тропопаузы. В приземном слое и стратосфере на уровне 20 – 10 гПа среднеквадратические отклонения для срока 12 GMT в основном больше, чем для срока 00 GMT, а в нижней стратосфере – наоборот, для срока 12 GMT в основном меньше, чем для срока 00 GMT (см. рис. 2.4.1.1 *г*). Изменения суточного хода среднеквадратических отклонений составляют -0,90 ... + 0,57 °С.

2.4.2. Внутригодовая изменчивость распределения дефицита точки росы в атмосфере в полярных регионах земного шара

В разделе 2.2.2 на основании данных о распределении абсолютной влажности в тропосфере и стратосфере была высказана гипотеза о существовании влагопаузы в стратосфере. Немонотонное изменение абсолютной влажности в атмосфере проявлялось как в распределении ее средних значений, так и соответствующих среднеквадратических отклонений.

Результаты, представленные в разделе 2.3.2, показали, что для всех рассматриваемых арктических станций изменение относительной влажности с высотой монотонно. Аналогичный результат был получен для всех месяцев и сезонов. Для относительной влажности немонотонность изменения с высотой проявляется только для среднеквадратических отклонений. Из данных табл. 2.3.2.2 для всех станций видно существование поверхности раздела (500 гПа), на которой возрастание среднеквадратических отклонений сменяется их убыванием с высотой.

В разделе 2.4.2 рассмотрен вопрос о внутригодовой и пространственной изменчивости распределения дефицита точки росы в атмосфере над полярными регионами.

Исследования распределения дефицита точки росы важны с точки зрения исследования вертикальной структуры атмосферы и условий для образования облачности. Основное внимание уделено анализу вертикального распределения с точки зрения монотонности изменения влажности в атмосфере над Северным и Южным полярными регионами.

В качестве информационной базы служили данные радиозондовых наблюдений за период 1964 – 2014 гг., проводимых на российских арктических и антарктических станциях (см. табл. 2.1.1.1), содержащиеся в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74].

Среди арктических станций были выбраны две станции: прибрежная станция Мурманск, расположенная в Североевропейском районе (СЕ) Арктики РФ и континентальная – Верхоянск, расположенная в Восточно-Сибирском районе (ВС).

Среди антарктических станций были выбраны следующие станции: Беллинсгаузен, расположенная в западной части Антарктики, Мирный и Кейси, расположенные в восточной части Антарктики, и континентальная

станция Амундсен – Скотт. Из четырех станций – две российские. Станции расположены на разных высотах.

Соответствующие распределения многолетних средних сезонных и годовых значений, а также соответствующих среднеквадратических отклонений дефицита точки росы на изобарических поверхностях, рассчитанные по полным профилям радиозондирования, представлены в табл. 2.4.2.1 – 2.4.2.12. В таблицах жирным шрифтом отмечены уровни, на которых нарушается монотонность изменения дефицита точки росы, п/ж курсивом – участки их монотонного изменения (убывания или возрастания).

Таблица 2.4.2.1

Средние годовые и сезонные значения $\overline{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Мурманске (включая восстановленные). 1964 – 2014 гг. Число зондирований для зимы – 7719, весны – 7709, лета – 7154, осени – 7777, за год в целом – 30 359.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	***14,2***	***17,2***	***19,8***	***15,8***	***16,5***	28 391
20	***11,6***	***14,9***	***16,8***	***13,0***	***14,0***	28 697
30	***11,0***	***14,0***	***15,9***	***12,5***	***13,2***	28 715
50	***10,6***	***13,3***	***15,1***	***12,1***	***12,7***	28 723
70	***10,4***	***12,9***	***14,6***	***11,9***	***12,4***	28 726
100	***9,9***	***12,1***	***13,5***	***11,2***	***11,6***	29 026
150	***9,3***	***11,2***	***12,3***	***10,2***	***10,7***	29 048
200	***7,9***	***9,4***	***9,9***	***8,3***	***8,9***	29 058
250	***6,5***	***7,4***	***7,3***	***6,4***	***6,9***	29 069
300	***5,9***	***6,3***	***6,3***	***5,8***	***6,1***	29 101
400	**6,1**	**6,4**	**6,9**	**6,3**	**6,4**	29 950
500	***6,6***	***7,0***	***7,7***	***7,0***	***7,1***	30 313
700	***6,3***	***6,5***	***6,5***	***6,2***	***6,4***	30 356
850	***3,8***	***4,0***	***4,0***	***3,5***	***3,9***	30 359
925	***2,9***	***3,6***	***3,8***	***2,9***	***3,3***	30 253

Таблица 2.4.2.2

Годовые и сезонные средние квадратические отклонения $\sigma_{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Мурманске (включая восстановленные). 1964 – 2014 гг. Число зондирований для зимы – 7719, весны – 7709, лета – 7154, осени – 7777, за год в целом – 30 359.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	***5,6***	***6,1***	***6,9***	***6,2***	***6,2***	28 391
20	**6,3**	**6,9**	**7,0**	**6,3**	**6,6**	28 697

Окончание табл. 2.4.2.2

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
30	***6,2***	6,9	6,9	6,3	6,6	28715
50	***6,4***	7,0	7,1	6,5	6,8	28723
70	***6,5***	**7,1**	**7,2**	**6,7**	**6,9**	28726
100	**6,6**	**7,1**	**7,1**	**6,7**	**6,9**	29026
150	***6,7***	***7,5***	***7,5***	***6,9***	***7,2***	29048
200	***5,9***	***7,0***	***7,1***	***6,1***	***6,6***	29058
250	***4,5***	***5,4***	***5,0***	***4,3***	***4,9***	29069
300	***3,7***	***4,0***	***3,6***	***3,4***	***3,7***	29101
400	**3,9**	**4,0**	**4,2**	**4,0**	**4,1**	29950
500	**4,9**	**4,9**	**5,4**	**5,2**	**5,1**	30313
700	***5,8***	***5,8***	***6,0***	***5,9***	***5,9***	30356
850	***4,1***	***4,2***	***4,0***	***3,9***	***4,1***	30359
925	***2,6***	***3,1***	***3,2***	***2,5***	***2,9***	30253

Таблица 2.4.2.3

Средние годовые и сезонные значения $\overline{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Верхоянске (включая восстановленные). 1964–2014 гг. Число зондирований для зимы – 6600, весны – 6890, лета – 6506, осени – 6591, за год в целом – 26587.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	***11,6***	***14,6***	***15,8***	***11,9***	***13,6***	26229
20	***11,1***	***13,5***	***14,5***	***11,3***	***12,7***	26293
30	***9,8***	***12,3***	***13,3***	***10,3***	***11,5***	26315
50	***8,4***	***10,9***	***12,1***	***9,3***	***10,2***	26328
70	***7,6***	***9,9***	***11,1***	***8,6***	***9,4***	26346
100	***6,9***	***8,9***	***10,0***	***7,8***	***8,4***	26532
150	***5,9***	***7,5***	***8,4***	***6,6***	***7,1***	26550
200	***5,0***	***6,2***	***6,7***	***5,3***	***5,8***	26564
250	***4,3***	***5,2***	***5,6***	***4,5***	***4,9***	26570
300	***4,2***	***5,0***	5,6	4,5	***4,8***	26578
400	**4,5**	**5,4**	**6,4**	**5,0**	**5,4**	26582
500	***5,0***	***6,0***	***7,2***	***5,6***	***5,9***	26584
700	***4,8***	***5,7***	***5,9***	***5,0***	***5,4***	26586
850	***4,2***	***5,4***	***6,2***	***4,5***	***5,1***	26587
925	**4,2**	**6,0**	**7,0**	**4,7**	**5,5**	26517

Таблица 2.4.2.4

Годовые и сезонные средние квадратические отклонения $\sigma_{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Верхоянске (включая восстановленные). 1964–2014 гг. Число зондирований для зимы – 6600, весны – 6890, лета – 6506, осени – 6591, за год в целом – 26 587.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	**4,1**	**4,1**	**3,9**	**3,7**	**4,0**	26 229
20	***4,4***	***4,5***	***4,4***	***4,0***	***4,4***	26 293
30	***4,3***	***4,4***	***4,2***	***3,8***	***4,2***	26 315
50	***3,9***	***4,2***	***4,1***	***3,5***	***4,0***	26 328
70	***3,6***	***3,9***	***3,9***	***3,4***	***3,8***	26 346
100	***3,1***	***3,5***	***3,5***	***3,1***	***3,4***	26 532
150	***2,7***	***3,1***	***3,3***	***2,8***	***3,0***	26 550
200	***2,4***	**2,8**	**3,1**	**2,5**	**2,7**	26 564
250	**2,2**	***2,5***	***2,8***	***2,3***	***2,5***	26 570
300	***2,2***	***2,6***	***2,9***	***2,4***	***2,6***	26 578
400	***2,6***	***3,2***	***3,9***	***3,1***	***3,3***	26 582
500	**3,2**	**4,0**	**4,9**	**3,9**	**4,1**	26 584
700	***3,6***	***4,4***	***5,0***	***4,1***	***4,4***	26 586
850	***2,5***	***3,3***	***4,0***	***3,0***	***3,3***	26 587
925	***2,1***	***3,2***	***4,1***	***2,7***	***3,3***	26 517

Таблица 2.4.2.5

Средние годовые и сезонные значения $\overline{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования на станции Беллинсгаузен (включая восстановленные). 1970–1999 гг. Число зондирований для зимы (лета ЮП) – 1592, весны (осени ЮП) – 1294, лета (зимы ЮП) – 1243, осени (весны ЮП) – 1596, за год в целом – 5725.

Давление, гПа	Сезон Северного полушария / сезон Южного полушария				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
	Лето ЮП	Осень ЮП	Зима ЮП	Весна ЮП		
10	***15,7***	***12,7***	–	***14,3***	***14,1***	4483
20	***13,9***	***10,4***	***7,7***	***11,0***	***11,0***	5711
30	***12,6***	***9,7***	***7,2***	***9,7***	***10,0***	5717
50	***11,2***	***9,1***	***6,7***	***8,5***	***9,0***	5717
70	***10,4***	***8,7***	***6,5***	***7,8***	***8,5***	5717
100	***9,5***	***8,2***	***6,2***	***7,2***	***7,9***	5716
150	***8,3***	***7,4***	***5,9***	***6,4***	***7,1***	5716
200	***7,0***	***6,3***	***5,4***	***5,8***	***6,2***	5717

Окончание табл. 2.4.2.5

Давление, гПа	Сезон Северного полушария / сезон Южного полушария				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
	Лето ЮП	Осень ЮП	Зима ЮП	Весна ЮП		
250	***5,7***	***5,4***	***5,1***	***5,3***	***5,4***	5717
300	***5,1***	***5,2***	***5,2***	***5,2***	***5,2***	5723
400	**5,6**	**5,8**	**5,8**	**5,7**	**5,7**	5724
500	***6,3***	***6,6***	***6,7***	***6,5***	***6,5***	5724
700	***5,7***	***6,2***	***6,5***	***6,2***	***6,1***	5724
850	***2,9***	***3,2***	***3,5***	***3,3***	***3,2***	5725
925	***2,0***	***2,0***	***2,1***	***2,0***	***2,0***	5704

Таблица 2.4.2.6

Годовые и сезонные средние квадратические отклонения $\sigma_{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования на станции Беллинсгаузен (включая восстановленные). 1970–1999 гг. Число зондирований для зимы (лета ЮП) – 1592, весны (осени ЮП) – 1294, лета (зимы ЮП) – 1243, осени (весны ЮП) – 1596, за год в целом – 5725.

Давление, гПа	Сезон Северного полушария / сезон Южного полушария				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
	Лето ЮП	Осень ЮП	Зима ЮП	Весна ЮП		
10	3,4	***2,4***	–	***3,7***	**3,3**	4483
20	***3,7***	***2,6***	***2,3***	***3,6***	**3,3**	5711
30	***3,6***	***2,7***	***2,4***	***3,5***	***3,3***	5717
50	***3,3***	**2,7**	***2,5***	***3,3***	***3,1***	5717
70	***3,2***	**2,7**	**2,5**	***3,1***	***3,0***	5717
100	***3,0***	**2,7**	**2,5**	***2,9***	***2,8***	5716
150	***2,9***	**2,8**	**2,6**	***2,8***	**2,8**	5716
200	**2,9**	**2,8**	***2,6***	**2,8**	**2,8**	5717
250	**2,7**	***2,7***	***2,7***	***2,7***	***2,7***	5717
300	2,7	***2,8***	***2,9***	***2,8***	***2,8***	5723
400	3,3	***3,5***	***3,6***	***3,5***	***3,5***	5724
500	**4,4**	**4,5**	**4,6**	**4,5**	**4,5**	5724
700	***5,2***	***5,6***	***5,6***	***5,5***	***5,5***	5724
850	***3,2***	***3,5***	***3,8***	***3,6***	***3,5***	5725
925	***1,7***	***1,8***	***1,9***	***1,8***	***1,8***	5704

Таблица 2.4.2.7

Средние годовые и сезонные значения $\overline{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования на станции Мирный (включая восстановленные). 1969–2014 гг. Число зондирований для зимы (лета ЮП) – 3623, весны (осени ЮП) – 3185, лета (зимы ЮП) – 3166, осени (весны ЮП) – 3207, за год в целом – 13181.

Давление, гПа	Сезон Северного полушария / сезон Южного полушария				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
	Лето ЮП	Осень ЮП	Зима ЮП	Весна ЮП		
10	***17,2***	***11,6***	***9,4***	***15,6***	***13,6***	13178
20	***15,2***	***10,5***	***8,1***	***13,2***	***11,9***	13177
30	***13,9***	***9,9***	***7,4***	***11,6***	***10,8***	13177
50	***12,3***	***9,2***	***6,7***	***9,6***	***9,6***	13178
70	***11,2***	***8,7***	***6,3***	***8,4***	***8,8***	13177
100	***10,0***	***8,1***	***5,9***	***7,4***	***8,0***	13180
150	***8,5***	***7,2***	***5,5***	***6,5***	***7,1***	13180
200	***7,1***	***6,1***	***5,2***	***5,9***	***6,1***	13181
250	***5,7***	***5,2***	***4,9***	***5,4***	***5,3***	13181
300	***5,2***	***4,8***	***4,9***	***5,3***	***5,1***	13181
400	**5,6**	**5,2**	**5,3**	**5,8**	**5,5**	13181
500	***6,1***	***5,7***	***5,8***	**6,2**	***5,9***	13181
700	**6,0**	**5,8**	**5,9**	**6,2**	**6,0**	13181
850	***5,4***	***5,3***	***5,1***	***5,4***	***5,3***	13180
925	***5,7***	***5,5***	***5,3***	***5,6***	***5,5***	13175

Таблица 2.4.2.8

Годовые и сезонные средние квадратические отклонения $\sigma_{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования на станции Мирный (включая восстановленные). 1969–2014 гг. Число зондирований для зимы (лета ЮП) – 3623, весны (осени ЮП) – 3185, лета (зимы ЮП) – 3166, осени (весны ЮП) – 3207, за год в целом – 13181.

Давление, гПа	Сезон Северного полушария / сезон Южного полушария (австралийский сезон)				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
	Лето ЮП	Осень ЮП	Зима ЮП	Весна ЮП		
10	**3,8**	**3,0**	***2,7***	***3,7***	**3,4**	13178
20	***4,1***	***3,3***	**3,0**	**4,2**	***3,8***	13177
30	***4,0***	***3,2***	***3,0***	4,2	***3,7***	13177
50	***3,8***	***3,1***	***2,9***	3,9	***3,5***	13178
70	***3,6***	***3,0***	**2,8**	3,7	***3,3***	13177
100	***3,4***	***2,9***	2,8	3,4	***3,1***	13180

Окончание табл. 2.4.2.8

Давление, гПа	Сезон Северного полушария / сезон Южного полушария (австралийский сезон)				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
	Лето ЮП	Осень ЮП	Зима ЮП	Весна ЮП		
150	***3,2***	**2,9**	2,7	3,2	***3,0***	13180
200	***3,1***	***2,8***	**2,7**	**3,1**	***2,9***	13181
250	**2,9**	**2,7**	2,7	3,0	**2,9**	13181
300	***2,9***	***2,7***	***2,9***	3,1	***2,9***	13181
400	***3,4***	***3,2***	***3,4***	3,7	***3,4***	13181
500	**4,2**	**3,9**	**4,1**	**4,3**	**4,1**	13181
700	***5,0***	***4,8***	***4,9***	***5,2***	***5,0***	13181
850	***3,8***	***3,6***	***3,5***	***3,7***	***3,7***	13180
925	***3,3***	***3,0***	***2,9***	***3,2***	***3,2***	13175

Таблица 2.4.2.9

Средние годовые и сезонные значения $\overline{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования на станции Кейси (включая восстановленные). 1969–2014 гг. Число зондирований для зимы (лета ЮП) – 4959, весны (осени ЮП) – 4802, лета (зимы ЮП) – 4610, осени (весны ЮП) – 4764, за год в целом – 19135.

Давление, гПа	Сезон Северного полушария / сезон Южного полушария				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
	Лето ЮП	Осень ЮП	Зима ЮП	Весна ЮП		
10	***37,0***	***32,8***	–	***37,7***	***34,8***	16141
20	***34,7***	***29,4***	***25,9***	***33,1***	***30,8***	19108
30	***33,7***	***28,8***	***25,1***	***31,9***	***29,9***	19108
50	***32,6***	***28,4***	***24,3***	***30,1***	***28,9***	19109
70	***31,7***	***28,2***	***23,7***	***28,6***	***28,2***	19108
100	***29,8***	***27,5***	***22,8***	***26,5***	***26,7***	19109
150	***28,7***	***26,9***	***21,6***	***24,4***	***25,5***	19112
200	***26,1***	***24,3***	***19,3***	***21,7***	***23,0***	19113
250	***19,0***	***17,4***	***15,4***	***17,3***	***17,3***	19115
300	***12,2***	***11,5***	***12,1***	***13,3***	***12,2***	19133
400	**10,0**	**9,8**	**10,5**	11,0	**10,3**	19135
500	***10,1***	***10,1***	***10,5***	***10,9***	***10,4***	19135
700	***9,0***	***9,8***	***10,2***	***9,9***	***9,7***	19135
850	***6,8***	***7,3***	***7,6***	***7,5***	***7,3***	19135
925	***6,3***	***6,3***	***6,5***	***6,7***	***6,4***	19131

Таблица 2.4.2.10

Годовые и сезонные средние квадратические отклонения $\sigma_{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования на станции Кейси (включая восстановленные). 1969–2014 гг. Число зондирований для зимы (лета ЮП) – 4959, весны (осени ЮП) – 4802, лета (зимы ЮП) – 4610, осени (весны ЮП) – 4764, за год в целом – 19135.

Давление, гПа	Сезон Северного полушария / сезон Южного полушария				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
	Лето ЮП	Осень ЮП	Зима ЮП	Весна ЮП		
10	***2,1***	***3,0***	–	***2,4***	***2,9***	16141
20	***3,8***	***4,5***	***4,8***	***4,6***	***4,5***	19108
30	***4,3***	***4,7***	***4,9***	***4,9***	***4,7***	19108
50	***4,8***	***4,9***	**4,8**	***5,2***	***5,0***	19109
70	***5,1***	***5,0***	***4,8***	***5,3***	***5,1***	19108
100	***6,1***	***5,7***	***4,9***	**5,5**	***5,7***	19109
150	***6,3***	***6,0***	***5,1***	***5,5***	***5,8***	19112
200	**7,3**	**7,0**	***5,5***	***6,0***	***6,6***	19113
250	***8,0***	***7,5***	**5,7**	***6,3***	**7,2**	19115
300	***6,3***	**5,9**	***5,6***	***6,3***	***6,0***	19133
400	***5,8***	***5,9***	***6,6***	***6,8***	***6,3***	19135
500	**7,1**	**7,3**	**7,8**	**7,8**	**7,5**	19135
700	***8,6***	***9,2***	***9,6***	***9,3***	***9,2***	19135
850	***6,7***	***7,6***	***8,0***	***7,5***	***7,5***	19135
925	***4,7***	***5,2***	***5,4***	***5,1***	***5,1***	19131

Таблица 2.4.2.11

Средние годовые и сезонные значения $\overline{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования на станции Амундсен–Скотт (включая восстановленные). 1964–2014 гг. Число зондирований для зимы (лета ЮП) – 5276, весны (осени ЮП) – 1499, лета (зимы ЮП) – 1162, осени (весны ЮП) – 2731, за год в целом – 10668.

Давление, гПа	Сезон Северного полушария / сезон Южного полушария				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
	Лето ЮП	Осень ЮП	Зима ЮП	Весна ЮП		
10	***23,2***	***15,9***	***12,5***	***21,3***	***22,3***	10219
20	***21,2***	***14,8***	***11,8***	***19,7***	***20,2***	10667
30	***21,6***	***15,8***	***12,3***	***19,3***	***20,5***	10667
50	***20,2***	***15,4***	***11,8***	***16,9***	***19,0***	10667
70	***19,1***	***15,2***	***11,4***	***15,4***	***17,9***	10667
100	***17,8***	***14,7***	***11,1***	***14,2***	***16,7***	10667

Окончание табл. 2.4.2.11

Давление, гПа	Сезон Северного полушария / сезон Южного полушария				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
	Лето ЮП	Осень ЮП	Зима ЮП	Весна ЮП		
150	***16,4***	***13,9***	***10,8***	***13,2***	***15,4***	10668
200	***14,5***	***12,4***	***10,1***	***11,9***	***13,8***	10668
250	***12,0***	***10,1***	***9,1***	***10,5***	***11,6***	10668
300	***9,0***	***7,9***	***8,3***	***9,3***	***9,0***	10668
400	***7,7***	***7,1***	***7,7***	***8,3***	***7,8***	10667
500	***7,1***	***6,7***	***7,4***	***7,7***	***7,2***	10667

Таблица 2.4.2.12

Годовые и сезонные средние квадратические отклонения $\sigma_{\Delta\tau}$, °С, дефицита точки росы $\Delta\tau$, °С. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования на станции Амундсен–Скотт (включая восстановленные). 1964–2014 гг. Число зондирований для зимы (лета ЮП) – 5276, весны (осени ЮП) – 1499, лета (зимы ЮП) – 1162, осени (весны ЮП) – 2731, за год в целом – 10668.

Давление, гПа	Сезон Северного полушария / сезон Южного полушария				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
	Лето ЮП	Осень ЮП	Зима ЮП	Весна ЮП		
10	***7,2***	***6,3***	***5,7***	***7,1***	**7,1**	10219
20	**7,1**	**6,1**	**5,9**	**7,6**	**7,1**	10667
30	***7,2***	***6,7***	***6,5***	***7,7***	***7,3***	10667
50	***6,9***	**6,6**	***6,3***	***7,1***	***6,9***	10667
70	***6,7***	***6,6***	***6,1***	***6,6***	***6,7***	10667
100	***6,5***	**6,7**	***6,0***	***6,1***	***6,4***	10667
150	***6,4***	***6,8***	**6,1**	***5,9***	***6,3***	10668
200	***6,2***	***6,6***	***6,1***	***5,6***	***6,1***	10668
250	***5,7***	***5,8***	***5,6***	***5,1***	***5,6***	10668
300	**4,2**	**4,6**	**5,3**	**4,6**	**4,4**	10668
400	***4,0***	***4,5***	***5,3***	***4,7***	***4,3***	10667
500	***4,7***	***5,2***	***5,9***	***5,5***	***5,0***	10667

Анализ распределений многолетних средних сезонных и годовых значений дефицита точки росы показал, что для станций Мурманск, Беллинсгаузен и Кейси можно выделить два участка профиля с монотонным увеличением дефицита точки росы, 925–500 гПа и 300–10 гПа, и один – с его монотонным убыванием: 500–300/400 гПа (см. табл. 2.4.2.1, 2.4.2.5, 2.4.2.9). Для станции Мирный аналогично можно выделить два участка профиля с монотонным увеличением дефицита точки росы, 925–700 гПа и 300–10 гПа, и один – с его монотонным убыванием: 700–400 гПа (см. табл. 2.4.2.7). Для всех станций уровни нарушения монотонности сохраняются для всех

сезонов и за год в целом, за исключением Кейси. Для Кейси весной ЮП увеличение средних сезонных значений монотонно с высотой.

Для Верхоянска можно выделить два участка профиля с монотонным увеличением дефицита точки росы, 850–500 гПа и 300–10 гПа и два – с его убыванием: 925–850 гПа и 500–300 гПа (см. табл. 2.4.2.3). Для Верхоянска уровни нарушения монотонности сохраняются для всех сезонов и за год в целом.

Сравнение распределений многолетних средних сезонных и годовых значений дефицита точки росы для арктической прибрежной станции Мурманск и континентальной станции Верхоянск показало, что для обеих станций в слое 500–300 гПа дефицит точки росы монотонно убывает, а в слое 300–10 гПа – монотонно возрастает (см. табл. 2.4.2.1, 2.4.2.3). Различие распределений многолетних средних сезонных и годовых значений дефицита точки росы для прибрежной станции и для континентальной видно только в нижней тропосфере. Для прибрежной станции дефицит точки росы в слое 925–500 гПа монотонно увеличивается с высотой, а для континентальной станции он монотонно увеличивается с высотой только в слое 850–500 гПа. В слое 925–850 гПа дефицит точки росы в зависимости от сезона или стабилен (зимой), или уменьшается с высотой (весной, летом, осенью и за год в целом).

Для обеих арктических станций, Мурманска и Верхоянска, зимой дефицит точки росы меньше, чем летом, а весной – больше, чем осенью. Максимальные значения отмечены на уровне 10 гПа летом и составляют 19,8 °С для Мурманска и 15,8 °С – для Верхоянска. Минимальные значения отмечены для обеих станций на уровне 925 гПа зимой и составляют 2,9 °С для Мурманска и 4,2 °С – для Верхоянска. Для Мурманска значение 2,9 °С отмечено также для осени на том же уровне.

За год в целом амплитуда изменений средних значений для прибрежной станции больше, чем для континентальной. Действительно, диапазон изменений дефицита точки росы составляет для Мурманска 3,3–16,5 °С, а для Верхоянска – 5,1–13,6 °С.

Дефицит точки росы в нижней тропосфере (на уровнях 925–850 гПа) для Верхоянска больше, чем для Мурманска, а в средней и верхней тропосфере и стратосфере – для Мурманска больше, чем для Верхоянска для всех сезонов и за год в целом.

Для континентальной антарктической станции Амундсен–Скотт, расположенной на высоте 2831 м над уровнем моря (см. табл. 2.1.1.1), средние сезонные и годовые значения дефицита точки росы монотонно увеличиваются вдоль всего профиля наблюдения, 500–10 гПа, для всех сезонов и за год в целом (см. табл. 2.4.2.11).

Диапазон изменений дефицита точки росы за год в целом составляет для станции Амундсен–Скотт 7,2–22,3 °С. Для антарктической станции Амундсен–Скотт, так же как и для рассмотренных арктических станций, зимой дефицит точки росы меньше, чем летом, а весной – больше чем осенью. Максимальное значение дефицита точки росы определено для уровня 10 гПа летом ЮП (зимой СП) и составляет 23,2 °С, а минимальное значение, 6,7 °С – на уровне 500 гПа осенью ЮП (весной СП).

Сравнение распределений многолетних средних годовых значений дефицита точки росы для станции Беллинсгаузен, расположенной в западной части Антарктики, и для станций Мирный и Кейси, расположенных в ее восточной части, показало, что диапазоны их изменений составляют 2,0–14,1 °С для станции Беллинсгаузен, 5,3–13,6 °С – для станции Мирный и 6,4–34,8 °С – для станции Кейси.

Для рассматриваемых станций зимой ЮП дефицит точки росы меньше, чем летом ЮП для всех уровней выше 250 гПа (см. табл. 2.4.2.5, 2.4.2.7, 2.4.2.9). Для станции Мирный зимой ЮП дефицит точки росы меньше, чем летом ЮП также для всех уровней ниже 250 гПа, т. е. вдоль всего профиля как для рассматриваемых арктических станций. Для станций Беллинсгаузен и Кейси для уровней 925–400 гПа дефицит точки росы зимой ЮП больше, чем летом ЮП. На уровне 300 гПа разница составляет 0,1 °С.

Анализ распределений многолетних средних значений дефицита точки росы для весны ЮП и осени ЮП для станций Беллинсгаузен, Мирный и Кейси показал, что для каждой из трех станций в верхней стратосфере определен слой, в котором дефицит точки росы для весны ЮП больше, чем для осени ЮП. Для станций Беллинсгаузен, Мирный и Кейси – это слои 20–10 гПа, 50–10 гПа, 70–10 гПа соответственно.

Также в верхней тропосфере–нижней стратосфере для каждой из трех станций определен слой, в котором дефицит точки росы для весны ЮП меньше, чем для осени ЮП. Для станций Беллинсгаузен, Мирный и Кейси – это слои 250–50 гПа, 200–70 гПа, 250–100 гПа (см. табл. 2.4.2.5, 2.4.2.7, 2.4.2.9).

В тропосфере для двух станций в восточной части Антарктиды определен слой 925–300/250 гПа, в котором дефицит точки росы для весны ЮП опять больше, чем для осени ЮП (как в верхней стратосфере). В западной части Антарктики, для станции Беллинсгаузен в слое 925–300 гПа различие в значениях дефицита точки росы для весны ЮП и для осени ЮП составляет не более 0,1 (см. табл. 2.4.2.5, 2.4.2.7, 2.4.2.9).

Анализ распределений многолетних средних квадратических отклонений дефицита точки росы для арктической прибрежной станции Мурманска и арктической континентальной станции Верхоянска показал сходства и некоторые различия (см. табл. 2.4.2.2, 2.4.2.4).

Для Мурманска зимой средние квадратические отклонения дефицита точки росы меньше, чем летом вдоль всего профиля, или равны – на некоторых уровнях в тропосфере. Для Верхоянска зимой средние квадратические отклонения дефицита точки росы меньше, чем летом для слоя 925–50 гПа, а для слоя 30–10 гПа они равны или больше соответствующих значений для лета.

Максимальные значения для обеих станций отмечены летом. Для Мурманска – 7,2 °С на уровне 70 гПа и для Верхоянска – 5,0 °С на уровне 700 гПа. Минимальные значения 2,5 и 2,1 °С отмечены для обеих станций на уровне 925 гПа осенью и зимой – для Мурманска и Верхоянска соответственно.

За год в целом амплитуда изменений средних квадратических отклонений дефицита точки росы для прибрежной станции больше, чем для континентальной. Действительно, диапазон изменений средних квадратических

отклонений дефицита точки росы составляет для Мурманска 2,9–7,2 °С, а для Верхоянска – 2,5–4,4 °С.

Средние квадратические отклонения дефицита точки росы в нижней тропосфере на уровне 925 гПа для Верхоянска больше, чем для Мурманска за год в целом и для всех сезонов, кроме зимы. Для всех остальных уровней средние квадратические отклонения дефицита точки росы для Мурманска больше, чем для Верхоянска для всех сезонов и за год в целом.

Нарушение монотонности изменения средних квадратических отклонений дефицита точки росы отмечены для обеих станций в средней тропосфере и стратосфере. Уровни, на которых нарушается монотонность изменения средних квадратических отклонений дефицита точки росы, отмечены в табл. 2.4.2.2 и 2.4.2.4 жирным шрифтом.

Также нарушение монотонности изменения средних квадратических отклонений дефицита точки росы в средней тропосфере, нижней стратосфере и нижнем слое верхней стратосферы отмечено для всех рассматриваемых антарктических станций. Уровни, на которых нарушается монотонность изменения средних квадратических отклонений дефицита точки росы, отмечены в табл. 2.4.2.6, 2.4.2.8, 2.4.2.10 и 2.4.2.12 жирным шрифтом. Из данных таблиц видно, что для станций Беллинсгаузен, Мирный и Кейси уровни нарушения монотонности в стратосфере зависят от сезона.

Сравнение распределений многолетних средних квадратических отклонений дефицита точки росы для антарктических станций показало сходства и некоторые различия (см. табл. 2.4.2.6, 2.4.2.8, 2.4.2.10 и 2.4.2.12). Диапазоны изменений вдоль профиля средних квадратических отклонений дефицита точки росы за год в целом составляют для станций Беллинсгаузен 1,8–5,5 °С, Мирный 2,9–5,0 °С, Кейси 2,9–9,2 °С, Амундсен–Скотт 4,3–7,3 °С. При этом максимальные по профилю значения отмечены на уровне 700 гПа для станций Беллинсгаузен, Мирный и Кейси, а для станции Амундсен–Скотт – на уровне 30 гПа. Минимальные – для станции Беллинсгаузен отмечены на уровне 925 гПа, Мирный – 300 и/или 200 гПа, Кейси –10 гПа и Амундсен–Скотт – 400 гПа.

2.4.3. Коэффициенты кросскорреляций

Корреляции метеорологических величин являются важной климатической характеристикой атмосферы Земли. Они могут быть весьма полезны при тестировании климатических моделей [2].

Коэффициенты кросскорреляций между температурой и дефицитом точки росы для Москвы

Приведем данные о связи между температурой и дефицитом точки росы воздуха. Количественной мерой такой связи служит коэффициент взаимной корреляции $r_{T,\Delta\tau}$.

Были вычислены коэффициенты кросскорреляций между нормированными значениями синхронных измерений температуры и дефицита точки

росы для изобарических поверхностей 925 – 10 гПа. Для расчетов использованы данные радиозондирования в Москве за 1964 – 2014 гг. Как отмечалось в разделе 2.1, нормирование временных рядов температуры и параметров влажности воздуха проводилось для удаления неоднородностей, обусловленных их годовой и суточной изменчивостью.

Выше, в разделе 2.1, было показано, что метод восстановления значений метеовеличины в неполном профиле основан на вертикальных автокорреляциях: температуры – с температурой, дефицита точки росы – с дефицитом точки росы. Поэтому представляет интерес сравнение кросскорреляций, рассчитанных на основе измеренных значений и на основе полных профилей (с учетом восстановленных).

Сравнение коэффициентов кросскорреляций между нормированными синхронными значениями температуры и дефицита точки росы для изобарических поверхностей, определенных по измеренным и полным профилям, показал, что до уровня 100 гПа их соответствующие значения практически совпадают, разница между их соответствующими значениями составляет не более 0,02. Для более высоких уровней их разница увеличивается с высотой и составляет 0,1 – 0,2.

Из результатов расчетов для Москвы следует, что коэффициенты кросскорреляции $r_{T,\Delta\tau}$ для всех сезонов и за год в целом по модулю не больше 0,43. Значимость всех полученных коэффициентов кросскорреляции $r_{T,\Delta\tau}$ ниже 95 %.

Коэффициенты кросскорреляций между дефицитом точки росы и абсолютной влажностью для Москвы

Также представляет интерес сравнение кросскорреляций между различными параметрами влажности, рассчитанных на основе измеренных значений и на основе полных профилей.

В табл. 2.4.3.1 для изобарических поверхностей представлены коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и абсолютной влажности, вычисленные по полным профилям. Восстановление профилей выполнено на основе данных радиозондирования в Москве за 1964 – 2014 гг.

Коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и абсолютной влажности отрицательны практически для всех уровней – от 925 до 10 гПа – во все сезоны. Исключение составляют их значения зимой для уровней 20 и 10 гПа. Вычисленные по данным измерений они близки к нулю и положительны, а по полным профилям – они близки к нулю, но отрицательны (см. табл. 2.4.3.1).

Сравнение результатов расчетов показали, что для всех сезонов коэффициенты кросскорреляций между нормированными значениями синхронных измерений дефицита точки росы и абсолютной влажности, а также на основе полных профилей практически совпадают для уровней от 925 до 100 гПа. Разница между их значениями не превышает 0,01. Для

изобарических поверхностей в слое 70 – 10 гПа их разница увеличивается с высотой и не превышает 0,04 на 70 гПа и 0,16 – для уровня 10 гПа – для всех сезонов.

В средней и верхней тропосфере (700 – 250 гПа) и слое стратосферы 150 – 10 гПа летом отрицательная связь между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и абсолютной влажности наиболее сильная летом и слабая – зимой, а в нижней тропосфере, наоборот, она наиболее сильная зимой и слабая – летом. В переходные периоды коэффициенты кросскорреляций нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и абсолютной влажности близки на всех уровнях. На уровнях 250 и 200 гПа, в районе тропопаузы, корреляции более слабые во все сезоны.

Таблица 2.4.3.1

Коэффициенты взаимной корреляции между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и абсолютной влажности. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964 – 2014 гг. 33 259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	-0,01	-0,44	-0,79	-0,43	-0,42	32 828
20	-0,06	-0,43	-0,79	-0,49	-0,44	32 925
30	-0,11	-0,51	-0,82	-0,57	-0,50	32 944
50	-0,20	-0,54	-0,80	-0,64	-0,54	32 959
70	-0,27	-0,56	-0,78	-0,64	-0,56	32 960
100	-0,33	-0,56	-0,72	-0,59	-0,55	33 080
150	-0,33	-0,49	-0,59	-0,45	-0,47	33 086
200	-0,24	-0,22	-0,21	-0,22	-0,22	33 091
250	-0,32	-0,28	-0,43	-0,41	-0,36	33 090
300	-0,57	-0,59	-0,63	-0,59	-0,60	33 092
400	-0,56	-0,63	-0,72	-0,61	-0,63	33 103
500	-0,60	-0,68	-0,79	-0,66	-0,69	33 106
700	-0,65	-0,71	-0,78	-0,70	-0,71	33 107
850	-0,59	-0,51	-0,40	-0,52	-0,50	33 109
925	-0,49	-0,48	-0,41	-0,39	-0,44	33 083

Коэффициенты кросскорреляций между дефицитом точки росы и относительной влажностью для Москвы

В табл. 2.4.3.2 для изобарических поверхностей представлены коэффициенты кросскорреляций между нормированными значениями синхронных измерений дефицита точки росы и относительной влажности.

В табл. 2.4.3.3 для изобарических поверхностей представлены коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и относительной влажности, вычисленные по

полным профилям. Восстановление профилей выполнено на основе данных радиозондирования в Москве за 1964–2014 годы.

Сравнение данных табл. 2.4.3.2 и 2.4.3.3 показали, что для всех сезонов коэффициенты кросскорреляций между нормированными значениями синхронных измерений дефицита точки росы и относительной влажности, а также на основе полных профилей совпадают для изобарических поверхностей в слое 925–250 гПа. Для изобарических поверхностей в диапазоне 200–10 гПа их разница слабо увеличивается с высотой и не превышает 0,01 на уровне 200 гПа и 0,03 – на уровне 10 гПа.

Анализ табл. 2.4.3.2 и 2.4.3.3 показывает, что коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и относительной влажности отрицательны для всех уровней во все сезоны. Корреляционная связь очень тесная для всех уровней во все сезоны. Значения коэффициентов кросскорреляций для каждой изобарической поверхности практически не зависят от сезона.

Данные табл. 2.4.3.2 и 2.4.3.3 демонстрируют, что коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и относительной влажности в тропосфере немного больше, чем в стратосфере. Их разница составляет 0,09 и 0,08 при расчетах на основе данных измерений и на основе полных профилей соответственно.

Таблица 2.4.3.2

Коэффициенты взаимной корреляции между нормированными значениями синхронных измерений дефицита точки росы и относительной влажности. Рассчитаны по данным радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 3259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	-0,90	-0,90	-0,91	-0,92	-0,90	3756
20	-0,90	-0,91	-0,89	-0,92	-0,91	12233
30	-0,89	-0,92	-0,91	-0,89	-0,90	16229
50	-0,92	-0,92	-0,91	-0,91	-0,92	19851
70	-0,93	-0,93	-0,91	-0,92	-0,92	21725
100	-0,94	-0,94	-0,92	-0,93	-0,93	28845
150	-0,94	-0,95	-0,93	-0,94	-0,94	30407
200	-0,95	-0,95	-0,95	-0,95	-0,95	31156
250	-0,96	-0,96	-0,97	-0,96	-0,96	31593
300	-0,97	-0,97	-0,97	-0,97	-0,97	31997
400	-0,96	-0,97	-0,96	-0,96	-0,96	32524
500	-0,96	-0,96	-0,96	-0,96	-0,96	32732
700	-0,96	-0,96	-0,97	-0,96	-0,96	32903
850	-0,97	-0,97	-0,98	-0,97	-0,97	32965
925	-0,97	-0,98	-0,98	-0,97	-0,98	32067

Таблица 2.4.3.3

Коэффициенты взаимной корреляции между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и относительной влажности. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг. 33 259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	-0,93	-0,93	-0,93	-0,93	-0,93	32 828
20	-0,91	-0,91	-0,90	-0,91	-0,91	32 925
30	-0,91	-0,92	-0,91	-0,90	-0,91	32 944
50	-0,93	-0,92	-0,91	-0,92	-0,92	32 959
70	-0,93	-0,93	-0,92	-0,92	-0,92	32 960
100	-0,94	-0,94	-0,92	-0,93	-0,93	33 080
150	-0,94	-0,95	-0,94	-0,94	-0,94	33 086
200	-0,95	-0,95	-0,95	-0,95	-0,95	33 091
250	-0,96	-0,96	-0,97	-0,96	-0,96	33 090
300	-0,97	-0,97	-0,97	-0,97	-0,97	33 092
400	-0,96	-0,97	-0,96	-0,96	-0,96	33 103
500	-0,96	-0,96	-0,96	-0,96	-0,96	33 106
700	-0,96	-0,96	-0,97	-0,96	-0,96	33 107
850	-0,97	-0,97	-0,98	-0,97	-0,97	33 109
925	-0,97	-0,98	-0,98	-0,97	-0,98	32 828

Коэффициенты кросскорреляций между дефицитом точки росы и относительной/абсолютной влажностью для полярных регионов

На рис. 2.4.3.1 и 2.4.3.2 показаны коэффициенты кросскорреляции $r_{a,\Delta\tau}$ между нормированными значениями синхронных измерений дефицита точки росы и абсолютной/относительной влажности на изобарических поверхностях 925–100 гПа за год в целом. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные).

Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Частыми короткими штрихами обозначены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные).

Для сравнения результатов для полярных станций на рисунках приведены данные также для Москвы.

Как показывает рис. 2.4.3.1, коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и абсолютной влажности за год в целом отрицательны для всех уровней от 925 гПа до 100 гПа.

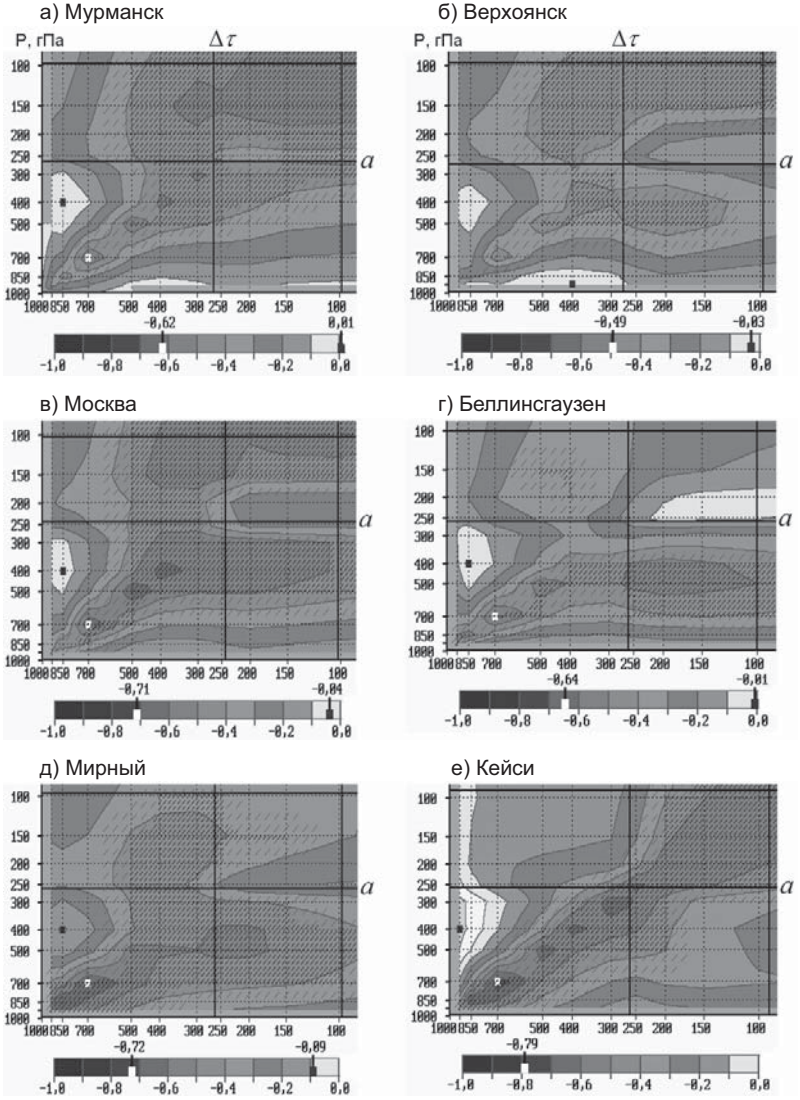


Рис. 2.4.3.1. Коэффициенты кросскорреляции $r_{a,\Delta\tau}$ между нормированными значениями синхронных измерений дефицита точки росы $\Delta\tau$ и абсолютной влажности a на изобарических поверхностях 925–100 гПа за год в целом. Данные радиозондирования за период 1964–2014 гг. для станций Мурманск, Москва, Верхоянск, 1969–2014 гг. – для станции Мирный, 1968–2014 гг. – для станции Кейси; 1990–1999 гг. – для станции Беллинсгаузен.

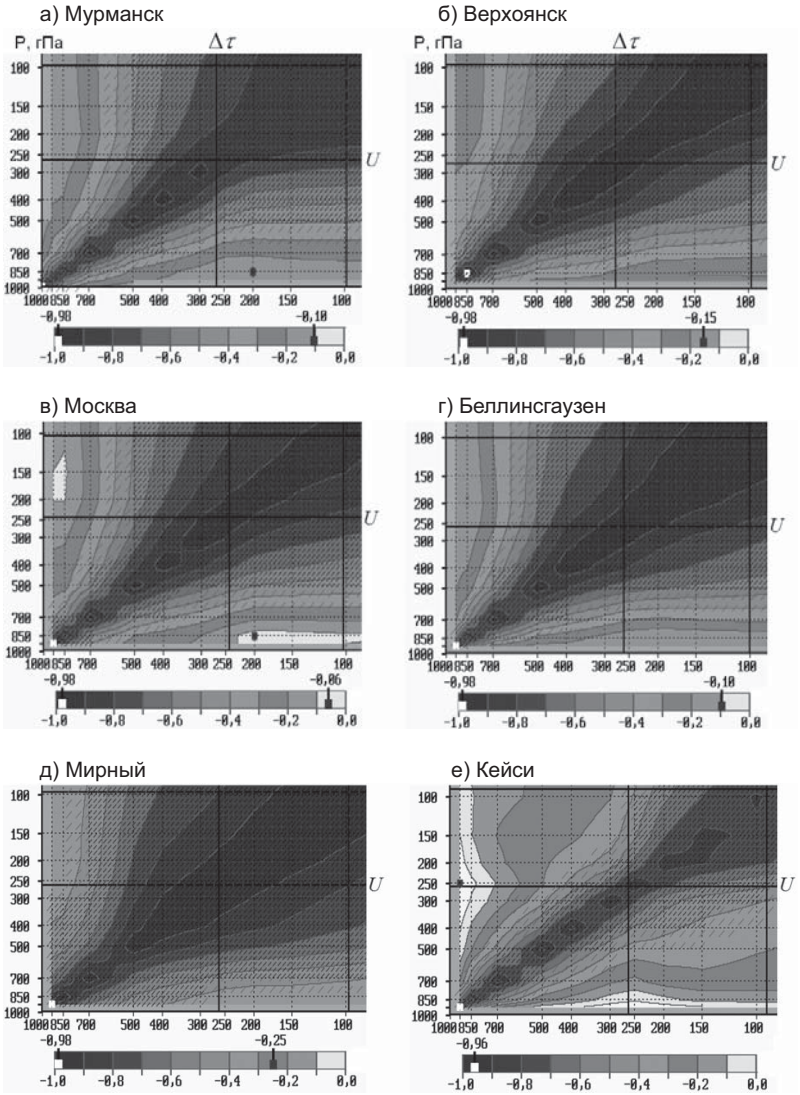


Рис. 2.4.3.2. Коэффициенты кросскорреляции $r_{U,\Delta\tau}$ между нормированными значениями синхронных измерений дефицита точки росы $\Delta\tau$ и относительной влажности U на изобарических поверхностях 925–100 гПа за год в целом. Данные радиозондирования за период 1964–2014 гг. для станций Мурманск, Москва, Верхоянск, 1969–2014 гг. – для станции Мирный, 1968–2014 гг. – для станции Кейси; 1990–1999 гг. – для станции Беллинсгаузен.

Максимальные по модулю коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и абсолютной влажности определены между значениями переменных на уровне 700 гПа для всех станций, кроме Верхоянска. Для Верхоянска максимум корреляций определен между значениями абсолютной влажности на уровне 100 гПа и дефицитом точки росы на уровне 50 гПа. Максимальные значения коэффициентов кросскорреляций для Мурманска определены на уровне значимости больше 50 %, но менее 95 %. Для всех остальных станций они определены на уровне значимости не ниже 95 %.

Диапазон изменений максимальных по модулю коэффициентов кросскорреляций для изучаемых станций составляет от -0,79 – для Кейси до -0,49 – для станции Верхоянск.

Для арктических станций максимальные по модулю коэффициенты кросскорреляций различаются и составляют: для прибрежной станции, Мурманска, -0,62, а для континентальной станции, расположенной в Восточно-Сибирском районе Арктики РФ, Верхоянска, -0,49. Для сравнения заметим, что для Москвы максимальный по модулю коэффициент кросскорреляций составляет -0,71.

Для антарктических станций в восточной части Антарктики, Мирный и Кейси определены максимальные (при сравнении со всеми другими рассматриваемыми станциями) по модулю коэффициенты кросскорреляций -0,72 и -0,79. Для станции Беллинсгаузен, расположенной в ее части, максимальный по модулю коэффициент кросскорреляции равен -0,64.

Минимальные значения коэффициентов кросскорреляций близки к нулю, их значимость ниже 50 %. Определены они между значениями переменных в нижней и средней тропосфере. Между значениями абсолютной влажности – на уровне 850/925 гПа и дефицита точки росы – на уровне 400 гПа для станций Мурманск, Москва, Беллинсгаузен, Мирный, Кейси. Для станции Верхоянск – между значениями абсолютной влажности на уровне 400 гПа и дефицита точки росы на уровне 925 гПа.

Для арктической станции Мурманск и расположенной в восточной Антарктике станции Кейси на рис. 2.4.3.1 видны наибольшие значимые корреляции между значениями абсолютной влажности и дефицита точки росы в нижней стратосфере.

Рис. 2.4.3.2 показывает, что коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и относительной влажности за год в целом отрицательны для всех уровней от 925 гПа до 100 гПа.

Максимальные по модулю коэффициенты кросскорреляций дефицита точки росы и относительной влажности за год в целом для всех изучаемых станций составляют -0,96...-0,98. Они определены на уровне значимости не ниже 95 %.

Максимальные по модулю коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и относительной влажности определены между значениями переменных в нижней тропосфере. На уровне 1000 гПа – для станции Мурманск, на уровне 850 гПа – для Верхоянска и 925 гПа – для всех антарктических станций и Москвы.

По типу убывания коэффициентов кросскорреляций между нормированными синхронными значениями дефицита точки росы и относительной влажности при отклонении от диагонали можно отметить, что для станции Кейси корреляции наиболее быстро уменьшаются при удалении от диагонали, а для станции Мирный – наиболее слабо.

2.5. Удельная влажность

В разделе 2.5 для удельной влажности продемонстрировано применение техники восстановления профилей метеопараметров с помощью описанного в разделе 2.1 метода к расчету средних значений, среднеквадратических отклонений, автокорреляций и кросскорреляций.

2.5.1. Распределение удельной влажности на изобарических поверхностях для станции Москва

В данном разделе в первую очередь проведено сравнение статистических характеристик удельной влажности для изобарических поверхностей, полученных для станции Москва по двум множествам данных. Они рассчитаны на основе данных только радиозондовых измерений и по множеству всех полных профилей. Последние включают полные профили, полученные при радиозондировании, а также полученные из неполных измеренных профилей с помощью процедуры восстановления, изложенной в разделе 2.1.

В табл. 2.5.1.1 и 2.5.1.2 приведены средние значения $\overline{q}$ и среднеквадратические отклонения σ_q массовой доли водяного пара или удельной влажности q по данным радиозондирования в Москве за 1964 – 2014 гг. Были использованы данные 33 259 зондирований, проведенных на аэрологической станции Долгопрудный, расположенной в Московской области.

Многолетние средние сезонные и годовые значения и соответствующие среднеквадратические отклонения для удельной влажности на изобарических поверхностях, рассчитанные по полным профилям радиозондирования в Москве за 1964 – 2014 гг., представлены в табл. 2.5.1.3 и 2.5.1.4. Под полными профилями подразумеваются полные профили измерений, а также полные профили, полученные в результате восстановления неполных по высоте данных измерений.

Сравнение средних значений и соответствующих среднеквадратических отклонений удельной влажности на изобарических поверхностях, рассчитанных по данным радиозондирования и по полным профилям, показывает, что до уровня 30 гПа (см. табл. 2.5.1.1 – 2.5.1.4) их соответствующие значения практически совпадают. На уровнях 10 и 20 гПа средние значения, и особенно существенно среднеквадратические отклонения на уровне 10 гПа, для удельной влажности различаются.

Для уровня 10 гПа средние значения удельной влажности, рассчитанные на основе полных профилей, меньше, чем полученные только по данным радиозондирования для зимы на 26 %, весны – на 12 %, для лета и осени – на 7 %.

Таблица 2.5.1.1

Средние годовые и сезонные значения, $\overline{q}$, массовой доли водяного пара или удельной влажности q, г/кг × 100. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	75,57	179,31	335,08	90,02	180,45	3756
20	17,41	36,50	74,80	24,66	40,70	12233
30	9,64	18,88	34,60	13,41	19,85	16229
50	6,00	10,96	17,52	8,50	10,93	19851
70	5,10	8,42	12,03	7,21	8,26	21725
100	4,85	7,60	10,15	6,50	7,32	28845
150	4,50	6,88	9,46	5,81	6,69	30407
200	3,49	5,18	7,72	4,91	5,34	31156
250	2,94	4,12	7,50	5,09	4,92	31593
300	4,34	6,55	14,76	9,10	8,71	31997
400	14,83	22,87	50,31	31,32	29,91	32524
500	37,08	55,26	112,22	71,57	69,16	32732
700	109,87	172,56	349,75	200,00	208,53	32903
850	180,77	301,03	620,49	345,13	362,80	32965
925	198,25	350,51	736,28	414,96	426,71	32067

Таблица 2.5.1.2

Годовые и сезонные среднеквадратические отклонения, σ_q, массовой доли водяного пара или удельной влажности q, г/кг × 100. Данные радиозондирования в Москве. 1964 – 2014 гг. 33 259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	140,78	176,16	220,55	83,76	201,28	3756
20	29,86	31,63	43,50	22,01	40,76	12233
30	14,13	13,37	17,67	10,56	17,35	16229
50	6,19	6,84	8,56	5,83	8,23	19851
70	4,33	4,81	5,75	4,48	5,52	21725
100	3,49	4,19	4,83	3,83	4,56	28845
150	3,05	3,61	4,34	3,44	4,09	30407
200	2,73	3,45	4,65	3,44	3,95	31156
250	2,03	2,59	3,55	2,88	3,29	31593
300	2,26	3,69	7,14	5,39	6,33	31997
400	9,39	15,48	27,09	21,13	23,54	32524
500	24,31	37,92	60,75	47,67	52,74	32732
700	69,23	113,04	145,13	124,34	146,23	32903
850	95,47	161,69	173,03	170,69	223,07	32965
925	94,33	181,44	204,25	190,46	262,86	32067

Таблица 2.5.1.3

Средние годовые и сезонные значения, $\overline{q}$, массовой доли водяного пара или удельной влажности q, г/кг × 100. Рассчитаны по по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	56,42	157,81	310,16	84,28	153,54	32828
20	14,42	36,99	77,23	23,77	38,39	32925
30	8,53	19,67	36,65	13,66	19,75	32944
50	5,79	11,60	18,75	8,91	11,31	32959
70	5,07	8,89	12,87	7,57	8,63	32960
100	4,74	7,54	10,13	6,50	7,24	33080
150	4,45	6,85	9,45	5,82	6,66	33086
200	3,48	5,15	7,73	4,93	5,34	33091
250	2,95	4,11	7,51	5,11	4,93	33090
300	4,34	6,55	14,74	9,08	8,70	33092
400	14,79	22,85	50,29	31,29	29,87	33103
500	37,05	55,27	112,12	71,54	69,13	33106
700	109,89	172,53	349,46	199,86	208,45	33107
850	180,83	301,05	620,23	345,00	362,71	33109
925	198,11	349,90	735,48	413,43	425,40	33083

Таблица 2.5.1.4

Средние квадратические отклонения, σ_q, массовой доли водяного пара или удельной влажности q, г/кг × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	88,41	126,76	148,93	76,19	152,52	32828
20	23,34	33,30	41,48	21,28	39,50	32925
30	11,69	14,58	18,44	10,72	17,81	32944
50	5,83	7,67	9,13	6,09	8,77	32959
70	4,27	5,34	6,14	4,70	5,90	32960
100	3,45	4,17	4,79	3,82	4,54	33080
150	3,04	3,61	4,34	3,49	4,09	33086
200	2,73	3,44	4,69	3,50	3,98	33091
250	2,05	2,58	3,57	2,91	3,31	33090
300	2,26	3,68	7,12	5,35	6,31	33092
400	9,36	15,44	27,04	21,04	23,49	33103
500	24,26	37,84	60,54	47,50	52,61	33106
700	69,14	112,91	144,89	124,09	146,01	33107
850	95,39	161,50	173,00	170,54	222,87	33109
925	94,22	180,90	204,04	189,39	261,90	33083

Среднеквадратические отклонения удельной влажности для уровня 10 гПа, рассчитанные на основе полных профилей, существенно меньше, чем полученные по данным радиозондирования: для зимы – на 37 %, для весны – на 28 %, для лета – на 32 % и для осени – на 8 %.

Заметим, что число измерений на уровне 10 гПа составляло для зимы – 782, весны – 1098, для лета – 1017, осени – 859, а число соответствующих полных профилей (с учетом восстановленных профилей) на этом уровне: 8154, 8251, 8360 и 8063.

Анализ табл. 2.5.1.1 и 2.5.1.3 показывает, что в тропосфере средние значения массовой доли водяного пара уменьшаются с высотой для всех сезонов и за год в целом. Однако в стратосфере эта характеристика влажности медленно растет с высотой, что объясняется падением атмосферного давления, от которого зависит q (давление водяного пара в стратосфере согласно данным работы [60] также падает с высотой, но более медленно, чем P).

Средние значения и среднеквадратические отклонения, σ_q, массовой доли водяного пара $\overline{q}$ на всех уровнях летом максимальны, а зимой – минимальны (см. табл. 2.5.1.1–2.5.1.4). Это согласуется с результатами, приведенными в работе [60], что средние значения $\overline{q}$ на всех уровнях летом больше, чем зимой.

Согласно данным табл. 2.5.1.1–2.5.1.4, для переходных периодов на всех уровнях в тропосфере средние значения и среднеквадратические отклонения удельной влажности осенью больше, чем весной, а в стратосфере, наоборот, весной – больше, чем осенью.

Из данных табл. 2.5.1.1–2.5.1.4 следует, что с высотой от уровня 925 гПа до 10 гПа средние значения и среднеквадратические отклонения летом также изменяются в более широких пределах, чем в другие сезоны. Минимально они изменяются зимой.

Анализ табл. 2.5.1.1 и 2.5.1.3 показывает, что для распределения удельной влажности характерно большое разнообразие: слои убывания могут чередоваться со слоями ее возрастания. Это согласуется с результатами работы [60].

Анализ измерений массовой доли водяного пара в стратосфере позволил наметить два типа ее распределения [60].

1. Выше тропопаузы массовая доля водяного пара q резко уменьшается до 0,001–0,01 ‰ вблизи 16 км; выше этого уровня q растет и на предельных высотах (около 30 км), до которых выполнены измерения, достигает значений, в 10–100 раз превышающих q вблизи тропопаузы. Среднее распределение q в тропосфере и стратосфере удовлетворительно описывается формулами [60]

$$q(z) = q_0 \cdot \exp(-\alpha_0 \cdot z), 0 \le z \le z_1,$$
$$q(z) = q_1 \cdot \exp[-\alpha_1 \cdot (z - z_1)], z_1 \le z \le z_{max},$$

в которых q_0 колеблется от 1,6 до 17,5 ‰, α_0 – от 0,42 до 0,84 км$^{-1}$, q_1 – от 0,002 до 0,005 ‰, z_1 – от 8 до 15 км и α_1 – от 0 до 0,31 км$^{-1}$ [60].

2. Массовая доля водяного пара мало изменяется с высотой ($\alpha_1 \sim 0$), но сравнительно высока во всем слое выше тропопаузы (примерно 0,01–0,05 ‰).

Табл. 2.5.1.1 и 2.5.1.4 показывают, что над Москвой характерен первый тип изменения массовой доли водяного пара в стратосфере.

Сведения о влажности воздуха в верхней стратосфере и мезосфере еще более малочисленны, чем в нижней стратосфере. Однако поскольку здесь наблюдается турбулентное перемешивание, водяной пар может поступать из нижних слоев и в эти слои, о чем свидетельствует образование серебристых (мезосферных) облаков, которые, как принято сейчас считать, состоят из ледяных кристаллов [60].

В июне–июле 1978 года космонавты В.В. Ковалёнок и А.С. Иванченков, наблюдая с орбитальной станции «Салют-6» серебристые облака, пришли к выводу, что они появляются на любых широтах обоих полушарий. Они образуют поля протяженностью в несколько тысяч километров. Причем яркость их при наблюдениях из космоса почти в сотню раз выше, чем при наблюдениях с Земли. А видеть их с Земли в более низких широтах невозможно, потому что там очень короткие сумерки, не дающие достаточного времени для их наблюдения (http://han-samoilenko.narod.ru/questions/earth/014.htm).

На рис. 2.5.1.1 *а* и 2.5.1.1 *б* показаны многолетние средние значения и среднеквадратические отклонения для удельной влажности для срока 00 GMT на изобарических поверхностях в слое атмосферы 925–10 гПа для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям (включая восстановленные) на основе данных радиозондирования в Москве за период 1964–2014 гг. Они демонстрируют внутригодовую и пространственную (по высоте) изменчивость удельной влажности. Максимальные средние месячные значения и среднеквадратические отклонения удельной влажности (на рисунке отмечены синим цветом) определены в июле на уровне 925 гПа, а минимальные (на рисунке отмечены розовым цветом) – в январе на уровне 250 гПа.

Для анализа внутригодовой и пространственной изменчивости суточного хода многолетних средних значений и среднеквадратических отклонений для удельной влажности на рис. 2.5.1.1 *в* и 2.5.1.1 *г* показаны разницы в соответствующих значениях средних (*в*) и среднеквадратических отклонений (*г*) для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях для месяцев, сезонов и за год. Рис. 2.5.1.1 *в* и 2.5.1.1 *г* демонстрируют неоднородную структуру суточного хода, т. е. соответствующие разницы для сроков 12 и 00 GMT могут быть как положительными, так и отрицательными.

Многолетние средние значения для удельной влажности в тропосфере и для теплых месяцев – в верхней стратосфере (на уровне 10 гПа) для срока 12 GMT в основном меньше, чем для срока 00 GMT. Наибольшее различие для средних значений видно в верхней тропосфере в теплые месяцы (рис. 2.5.1.1 *в*). В холодные месяцы в стратосфере многолетние средние значения для удельной влажности в срок 12 GMT больше, чем в срок 00 GMT.

Анализ внутригодовой изменчивости суточного хода средних значений удельной влажности показал, что наибольшая внутригодовая изменчивость суточного хода отмечена в нижнем слое (20–10 гПа) верхней стратосферы.

Для всех сезонов и месяцев и за год в целом среднеквадратические отклонения для удельной влажности в нижней и средней тропосфере для срока 12 GMT меньше, чем для срока 00 GMT (см. рис. 2.5.1.1 *г*).

За год в целом и для всех сезонов среднеквадратические отклонения для удельной влажности в стратосфере для срока 12 GMT больше, чем для срока 00 GMT (см. рис. 2.5.1.1 *г*).

Анализ внутригодовой изменчивости суточного хода среднеквадратических отклонений удельной влажности показал, что наибольшая внутригодовая изменчивость суточного хода отмечена в верхней стратосфере в слое 20 – 10 гПа.

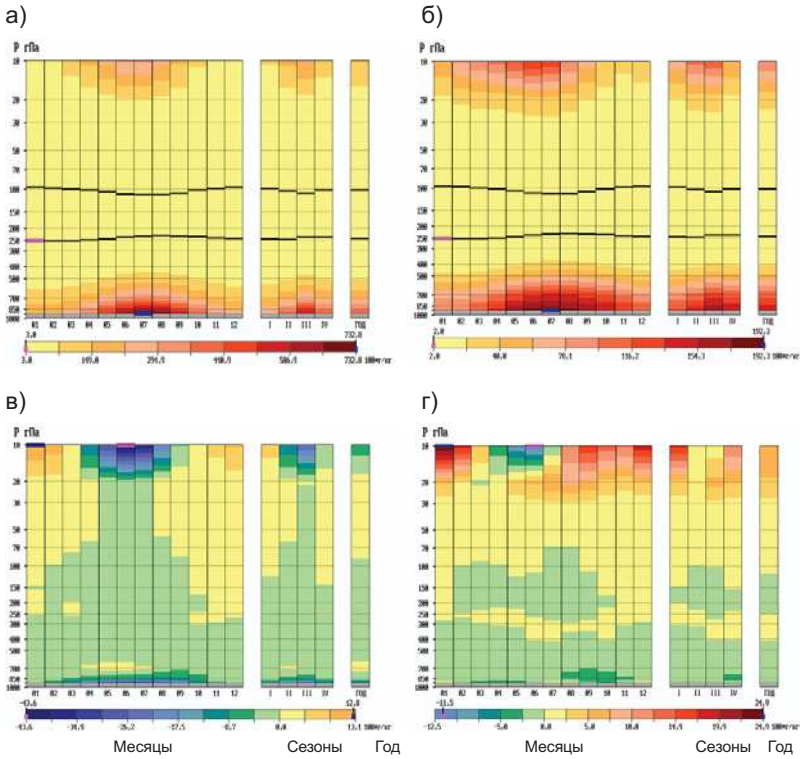


Рис. 2.5.1.1. Многолетние средние значения (а) и среднеквадратические отклонения (б) удельной влажности q, г/кг ×100, для срока 00 GMT и разницы в соответствующих значениях средних (в) и среднеквадратических отклонений (г) для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964 – 2014 гг.

2.5.2. Пространственная изменчивость удельной влажности в атмосфере

В разделе 2.5.2 рассмотрен вопрос о распределении удельной влажности в атмосфере над Арктикой РФ, над низкими и средними широтами земного шара и над Антарктикой.

Расчеты статистических характеристик удельной влажности проведены для отдельных станций. Это обусловлено тем, что результаты расчетов средних и изменчивости параметров влажности в атмосфере по данным спутниковых наблюдений и радиозондовых наблюдений не всегда согласуются [104, 135, 189, 267, 326, 327, 398]. Анализ данных радиозондирования о влажности в различных регионах на примере данных конкретных станций актуален для уточнения нашего представления о распределении влажности в атмосфере и лучшего понимания изменения климата.

Статистические характеристики удельной влажности в атмосфере над Арктикой РФ

В качестве информационной базы служили данные радиозондовых наблюдений за период 1964–2014 гг., проводимых на российских арктических станциях (см. табл. 2.1.1.1), содержащиеся в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74]. После анализа данных на полноту были отобраны российские арктические станции с наиболее полными временными рядами, на которых проводились наблюдения в сроки 00 и 12 GMT. Часть станций являются прибрежными и часть – континентальными.

Выбранные станции расположены в трех районах Арктического региона РФ [71]. В Североевропейском районе (СЕ) – Мурманск, Кандалакша, в Западно-Сибирском (ЗС) – Салехард, Остров Диксон и в Восточно-Сибирском (ВС) – Оленек, Верхоянск.

Распределения многолетних средних годовых значений и соответствующих среднеквадратических отклонений для удельной влажности на изобарических поверхностях, рассчитанные по полным профилям радиозондирования, для станций Арктики РФ представлены в табл. 2.5.2.1, 2.5.2.2. Как выше отмечалось, под полными профилями подразумеваются полные профили измерений, а также полные профили, полученные в результате восстановления неполных по высоте данных измерений. В таблицах жирным шрифтом отмечены уровни, на которых нарушается монотонность изменения удельной влажности, п/ж курсивом – участки с монотонным убыванием или возрастанием.

Для всех рассматриваемых арктических станций средние годовые значения и соответствующие среднеквадратические отклонения для удельной влажности с высотой монотонно убывают в слое до 250 гПа, а затем они монотонно возрастают до 10 гПа. Таким образом, на уровне 250 гПа отмечен их минимум (см. табл. 2.5.2.1, 2.5.2.2). Только для Острова Диксон в нижней тропосфере отмечено слабое увеличение характеристик удельной влажности с высотой.

Таблица 2.5.2.1

Средние годовые, $\bar{q}$, массовой доли водяного пара или удельной влажности q, г/кг × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования над Арктикой РФ. 1964–2014 гг.
***N* – число зондирований.**

Давление, гПа	Районы Арктического региона РФ					
	СЕ		ЗС		ВС	
	Кандалакша	Мурманск	Салехард	Остров Диксон	Оленек	Верхоянск
10	***73,69***	***95,75***	***212,35***	–	***190,62***	***208,06***
20	***22,26***	***28,62***	***40,20***	***38,56***	***56,83***	***67,84***
30	***13,88***	***16,40***	***22,51***	***24,39***	***30,88***	***39,67***
50	***9,33***	***10,33***	***13,63***	***15,62***	***17,12***	***22,63***
70	***7,69***	***8,21***	***10,63***	***11,88***	***12,68***	***16,38***
100	***7,07***	***7,22***	***8,92***	***9,67***	***10,02***	***12,17***
150	***6,67***	***6,67***	***8,16***	***8,62***	***8,57***	***9,65***
200	***6,06***	***6,13***	***7,12***	***8,15***	***7,42***	***7,64***
250	**5,04**	**4,88**	**5,47**	**6,22**	**5,49**	**5,51**
300	***7,21***	***6,57***	***7,14***	***6,27***	***6,51***	6,97
400	***23,57***	***21,45***	***22,26***	***17,25***	***19,17***	20,75
500	***54,14***	***49,82***	***50,94***	***39,37***	***43,98***	46,67
700	***160,79***	***149,44***	***147,72***	***113,03***	***129,35***	136,14
850	***282,39***	***265,91***	***241,77***	***184,69***	***199,91***	200,11
925	***331,68***	***315,82***	***274,93***	***211,42***	***217,26***	214,17
1000	***377,81***	–	***292,51***	***208,34***	–	–
N	26278	30359	28888	22104	25237	26587

Таблица 2.5.2.2

Годовые среднеквадратические отклонения, σ_q, массовой доли водяного пара или удельной влажности q, г/кг × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования над Арктикой РФ. 1964–2014 гг.
***N* – число зондирований.**

Давление, гПа	Районы Арктического региона РФ					
	СЕ		ЗС		ВС	
	Кандалакша	Мурманск	Салехард	Остров Диксон	Оленек	Верхоянск
10	49,64	112,65	124,67	–	182,43	172,60
20	***20,00***	***31,82***	***37,46***	***53,87***	***70,24***	***67,78***
30	***11,51***	***16,33***	***18,99***	***27,85***	***30,69***	***37,15***
50	***7,19***	***9,15***	***9,85***	***13,31***	***14,00***	***17,22***
70	***5,60***	***6,64***	***6,91***	***8,63***	***9,16***	***11,20***
100	***4,92***	***5,33***	***5,08***	***5,84***	***6,07***	***7,14***
150	***4,39***	***4,65***	***4,24***	***4,87***	***4,55***	***5,01***
200	***4,36***	***4,51***	***4,31***	***4,88***	***4,29***	***4,42***

Окончание табл. 2.5.2.2

Давление, гПа	Районы Арктического региона РФ					
	СЕ		ЗС		ВС	
	Кандалакша	Мурманск	Салехард	Остров Диксон	Оленек	Верхоянск
250	**3,33**	**3,41**	**3,37**	**4,55**	**3,41**	**3,28**
300	***4,10***	***3,74***	***3,82***	***3,64***	***3,84***	***4,44***
400	***15,62***	***14,29***	***14,88***	***11,82***	***13,90***	***15,44***
500	***35,69***	***33,07***	***34,38***	***26,85***	***31,32***	***33,65***
700	***88,23***	***84,69***	***89,69***	***68,90***	***77,17***	***77,80***
850	***113,92***	***108,27***	***119,04***	***96,37***	***97,83***	***95,46***
925	***120,98***	***110,18***	***127,47***	***102,71***	***106,93***	***105,00***
1000	***129,98***	–	***134,18***	83,28	–	–
N	26278	30359	28888	22104	25237	26587

Статистические характеристики удельной влажности в атмосфере над низкими и средними широтами земного шара

В качестве информационной базы служили данные радиозондовых наблюдений за период 1964–2014 гг., проводимых на аэрологических станциях в низких и средних широтах: Обсерватория Валентия, Вена, Анкара, Бангкок, Тунис–Карфаген (до 2013 г.), Брисбен (с 1966 г.), (см. табл. 2.1.1.1), содержащиеся в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74]. Отобраны были аэрологические станции с полными временными рядами, расположенные в регионах с различными климатическими условиями. На всех станциях наблюдения проводились в сроки 00 и 12 GMT.

Особенности распределения многолетних средних годовых значений и соответствующих среднеквадратических отклонений для удельной влажности на изобарических поверхностях, рассчитанных по полным профилям (с учетом восстановления неполных по высоте данных измерений) радиозондирования на станциях в низких и средних широтах, представлены в табл. 2.5.2.3, 2.5.2.4.

Данные табл. 2.5.2.3 показывают, что средние годовые значения удельной влажности с высотой монотонно убывают в слое до изобарической поверхности 100/70 гПа, а затем они монотонно возрастают до изобарической поверхности 10 гПа. Таким образом, на изобарической поверхности 100/70 гПа отмечен их минимум для всех рассматриваемых станций, кроме станции Брисбен. Для нее данных для изобарических поверхностей 100–50 гПа нет, минимум отмечен на изобарической поверхности 30 гПа.

Для среднеквадратических отклонений в стратосфере отмечены уровни нарушения монотонности для всех станций. Для двух прибрежных станций, Обсерватории Валентия и Бангкок, они видны и в нижней тропосфере (см. табл. 2.5.2.3).

Таблица 2.5.2.3

Средние годовые, $\bar{q}$, массовой доли водяного пара или удельной влажности q, г/кг × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования над низкими и средними широтами земного шара. 1964–2014 гг. *N* – число зондирований.

Давление, гПа	Станция					
	Обсерватория Валентия	Вена	Тунис–Карфаген	Анкара	Бангкок	Брисбен
10	–	***24,70***	–	–	–	–
20	***1,57***	***4,28***	–	***2,90***	***4,76***	***1,93***
30	***0,89***	***2,05***	***0,80***	***1,36***	***2,28***	**0,80**
50	***0,52***	***0,98***	***0,33***	***0,62***	***1,04***	–
70	**0,34**	0,66	**0,22**	**0,45**	**0,36**	–
100	***0,29***	***1,45***	***0,26***	***0,41***	***0,07***	–
150	***0,38***	***1,38***	***0,48***	***0,66***	***0,55***	***0,08***
200	***1,36***	***1,82***	***1,10***	***1,59***	***3,62***	***0,98***
250	***2,68***	***3,10***	***2,62***	***3,12***	***14,45***	***3,92***
300	***6,86***	***6,99***	***7,73***	***6,85***	***36,41***	***10,85***
400	***29,59***	***27,77***	***30,61***	***26,80***	***121,13***	***42,34***
500	***68,10***	***69,48***	***76,81***	***68,21***	***253,32***	***87,59***
700	***201,10***	***237,86***	***267,46***	***292,20***	***645,24***	***282,30***
850	***405,44***	***433,69***	***485,33***	***480,12***	***1115,88***	***627,37***
925	***529,55***	***519,19***	***628,13***	–	***1352,76***	***841,14***
1000	***635,22***	–	***836,55***	–	***1693,62***	***1006,48***
N	34327	33230	18549	27684	21974	24169

Таблица 2.5.2.4

Годовые среднеквадратические отклонения, σ_q, массовой доли водяного пара или удельной влажности q, г/кг × 100. Рассчитаны по полным профилям над низкими и средними широтами земного шара. 1964–2014 гг. *N* – число зондирований.

Давление, гПа	Станция					
	Обсерватория Валентия	Вена	Тунис–Карфаген	Анкара	Бангкок	Брисбен
10	–	***46,92***	–	–	–	–
20	***1,99***	***7,93***	–	***3,60***	***7,46***	2,54
30	**1,77**	***3,12***	***0,54***	***2,35***	***4,63***	**1,45**
50	***1,82***	***1,25***	**0,25**	***0,76***	***1,37***	–
70	**0,60**	***0,62***	***0,22***	**0,47**	**0,33**	–
100	0,38	**1,82**	***0,30***	***0,38***	***0,06***	–
150	0,45	**1,69**	***0,50***	***0,68***	***0,32***	0,12
200	***1,37***	***1,54***	***0,96***	***1,40***	***1,82***	1,10
250	***1,98***	***1,66***	***1,85***	***2,56***	***7,16***	4,37
300	***5,08***	***4,19***	***5,81***	***4,93***	***17,95***	12,12

Окончание табл. 2.5.2.4

Давление, гПа	Станция					
	Обсерватория Валентия	Вена	Тунис–Карфаген	Анкара	Бангкок	Брисбен
400	***23,33***	***18,94***	***24,17***	***19,08***	***54,69***	44,34
500	***53,30***	***46,78***	***56,76***	***47,41***	***101,01***	87,23
700	**131,26**	***121,11***	***138,04***	***135,71***	***184,20***	190,94
850	***159,54***	***145,11***	***170,61***	***141,33***	**189,48**	206,73
925	***143,17***	***158,97***	***184,98***	–	***229,57***	208,60
1000	***140,55***	–	***189,79***	–	***222,47***	240,25
N	34327	33230	18549	27684	21974	24169

Статистические характеристики удельной влажности в атмосфере над Антарктикой

Информационной базой для расчетов служили данные радиозондовых наблюдений за период 1964–2014 гг., проводимых на антарктических аэрологических станциях, содержащиеся в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74]. Статистические характеристики для удельной влажности на изобарических поверхностях рассчитаны для станций Халли, Ньюмайер, Маусон, Мирный, Кейси, Маккуори, Амундсен–Скотт (см. табл. 2.1.1.1). Станции были выбраны в восточной, западной и центральной частях Антарктического региона.

В табл. 2.5.2.5, 2.5.2.6 для антарктических станций представлены распределения многолетних средних годовых значений и соответствующих среднеквадратических отклонений удельной влажности для изобарических поверхностей, полученные по полным профилям (с учетом восстановления неполных по высоте данных измерений) радиозондирования.

Таблица 2.5.2.5

Средние годовые, $\overline{q}$, массовой доли водяного пара или удельной влажности q, г/кг × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования над Антарктикой. 1964–2014 гг. *N* – число зондирований.

Давление, гПа	Станция					
	Халли	Ньюмайер	Маусон	Мирный	Маккуори	Амундсен–Скотт
10	***28,96***	***27,69***	***27,17***	282,17	13,14	324,53
20	***8,66***	***8,19***	***6,14***	***90,19***	***3,90***	***88,39***
30	***4,79***	***4,09***	***3,06***	***49,87***	***2,24***	***40,69***
50	***2,21***	***1,30***	***1,32***	***24,44***	***1,31***	***20,33***
70	***1,38***	***0,73***	***0,79***	***15,67***	***0,87***	***13,09***
100	***1,05***	**0,59**	**0,82**	***10,19***	**0,64**	***7,98***
150	**0,72**	***0,41***	0,57	***7,48***	***0,58***	***4,63***
200	***0,72***	***0,44***	0,62	***6,35***	***0,83***	***3,61***

Окончание табл. 2.5.2.5

Давление, гПа	Станция					
	Халли	Ньюмайер	Маусон	Мирный	Маккуори	Амундсен–Скотт
250	***0,90***	***0,72***	0,89	**4,60**	***1,68***	**2,82**
300	***1,58***	***1,64***	1,73	4,51	***4,24***	***2,37***
400	***6,02***	***6,49***	7,03	12,61	***19,62***	***6,49***
500	***16,73***	***17,41***	17,71	28,21	***49,74***	***17,01***
700	***53,89***	***57,22***	49,79	74,29	***147,66***	–
850	***86,62***	***95,11***	71,50	104,99	***282,26***	–
925	***99,53***	***109,15***	78,68	123,39	***371,88***	–
1000	–	–	–	–	***441,66***	–
N	6529	8494	13594	13181	32163	10668

Таблица 2.5.2.6

Годовые среднеквадратические отклонения, σ_q, массовой доли водяного пара или удельной влажности q, г/кг × 100. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования над Антарктикой. 1964–2014 гг. *N* – число зондирований.

Давление, гПа	Станция					
	Халли	Ньюмайер	Маусон	Мирный	Маккуори	Амундсен–Скотт
10	***38,84***	130,46	16,88	***252,64***	13,31	540,66
20	***29,20***	52,24	17,83	***100,91***	***9,82***	147,18
30	***18,92***	40,54	10,41	***54,92***	***5,64***	66,51
50	***8,76***	6,05	4,38	***22,96***	***3,56***	26,62
70	***4,81***	2,73	2,10	***13,22***	***1,88***	14,78
100	***2,92***	1,51	2,12	***7,32***	**1,33**	8,04
150	***1,50***	1,09	1,43	***4,45***	***1,05***	4,10
200	**1,15**	**0,92**	**1,40**	***3,69***	***1,20***	2,94
250	***0,86***	***0,76***	***1,08***	**2,96**	***1,63***	**2,22**
300	***0,90***	***1,23***	***1,37***	***2,41***	***3,75***	1,42
400	***3,78***	***5,31***	***6,15***	***7,83***	***16,26***	3,40
500	***10,21***	***13,83***	***15,15***	***17,10***	***38,40***	9,11
700	***28,29***	***37,12***	***32,48***	***34,21***	**99,21**	–
850	***38,62***	***49,43***	***36,65***	***43,74***	***127,89***	–
925	***39,35***	***49,46***	***36,67***	***50,79***	***120,60***	–
1000	–	–	–	–	***110,95***	–
N	6529	8494	13594	13181	32163	10668

Данные табл. 2.5.2.5, 2.5.2.6 показывают, что для прибрежных антарктических станций среднегодовые значения и соответствующие средние квадратические отклонения удельной влажности с высотой монотонно убывают в слое до 250/200/100 гПа, а затем они монотонно возрастают до

10 гПа. Таким образом, на уровне 250/200/100 гПа отмечен их минимум. Для каждой станции минимум среднегодовых значений и соответствующих среднеквадратических отклонений отмечен на одном уровне. Для станций Халли, Ньюмайер, Маусон – на уровне 200 гПа, для станций Мирный и Амундсен–Скотт – на уровне 250 гПа, а Маккуори – на уровне 100 гПа.

Таким образом, для рассмотренных станций минимум среднегодовых значений удельной влажности определен на уровне 250 гПа для арктических станций РФ, на изобарической поверхности 100 или 70 гПа – для станций в средних и низких широтах, и на уровне 250/200/100/70 гПа – для станций в Южном полярном регионе. На отмеченных изобарических поверхностях нарушается монотонность изменения среднегодовых значений удельной влажности – убывание сменяется возрастанием.

Диапазон изменений для средних годовых значений удельной влажности на уровне 925 гПа для арктических станций составляет 214–330 г/кг×100, для станций в средних и низких широтах – 520–1353 г/кг×100 и для станций Антарктиды – 78–123 г/кг×100 (см. табл. 2.5.2.1, 2.5.2.3, 2.5.2.5).

Для годовых среднеквадратических отклонений удельной влажности диапазон изменений на уровне 925 гПа для арктических станций составляет 103–121 г/кг×100, для станций в средних и низких широтах – 143–230 г/кг×100 и для станций Антарктиды – 39–51 г/кг×100 (см. табл. 2.5.2.2, 2.5.2.4, 2.5.2.6).

2.5.3. Коэффициенты кросскорреляций

Корреляции метеорологических величин являются важной климатической характеристикой атмосферы Земли. Оценки корреляционных связей могут быть весьма полезны при тестировании климатических моделей [2].

Коэффициенты кросскорреляций между температурой и удельной влажностью

Приведем данные о связи между температурой и массовой долей водяного пара или удельной влажностью воздуха в различные сезоны. Количественной мерой такой связи служит коэффициент взаимной корреляции $r_{T,q}$.

В табл. 2.5.3.1 представлены коэффициенты кросскорреляций между нормированными значениями синхронных измерений температуры и удельной влажности для изобарических поверхностей. Для расчетов использованы данные радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг. Как отмечалось в разделе 2.1, нормирование временных рядов температуры и параметров влажности воздуха проводилась для удаления неоднородностей, обусловленных их годовой и суточной изменчивостью.

Как отмечено в разделе 2.1, метод восстановления значений метеовеличины в неполном профиле основан на вертикальных автокорреляциях температуры – с температурой, удельной влажности – с удельной влажностью на соответствующем уровне. Поэтому представляет интерес сравнение кросскорреляций, рассчитанных на основе измеренных значений и на основе всех полных профилей (с учетом полных восстановленных профилей).

Таблица 2.5.3.1

Коэффициенты взаимной корреляции $r_{T,q}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры воздуха и массовой доли водяного пара или удельной влажности q. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33 259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	0,69	0,66	0,50	0,67	0,63	3756
20	0,71	0,63	0,43	0,65	0,60	12233
30	0,73	0,59	0,36	0,58	0,56	16229
50	0,74	0,58	0,35	0,52	0,55	19851
70	0,74	0,56	0,35	0,49	0,54	21725
100	0,73	0,57	0,45	0,56	0,58	28845
150	0,73	0,60	0,49	0,63	0,61	30407
200	0,79	0,75	0,74	0,75	0,76	31156
250	0,75	0,74	0,63	0,66	0,70	31593
300	0,62	0,60	0,59	0,62	0,61	31997
400	0,68	0,65	0,52	0,65	0,62	32524
500	0,65	0,59	0,41	0,57	0,56	32732
700	0,59	0,55	0,40	0,51	0,51	32903
850	0,68	0,69	0,67	0,67	0,68	32965
925	0,83	0,66	0,56	0,79	0,71	32067

В табл. 2.5.3.2 представлены коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными восстановленными значениями температуры и удельной влажности для изобарических поверхностей. Для расчетов восстановленных профилей использованы данные радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг.

Таблица 2.5.3.2

Коэффициенты взаимной корреляции $r_{T,q}$ между нормированными синхронными значениями температуры воздуха и массовой доли водяного пара или удельной влажности q. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг. 33 259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	0,72	0,63	0,46	0,70	0,63	32828
20	0,70	0,61	0,42	0,65	0,60	32925
30	0,72	0,60	0,41	0,59	0,58	32944
50	0,75	0,60	0,42	0,54	0,58	32959
70	0,75	0,59	0,42	0,52	0,57	32960
100	0,73	0,57	0,45	0,56	0,58	33080
150	0,73	0,60	0,50	0,63	0,61	33086

Окончание табл. 2.5.3.2

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
200	0,78	0,75	0,74	0,75	0,76	33091
250	0,75	0,74	0,64	0,66	0,70	33090
300	0,62	0,61	0,59	0,62	0,61	33092
400	0,68	0,65	0,52	0,65	0,63	33103
500	0,65	0,59	0,41	0,57	0,56	33106
700	0,59	0,55	0,40	0,51	0,51	33107
850	0,68	0,69	0,67	0,67	0,68	33109
925	0,83	0,67	0,57	0,80	0,71	33083

Сравнение коэффициентов кросскорреляций между нормированными синхронными измеренными и измеренными/восстановленными значениями температуры и удельной влажности для изобарических поверхностей показывает, что до уровня 100 гПа (см. табл. 2.5.3.1 и 2.5.3.2) их соответствующие значения практически совпадают, а для более высоких уровней они совпадают или слабо различаются.

Чем больше $r_{T,q}$, тем теснее связь между температурой и влажностью воздуха. Как следует из данных табл. 2.5.3.1 и 2.5.3.2, коэффициенты кросскорреляции $r_{T,q}$ на всех уровнях положительные. Это означает, что всюду рост температуры сопровождается увеличением массовой доли водяного пара [60].

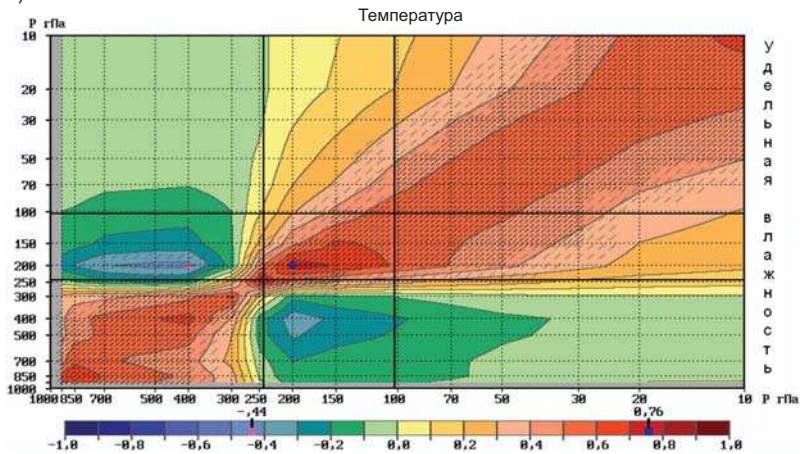
Однако теснота связи значительно различается, прежде всего, летом и зимой. В холодный период года относительная влажность, как правило, достаточно высокая (см. табл. 2.3.2.1) – воздух близок к состоянию насыщения. Поэтому увеличение температуры сопровождается ростом удельной влажности: коэффициенты кросскорреляции $r_{T,q}$ зимой всюду, и особенно вблизи земли, где относительная влажность максимальна, большие. Летом связь между T и удельной влажностью на всех уровнях слабее, чем зимой. Минимальные коэффициенты кросскорреляции $r_{T,q}$ отмечены в средней тропосфере и средней стратосфере [60].

Согласно данным работы [60], зимой $r_{T,q}$ в пасмурную погоду несколько больше, чем в ясную.

Так как удельная влажность определяется в г/кг, ее значения зависят от плотности воздуха.

На рис. 2.5.3.1 показаны коэффициенты кросскорреляции между нормированными значениями синхронных измерений удельной влажности и температуры воздуха, а также удельной влажности и плотности воздуха на изобарических поверхностях 925–100 гПа за год в целом. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные) за 1964–2014 гг. для Москвы.

а)



б)

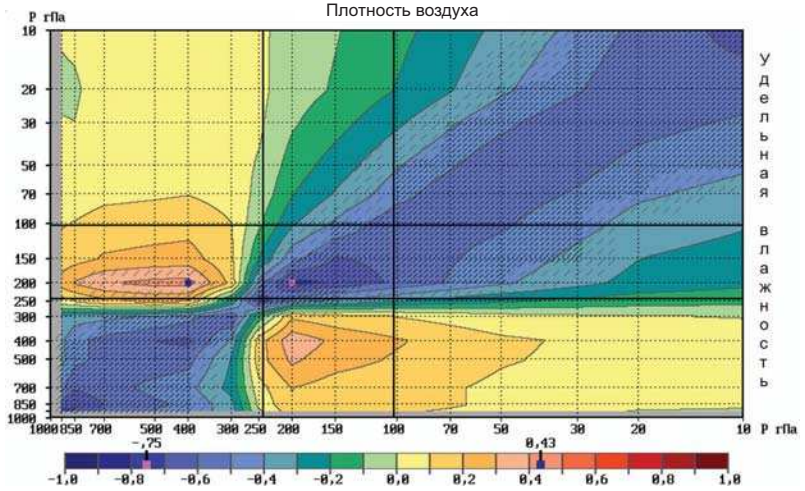


Рис. 2.5.3.1. Коэффициенты взаимной корреляции между нормированными значениями синхронных измерений температуры воздуха и удельной влажности (а), удельной влажности и плотности воздуха (б) на изобарических поверхностях за год в целом. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Розовыми и синими отрезками отмечены соответствующие минимальные и максимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг.

Коэффициенты кросскорреляций между относительной и удельной влажностью

Также представляет интерес сравнение кросскорреляций между различными параметрами влажности, рассчитанных на основе измеренных значений и на основе полных профилей.

В табл. 2.5.3.3 и 2.5.3.4 представлены коэффициенты кросскорреляций между нормированными значениями синхронных измерений относительной и удельной влажности для изобарических поверхностей, а также на основе полных профилей

Таблица 2.5.3.3

Коэффициенты взаимной корреляции между нормированными значениями синхронных измерений относительной и удельной влажности. Рассчитаны по данным радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33 259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	0,05	0,47	0,81	0,41	0,45	3756
20	0,07	0,50	0,84	0,52	0,51	12233
30	0,13	0,56	0,89	0,64	0,57	16229
50	0,20	0,62	0,90	0,70	0,61	19851
70	0,27	0,61	0,87	0,70	0,62	21725
100	0,35	0,60	0,78	0,63	0,59	28845
150	0,35	0,51	0,63	0,47	0,49	30407
200	0,26	0,25	0,23	0,24	0,24	31156
250	0,33	0,30	0,46	0,43	0,38	31593
300	0,60	0,63	0,67	0,63	0,63	31997
400	0,62	0,69	0,77	0,67	0,69	32524
500	0,67	0,74	0,84	0,72	0,74	32732
700	0,71	0,75	0,79	0,74	0,75	32903
850	0,64	0,53	0,40	0,52	0,52	32965
925	0,56	0,49	0,41	0,41	0,47	32067

Таблица 2.5.3.4

Коэффициенты взаимной корреляции между нормированными синхронными значениями относительной и удельной влажности. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг. 33 259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	0,17	0,55	0,86	0,53	0,53	32828
20	0,17	0,52	0,87	0,57	0,53	32925
30	0,20	0,59	0,89	0,64	0,58	32944
50	0,26	0,61	0,88	0,69	0,61	32959
70	0,32	0,62	0,86	0,69	0,62	32960

Окончание табл. 2.5.3.4

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
100	0,37	0,61	0,79	0,63	0,60	33080
150	0,36	0,52	0,63	0,47	0,50	33086
200	0,27	0,27	0,25	0,25	0,26	33091
250	0,34	0,31	0,46	0,43	0,39	33090
300	0,60	0,63	0,67	0,63	0,63	33092
400	0,62	0,69	0,77	0,67	0,69	33103
500	0,67	0,74	0,83	0,72	0,74	33106
700	0,71	0,75	0,79	0,74	0,75	33107
850	0,64	0,53	0,40	0,52	0,52	33109
925	0,56	0,49	0,40	0,41	0,47	33083

Коэффициенты кросскорреляций между нормированными синхронными значениями относительной и удельной влажности (см. табл. 2.5.3.3 и 2.5.3.4) положительны для всех уровней от 925 до 10 гПа во все сезоны.

Сравнение данных табл. 2.5.3.3 и 2.5.3.4 показали, что для всех сезонов коэффициенты кросскорреляций между нормированными значениями синхронных измерений относительной и удельной влажности, а также на основе полных профилей практически совпадают для уровней от 925 до 100 гПа. Для изобарических поверхностей 70–20 гПа они немного выше при расчете по полным профилям для зимы, а для уровня 10 гПа – для всех сезонов.

В связи с вышесказанным, остановимся на более подробном анализе только табл. 2.5.3.4. В средней и верхней тропосфере (700–300 гПа) и стратосфере (150–10 гПа) летом связь между относительной и удельной влажностью наиболее сильная летом и слабая – зимой, а в нижней тропосфере, наоборот, она наиболее сильная зимой и слабая – летом. В переходные периоды коэффициенты кросскорреляций между относительной и удельной влажностью практически совпадают на всех уровнях. На уровнях 250 и 200 гПа корреляции слабые во все сезоны.

Были выполнены вычисления коэффициентов кросскорреляций между нормированными значениями синхронных измерений удельной и относительной влажности на изобарических поверхностях для станций, расположенных в различных широтах (см. раздел 2.1). Для некоторых станций результаты расчетов за год в целом представлены на рис. 2.5.3.2. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Частыми короткими штрихами отмечены области коэффициентов корреляции со значимостью не ниже 95 %, а редкими косыми штрихами – со значимостью не ниже 50 %.

Анализ полученных результатов показал, что для большинства станций (Мурманск, Салехард, Остров Диксон, Оленек, Москва, Бангкок, Беллинсгаузен, Мирный, Новолазаревская, Ньюмайер, Маусон) максимальные кросскорреляции определены для значений удельной и относительной

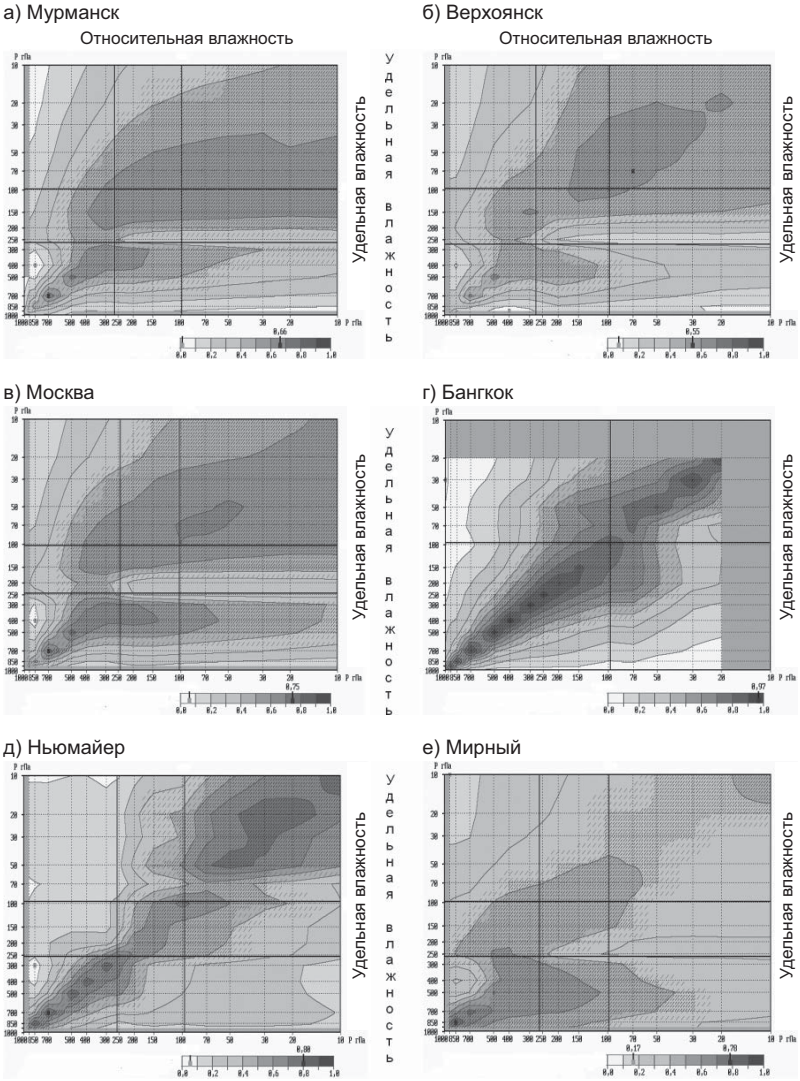


Рис. 2.5.3.2. Коэффициенты кросскорреляции $r_{q,U}$ между нормированными значениями синхронных измерений удельной и относительной влажности на изобарических поверхностях за год в целом. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования за период 1964–2014 гг. для станций Мурманск, Москва, Верхоянска, 1969–2014 гг. – для станции Мирный, 1985–2014 гг. – для станции Ньюмайер, 1964–2008 гг. – для станции Бангкок.

влажности в нижней тропосфере на уровне 850/700 гПа. Для другой части станций – в рассматриваемом слое стратосферы.

Для Арктических станций максимальные значения кросскорреляций изменяются в диапазоне 0,54–0,73. Максимальны они для станций СЕ-района Арктики РФ, и минимальны – для ее ВС-района. Для станций, расположенных в средних и низких широтах, они изменяются в диапазоне 0,75–0,97, а для антарктических станций – в диапазоне 0,69–0,90.

Напомним, что при анализе результатов расчетов характеристик влажности в стратосфере следует принимать во внимание значительные ошибки измерений при низких температурах. Результаты, представленные выше для всего профиля зондирования, носят исследовательский характер. Они могут быть полезны при улучшении системы зондирования и датчиков влажности.

2.6. Содержание водяного пара в столбе воздуха

Содержание водяного пара в столбе воздуха характеризует абсолютное содержание влаги в столбе воздуха от уровня подстилающей поверхности до соответствующей изобарической поверхности и является интегральным параметром по высоте. Оно было рассчитано на основе данных о температуре и дефиците точки росы, содержащихся в исходном массиве.

В разделе 2.6 продемонстрировано применение техники восстановления профилей влажности в атмосфере с помощью описанного в разделе 2.1 метода к расчету средних значений, среднеквадратических отклонений, автокорреляций и кросскорреляций на примере данных о содержании водяного пара в столбе воздуха. Приведенные результаты расчетов актуальны как в научном, так и прикладном направлении. Особенно они важны для уточнения нашего понимания изменения климата, так как в связи с потеплением атмосферы она становится более влагоемкой [247, 417]. С изменением содержания водяного пара в столбе воздуха могут быть связаны изменения в условиях образования различных форм облачности, их количестве и повторяемости [207, 429, 443, 457].

2.6.1. Распределение содержания водяного пара на изобарических поверхностях для станции Москва

Как для всех рассматриваемых в разделах 2.2–2.5 параметров влажности, вначале проведено сравнение статистических характеристик содержания водяного пара в столбе воздуха для изобарических поверхностей, полученных для станции Москва по двум множествам данных. Они рассчитаны на основе данных только радиозондовых измерений и по множеству всех полных профилей. Последние включают полные профили, полученные при радиозондировании, а также полученные из неполных измеренных профилей с помощью процедуры восстановления, изложенной в разделе 2.1.

В табл. 2.6.1.1 и 2.6.1.2 приведены многолетние средние годовые и сезонные значения и соответствующие среднеквадратические отклонения содержания водяного пара в столбе воздуха по данным радиозондирования

в Москве за 1964–2014 гг. Были использованы данные 33 259 зондирований, проведенных на аэрологической станции Долгопрудный, расположенной в Московской области.

Особенности распределения многолетних средних годовых и сезонных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений содержания водяного пара в столбе воздуха на изобарических поверхностях, рассчитанные по полным профилям радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг., представлены в табл. 2.6.1.3 и 2.6.1.4. Под полными профилями подразумеваются полные профили измерений, а также полные профили, полученные в результате восстановления неполных по высоте данных измерений.

Таблица 2.6.1.1

Средние годовые и сезонные значения ($\overline{VA}$) содержания водяного пара в столбе воздуха VA, кг/м^2. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33 259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	6,75	11,61	24,08	13,11	14,26	3 482
20	6,87	11,76	23,90	13,63	14,60	11 453
30	6,86	11,73	23,81	13,53	14,36	15 243
50	6,91	11,59	23,76	13,53	14,14	18 662
70	6,95	11,58	23,77	13,58	14,07	20 450
100	6,98	11,69	23,86	13,70	14,17	26 673
150	6,98	11,68	23,86	13,72	14,13	28 127
200	6,97	11,65	23,82	13,72	14,09	28 806
250	6,96	11,64	23,79	13,70	14,06	29 212
300	6,94	11,62	23,76	13,65	14,05	29 586
400	6,85	11,47	23,42	13,43	13,85	30 087
500	6,57	11,06	22,60	12,90	13,32	30 291
700	5,06	8,78	18,04	10,15	10,54	30 455
850	2,81	5,11	10,56	5,98	6,13	30 532
925	1,34	2,60	5,35	3,05	3,10	30 357

Таблица 2.6.1.2

Годовые и сезонные среднеквадратические отклонения (σ_{VA}) содержания водяного пара в столбе воздуха VA, кг/м^2. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33 259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	2,93	5,73	6,77	6,02	8,54	3 482
20	3,05	6,04	6,93	6,35	8,65	11 453
30	3,10	6,10	6,85	6,36	8,58	15 243
50	3,14	6,03	6,96	6,42	8,55	18 662
70	3,18	6,05	6,96	6,41	8,53	20 450
100	3,25	6,05	6,76	6,41	8,50	26 673
150	3,25	6,05	6,76	6,42	8,50	28 127
200	3,26	6,05	6,78	6,43	8,49	28 806

Окончание табл. 2.6.1.2

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
250	3,26	6,05	6,77	6,43	8,48	29212
300	3,26	6,05	6,77	6,41	8,48	29586
400	3,22	5,98	6,67	6,30	8,35	30087
500	3,10	5,77	6,40	6,05	8,06	30291
700	2,36	4,51	4,79	4,65	6,35	30455
850	1,25	2,55	2,73	2,65	3,70	30532
925	0,60	1,31	1,44	1,37	1,91	30357

Таблица 2.6.1.3

Средние годовые и сезонные значения ($\overline{VA}$) содержания водяного пара в столбе воздуха VA, кг/м². Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	7,10	11,95	24,20	13,89	14,30	30337
20	7,07	11,86	24,15	13,83	14,31	30676
30	7,05	11,83	24,09	13,82	14,28	30699
50	7,04	11,80	24,04	13,80	14,24	30715
70	7,03	11,77	24,01	13,78	14,22	30722
100	7,01	11,73	23,98	13,76	14,19	30848
150	6,98	11,69	23,92	13,73	14,15	30852
200	6,96	11,66	23,88	13,70	14,12	30859
250	6,95	11,64	23,84	13,68	14,09	30860
300	6,93	11,61	23,78	13,64	14,06	30863
400	6,83	11,46	23,45	13,43	13,86	30873
500	6,56	11,06	22,61	12,90	13,35	30878
700	5,06	8,78	18,04	10,15	10,56	30882
850	2,81	5,11	10,57	5,98	6,14	30884
925	1,34	2,60	5,36	3,05	3,10	30881

Таблица 2.6.1.4

Годовые и сезонные средние квадратические отклонения (σ_{VA}) содержания водяного пара в столбе воздуха VA, кг/м². Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	3,27	6,12	6,78	6,47	8,55	30337
20	3,27	6,09	6,82	6,45	8,58	30676
30	3,27	6,08	6,81	6,44	8,56	30699
50	3,27	6,07	6,81	6,43	8,55	30715
70	3,27	6,07	6,81	6,43	8,54	30722
100	3,27	6,06	6,80	6,42	8,54	30848
150	3,26	6,06	6,80	6,42	8,52	30852
200	3,26	6,05	6,80	6,41	8,52	30859

Окончание табл. 2.6.1.4

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
250	3,26	6,05	6,79	6,41	8,51	30860
300	3,26	6,05	6,78	6,40	8,49	30863
400	3,22	5,98	6,68	6,30	8,37	30873
500	3,11	5,78	6,40	6,05	8,07	30878
700	2,36	4,51	4,80	4,65	6,36	30882
850	1,25	2,55	2,74	2,65	3,70	30884
925	0,60	1,31	1,44	1,37	1,91	30881

Анализ табл. 2.6.1.1–2.6.1.4 показал, что средние значения и соответствующие среднеквадратические отклонения содержания водяного пара в столбе воздуха для изобарических поверхностей, рассчитанные только по данным радиозондирования и по полным профилям с учетом восстановленных, практически совпадают от изобарической поверхности 925 гПа до 400 гПа. Разница в их значениях увеличивается с высотой: в слое 925–400 гПа она не превышает 0,01 кг/м^2, на уровнях 200–70 гПа различия их соответствующих значений могут достигать 0,2 кг/м^2, в слое 50–20 гПа – 0,3 кг/м^2. На уровне 10 гПа средние значения и среднеквадратические отклонения различаются для осени на 0,8 и 0,5 кг/м^2 соответственно. Но более детальный анализ данных по высоте демонстрирует причину, по которой необходимо учитывать особенности данных радиозондирования с высотой, а именно уменьшение количества наблюдений, особенно за влажностью.

Как было отмечено выше, содержание водяного пара в столбе воздуха характеризует абсолютное содержание влаги в столбе воздуха от уровня подстилающей поверхности до соответствующей изобарической поверхности и является интегральным параметром по высоте. Следовательно, его значение должно возрастать с высотой. Однако из данных табл. 2.6.1.1 видно, что начиная с уровня 150 гПа для лета и 100 гПа – для остальных сезонов содержание водяного пара убывает с высотой. Причиной этого противоречия является увеличение числа зондов, не долетевших до больших высот по различным причинам. В частности, по причине того, что баллоны лопаются чаще в холодную влажную погоду. Таким образом, на больших высотах мы фактически имеем условные средние и среднеквадратические отклонения. При их расчете по данным радиозондирования были частично исключены данные зондов, запущенных в холодной влажной атмосфере [6]. Именно осенью расхождение в средних значениях (см. табл. 2.6.1.1 и 2.6.1.3) и среднеквадратических отклонениях (см. табл. 2.6.1.2–2.6.1.4), рассчитанных по данным измерений и по полным профилям, на уровне 10 гПа достигает своих максимальных значений, 0,8 и 0,5 кг/м^2 соответственно.

Заметим, что число измерений на изобарической поверхности 10 гПа составляло для зимы – 782, весны – 1098, для лета – 1017, осени – 859, а число соответствующих полных профилей с учетом восстановленных на этом уровне 8154, 8251, 8360 и 8063.

Данные табл. 2.6.1.3 показывают, что при расчете средних значений содержания водяного пара в столбе воздуха на изобарических поверхностях по полным профилям обеспечивается их монотонное возрастание с увеличением высоты. При этом, как было показано выше, сохраняется хорошее согласование средних и среднеквадратических отклонений с соответствующими статистиками, рассчитанными по данным только измерений на изобарических поверхностях до 100 гПа.

Данные табл. 2.6.1.3 и 2.6.1.4 показывают, что средние значения и среднеквадратические отклонения содержания водяного пара в столбе воздуха для всех уровней летом максимальны, а зимой – минимальны. Для переходных периодов для всех уровней в тропосфере и стратосфере средние значения и среднеквадратические отклонения осенью больше, чем весной.

Средние значения и среднеквадратические отклонения для содержания водяного пара в столбе воздуха (см. табл. 2.6.1.3 и 2.6.1.4) возрастают с высотой для всех сезонов. Однако в стратосфере они растут с высотой медленно. Максимальный рост для содержания водяного пара виден в слое 925–500 гПа, где формируется и переносится нижняя и средняя облачность.

С высотой от уровня 925 до 10 гПа средние значения и среднеквадратические отклонения содержания водяного пара в столбе воздуха летом также изменяются в более широких пределах, чем в другие сезоны. Минимально они изменяются зимой (см. табл. 2.6.1.3 и 2.6.1.4).

На рис. 2.6.1.1 *а* и 2.6.1.1 *б* показаны сглаженные многолетние средние значения и среднеквадратические отклонения содержания водяного пара в столбе воздуха для срока 00 GMT на изобарических поверхностях в слое атмосферы 925–10 гПа для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям (включая восстановленные) на основе данных радиозондирования в Москве за период 1964–2014 гг. Они демонстрируют внутригодовую и пространственную (по высоте) изменчивость содержания водяного пара в столбе воздуха. Для средних месячных значений содержания водяного пара и среднеквадратических отклонений максимальные значения (на рисунке отмечены синим отрезком) определены в июле на уровне 10 гПа, а минимальные (на рисунке отмечены розовым цветом) – в январе на уровне 925 гПа.

Для анализа внутригодовой и пространственной изменчивости суточного хода многолетних средних значений и среднеквадратических отклонений содержания водяного пара в столбе воздуха на рис. 2.6.1.1 *в* и 2.6.1.1 *г* показаны разницы в соответствующих значениях средних (*в*) и среднеквадратических отклонений (*г*) для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях. Они приведены для месяцев, сезонов и за год. Рисунки демонстрируют неоднородную структуру суточного хода средних и среднеквадратических отклонений. Для средних значений соответствующие разницы для сроков 12 и 00 GMT отрицательны для всех месяцев и высот. Для среднеквадратических отклонений разницы для сроков 12 и 00 GMT могут быть как положительными, так и отрицательными в зависимости от месяца и уровня.

Многолетние средние значения содержания водяного пара в столбе воздуха для срока 12 GMT меньше, чем для срока 00 GMT для всех

месяцев / сезонов и изобарических поверхностей. Наибольшее различие для средних значений видно в верхней стратосфере на уровне 10 гПа в теплые месяцы, а минимальные – в январе на уровне 925 гПа.

Рис. 2.6.1.1 *в* показывает, что летом на всех уровнях различие для средних значений содержания водяного пара в столбе воздуха для сроков 12 GMT и 00 GMT максимально по отношению к соответствующим значениям для других сезонов.

Среднеквадратические отклонения содержания водяного пара в столбе воздуха в атмосфере до уровня 20 гПа для июня и июля днем больше,

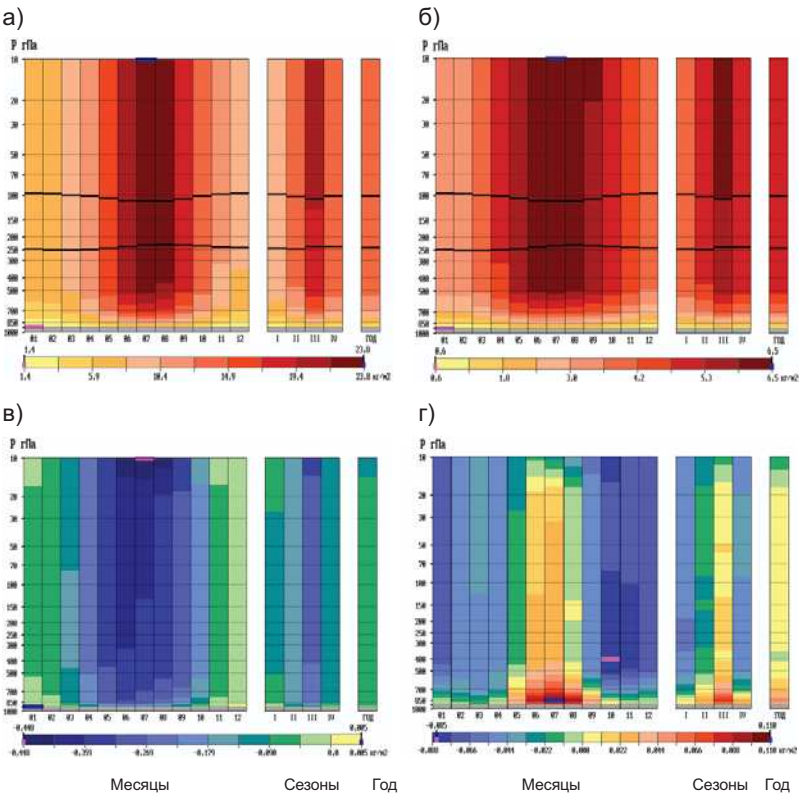


Рис. 2.6.1.1. Многолетние средние значения (а) и среднеквадратические отклонения (б) для содержания водяного пара в столбе воздуха VA, кг/м^2, для срока 00 GMT и разницы в соответствующих значениях средних (в) и среднеквадратических отклонений (г) для сроков 12 и 00 GMT для изобарических поверхностей 925–10 гПа для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг.

чем ночью (см. рис. 2.6.1.1 *г*). Это справедливо также для нижней и средней тропосферы в мае и августе и нижней тропосферы – в сентябре.

Рис. 2.6.1.1 *г* демонстрирует также, что летом на всех уровнях различие среднеквадратических отклонений содержания водяного пара в столбе воздуха для сроков 12 GMT и 00 GMT положительно в слое 925–20 гПа. Для других сезонов – только в нижней тропосфере.

2.6.2. Коэффициенты кросскорреляций между температурой и содержанием водяного пара

Корреляции метеорологических величин являются важной климатической характеристикой атмосферы Земли [81, 82] и могут быть весьма полезны при тестировании климатических и прогностических моделей [2]. Оценки кросскорреляций между температурой и содержанием водяного пара важны в связи с изменениями климата, т. к. при потеплении атмосферы она становится более влагоемкой [247].

Приведем данные о связи между температурой воздуха и содержанием водяного пара в столбе воздуха. Количественной мерой такой связи служит коэффициент взаимной корреляции $r_{T,VA}$.

Для станций, расположенных в Арктике РФ, в средних и низких широтах Северного и Южного полушарий (СП и ЮП) и в Антарктике были рассчитаны коэффициенты кросскорреляций $r_{T,VA}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры воздуха и содержания водяного пара на изобарических поверхностях в слое 1000–300 гПа за год в целом. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). В табл. 2.6.2.1 приведены наибольшие коэффициенты кросскорреляций $r_{T,VA}$. П/ж курсивом отмечены коэффициенты кросскорреляций $r_{T,VA}$ со значимостью не ниже 50 %, жирным шрифтом – со значимостью не ниже 95 %.

Данные табл. 2.6.2.1 показывают, что для исследуемых станций в Арктике РФ, Антарктике и в средних широтах СП и ЮП наибольшие коэффициенты кросскорреляций $r_{T,VA}$ изменяются в пределах 0,49–0,87. Их значимость не менее 95 %. Для арктических станций они максимальны, их значения изменяются в диапазоне 0,78–0,87.

Для рассматриваемых станций в средних широтах СП и ЮП наибольшие коэффициенты кросскорреляций $r_{T,VA}$ изменяются в пределах 0,49–0,83, их значимость не менее 95 %.

Для станций в низких широтах Северного полушария, Гонконг и Бангкок, наибольшие коэффициенты кросскорреляций $r_{T,VA}$ составляют 0,67 и 0,29, их значимость не менее 95 % и менее 50 % соответственно.

На рис. 2.6.2.1 приведены коэффициенты кросскорреляциий $r_{T,VA}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры воздуха и содержания водяного пара на изобарических поверхностях за год в целом. Отрезками на шкале отмечены максимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования на прибрежной и континентальной станциях в Арктике РФ (*а, б*), в средних широтах СП (*в*) и ЮП (*г*), в западной (*д*) и восточной Антарктике (*е*).

Таблица 2.6.2.1

Максимальные коэффициенты кросскорреляций $r_{T,VA}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры воздуха и содержания водяного пара на изобарических поверхностях в слое 1000–300 гПа за год в целом и соответствующие уровни. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные).

Индекс	Название станции	Макс. коэф. кросскор.	Уровень *T*, гПа	Уровень *VA*, гПа
Североевропейский район Арктического региона РФ				
22217	Кандалакша	**0,83**	925	850
22113	Мурманск	**0,81**	925	850
22271	Шойна	**0,85**	925	850
23205	Нарьян-Мар	**0,85**	925	850
Западно-Сибирский район Арктического региона РФ				
23330	Салехард	**0,87**	925	850
20674	Остров Диксон	**0,87**	925	850
23078	Норильск	**0,83**	925	850
Восточно-Сибирский район Арктического региона РФ				
24125	Оленек	**0,81**	925	850
24343	Жиганск	**0,81**	1000	1000
21824	Тикси	**0,85**	925	850
24266	Верхоянск	**0,78**	850	700
Средние и низкие широты Северного полушария				
27612	Москва–Долгопрудный	**0,78**	850	850
27707	Сухиничи	**0,75**	850	850
03953	Обсерватория Валентия	**0,72**	925	850
10739	Штутгарт	**0,58**	925	850
11035	Вена	**0,65**	925	850
17130	Анкара	***0,38***	850	250
60715	Тунис–Карфаген	0,26	700	850
45004	Гонконг	**0,67**	1000	850
48455	Бангкок	0,29	1000	850
Средние и низкие широты Южного полушария				
94578	Брисбен	**0,49**	1000	925
68906	Остров Гоф	**0,77**	925	850
94998	Маккуори	**0,83**	925	850
Антарктические станции				
89050	Беллинсгаузен	**0,87**	925	850
89022	Халли	**0,61**	925	850
89002	Ньюмайер	**0,56**	925	925
89512	Новолазаревская	**0,54**	850	300
89564	Маусон	**0,61**	850	250
89571	Дэвис	**0,69**	925	850
89592	Мирный	**0,73**	925	850
89611	Кейси	**0,67**	925	20

Примечание. В таблице п/ж курсивом отмечены коэффициенты кросскорреляций со значимостью не ниже 50 %, жирным шрифтом – не ниже 95 %.

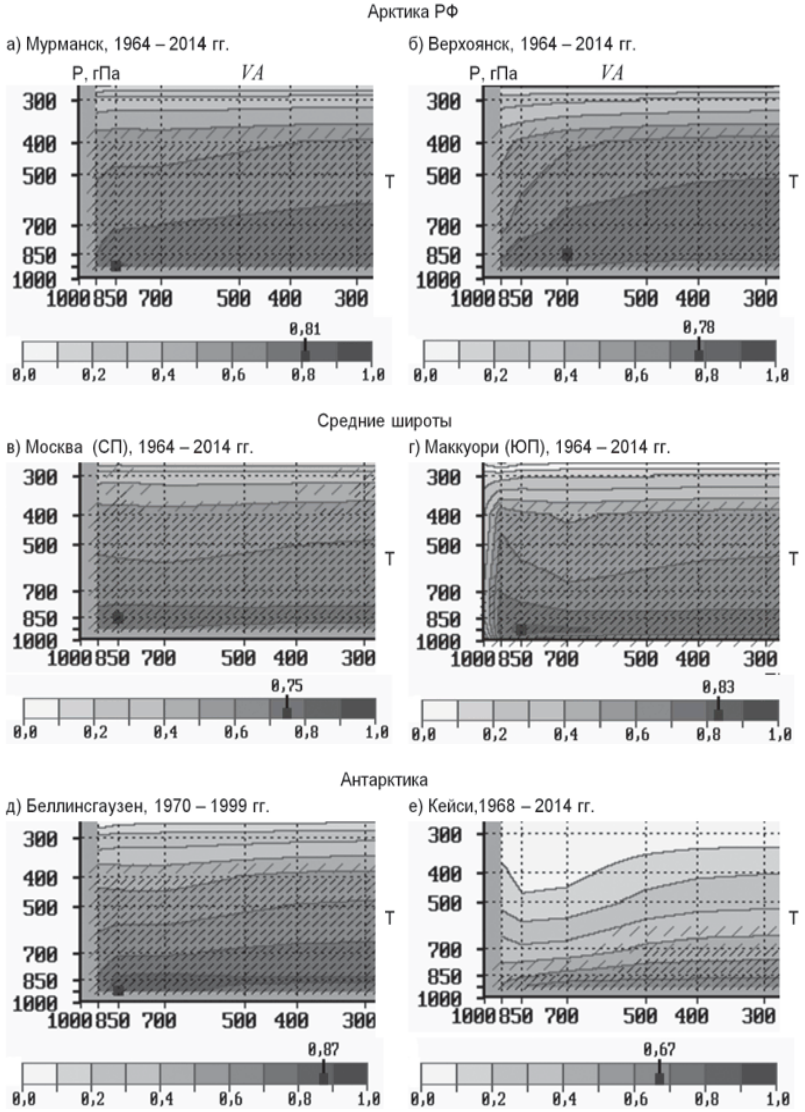


Рис. 2.6.2.1. Коэффициенты кросскорреляций $r_{T,VA}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры воздуха и содержания водяного пара на изобарических поверхностях за год в целом. Отрезками на шкале отмечены максимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования. Данные радиозондирования на станциях в Арктике РФ (а, б), в средних широтах СП (в) и ЮП (г), в западной (д) и восточной Антарктике (е)

2.6.3. Коэффициенты временных корреляций для содержания водяного пара

Временные корреляции метеорологических величин являются важной климатической характеристикой атмосферы Земли [82]. Их оценки могут быть весьма полезны при тестировании климатических и прогностических моделей [2]. Оценки временных корреляций содержания водяного пара важны в связи с изменениями климата, т. к. при потеплении атмосферы она становится более влагоемкой [105, 114, 124, 125, 247]. Эти оценки особенно актуальны для Арктического региона, т. к. в нем зафиксировано наиболее значительное потепление [10, 11, 29, 31, 37, 114, 247]. Предполагается, что в нем возможно увеличение продолжительности существования облачности [207].

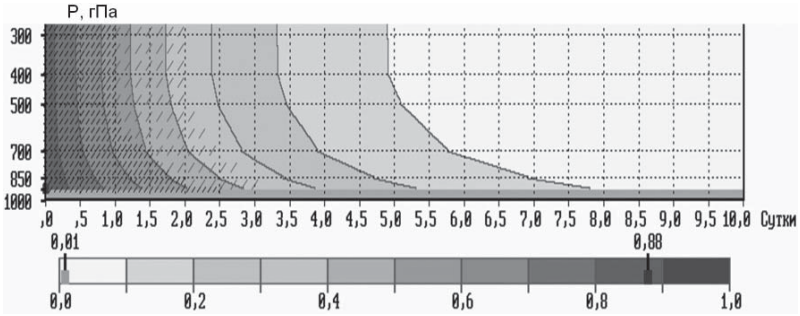
При расчете трендов с использованием точечного метода используются временные корреляции. На рис. 2.6.3.1 в качестве примера приведены коэффициенты временных корреляций r_{VA}^{t} между нормированными значениями измерений содержания водяного пара на изобарических поверхностях 1000 – 300 гПа за год в целом. Отрезками на шкале отмечены максимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (с учетом восстановленных значений) за 1964 – 2014 годы.

Рис. 2.6.3.1 демонстрирует пространственные особенности распределения временных корреляций с высотой и в зависимости от региона. Видно, что для континентальной арктической станции Верхоянск временные корреляции более длительные, чем для прибрежной арктической станции Мурманск и станции Москва. Для станций Мурманск и Москва, расположенных на долготе 33,12° в. д. и 37,05° в. д., они достаточно близки.

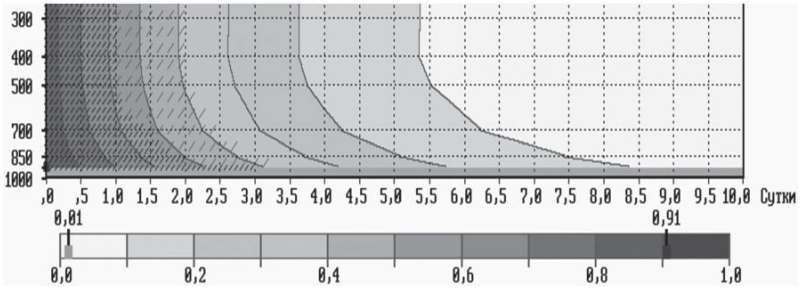
На рис. 2.6.3.2 в качестве примера приведены коэффициенты временных корреляций r_{VA}^{t} между нормированными значениями измерений содержания водяного пара при сдвиге на 24 часа на изобарических поверхностях 1000 – 300 гПа для каждого месяца и сезона. Отрезками на шкале отмечены максимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям. Использованы данные радиозондирования за 1964 – 2014 годы.

Рис. 2.6.3.2 демонстрирует внутригодовую изменчивость распределения временных корреляций с высотой в зависимости от региона. Видно, что для континентальной арктической станции Верхоянск высокие временные корреляции определены на уровне значимости не ниже 95 % для всех месяцев, сезонов и за год. Для станций Мурманск и Москва, расположенных западнее Верхоянска, в летний период они определены на уровне значимости не ниже 95 % только в нижней тропосфере. Для обеих арктических станций временные корреляции определены на уровне значимости не ниже 95 % в холодные месяцы: с января по апрель и с сентября по декабрь. Для всех станций максимальные корреляции определены для холодных месяцев: для Москвы – в январе, для Мурманска – в ноябре и Верхоянска – в феврале.

а) Москва



в) Мурманск



д) Верхоянск

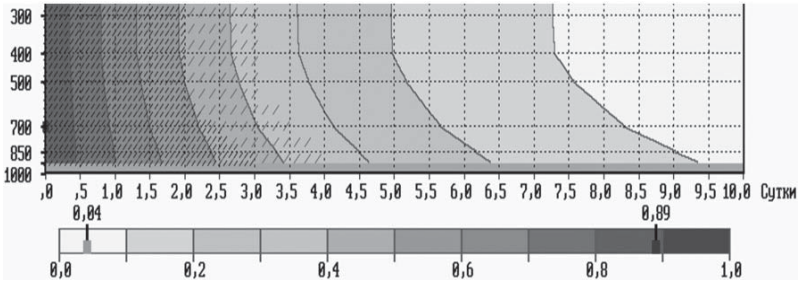
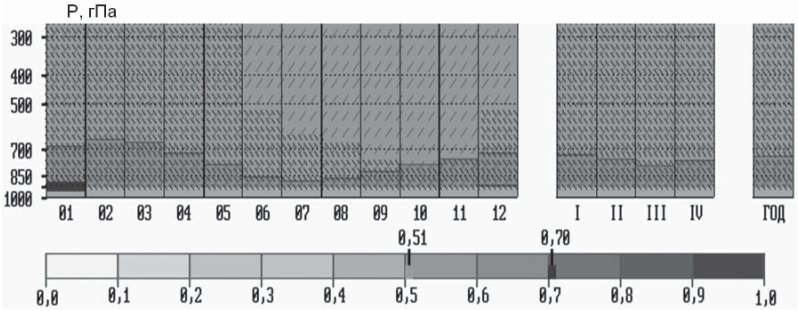
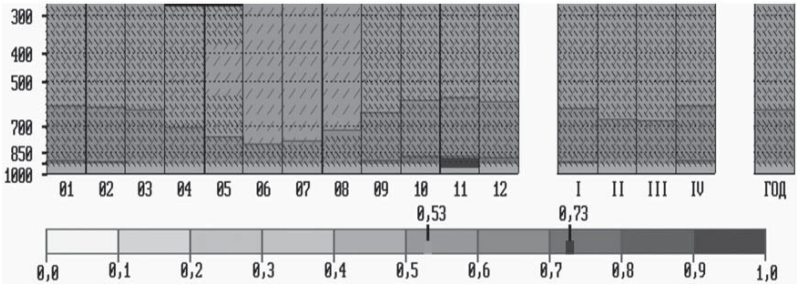


Рис. 2.6.3.1. Коэффициенты временных корреляций r^{t}_{VA} между нормированными значениями измерений содержания водяного пара на изобарических поверхностях 1000–300 гПа за год в целом. Отрезками на шкале отмечены минимальные и максимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования. Данные радиозондирования за 1964–2014 гг.

а) Москва



в) Мурманск



д) Верхоянск

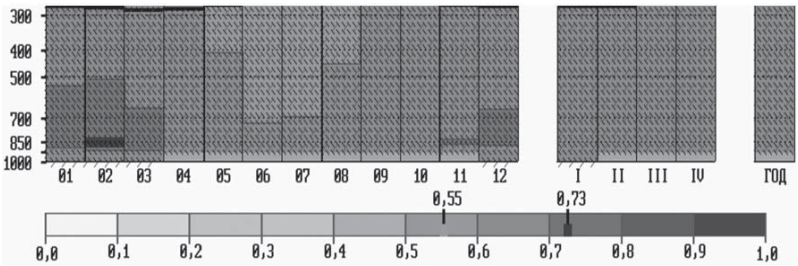


Рис. 2.6.3.2. Коэффициенты временных корреляций $_{VA}$ между нормированными значениями измерений содержания водяного пара при сдвиге на 24 часа на изобарических поверхностях 1000–300 гПа для месяцев, сезонов и за год в целом. Отрезками на шкале отмечены максимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования. Данные радиозондирования за 1964–2014 гг.

2.7. Температура воздуха

В разделе 2.7 техника восстановления профилей, описанная в разделе 2.1, применена к данным радиозондирования атмосферы о температуре. С ее использованием получены оценки средних значений, среднеквадратических отклонений, автокорреляций, кросскорреляций и трендов. Приведенные результаты представляют как научный, так и практический интерес. Они получены на основе наиболее полных временных рядов температуры, прошедших процедуру комплексного контроля. Особенно они важны для уточнения нашего понимания изменения климата, так как в связи с потеплением атмосферы она потенциально становится более влагоемкой [105, 114, 124, 125, 247]. Как отмечалось ранее, в связи с изменением температуры, содержания водяного пара в столбе воздуха, относительной влажности, дефицита точки росы в атмосфере могут происходить изменения количества и повторяемости различных форм облачности [207, 429, 443, 457]. Изменения количества облачности, в свою очередь, могут оказывать влияние на температурный режим, в частности на среднемесячную амплитуду температуры [189, 190, 269].

Исследования трендов температуры и относительной влажности проводились для уровня земли [23, 56, 151, 178, 186, 204, 221, 245, 272, 352, 408, 421, 438], в тропосфере [6, 56, 59, 84, 86, 88–90, 129, 265, 269, 277, 308, 345, 370, 380, 381, 403, 423, 439, 441, 478, 482] и нижней стратосфере [219]. Результаты этих исследований показывают, что за последние десятилетия происходят определенные изменения этих характеристик.

Убывание среднемесячной амплитуды температуры, отмеченное авторами в [269], следует рассматривать как косвенное подтверждение возрастания количества облачности. Полученные тренды физически согласуются с убыванием среднемесячной амплитуды температуры, т. к. облака блокируют поступление солнечной радиации и уменьшают дневной максимум температуры, который дает основной вклад в значение дневной амплитуды температуры, как показано в [189, 190].

Другие факторы, такие как влияние водяного пара и облачности на длинноволновую радиацию, увеличивают как дневную, так и ночную температуру, и таким образом имеют маленькое влияние на значение дневной амплитуды температуры [189, 190]. Вопрос о пространственных особенностях связи изменений количества облачности и дневной амплитуды температуры за более продолжительный период – 1901–2002 гг. – рассмотрен в [286].

Следует отметить исследования изменений нижней облачности, расположенной в нижнем (пограничном) слое атмосферы [212, 484], так как увеличение нижней облачности ведет к охлаждающему эффекту [162, 366].

2.7.1. Распределение температуры на изобарических поверхностях для станции Москва

Как для всех рассмотренных выше (в разделах 2.2–2.6) параметров влажности, вначале в разделе 2.7.1 проведено сравнение статистических характеристик температуры для изобарических поверхностей, полученных

для станции Москва по двум множествам данных. Они рассчитаны на основе данных только радиозондовых измерений и по множеству всех полных профилей. Последние включают полные профили, полученные при радиозондировании, а также полученные из неполных измеренных профилей с помощью процедуры восстановления, изложенной в разделе 2.1.

В табл. 2.7.1.1 и 2.7.1.2 приведены многолетние средние годовые и сезонные значения и соответствующие среднеквадратические отклонения температуры воздуха для изобарических поверхностей по данным радиозондирования в Москве за 1964–2014 гг. Были использованы данные 33259 зондирований, проведенных на аэрологической станции Долгопрудный, расположенной в Московской области.

Таблица 2.7.1.1

Средние годовые и сезонные значения, $\overline{T}$, °С, температуры воздуха для изобарических поверхностей. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг. 33259 зондирований.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	-58,3	-45,2	-36,0	-52,7	-46,9	5155
20	-64,3	-53,3	-44,5	-57,9	-54,1	15297
30	-65,1	-55,5	-48,3	-59,4	-56,6	19998
50	-64,1	-56,3	-50,6	-59,1	-57,3	24123
70	-62,6	-56,1	-51,5	-58,0	-56,9	26173
100	-60,6	-55,2	-51,4	-57,0	-56,0	30416
150	-58,7	-53,8	-50,1	-55,7	-54,5	31588
200	-59,6	-55,6	-51,7	-56,3	-55,8	32235
250	-59,0	-55,9	-50,5	-54,2	-54,9	32575
300	-54,1	-50,6	-43,0	-48,1	-48,9	32860
400	-41,5	-37,0	-27,7	-34,1	-35,1	32990
500	-30,4	-25,4	-15,9	-22,7	-23,6	33083
700	-15,1	-9,6	-0,4	-7,4	-8,1	33177
850	-8,7	-1,4	8,8	-0,5	-0,4	33207
925	-7,9	2,5	14,0	2,2	2,7	32793

Таблица 2.7.1.2

Годовые и сезонные среднеквадратические отклонения, σ_T, °С, температуры воздуха для изобарических поверхностей. Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	11,0	7,7	3,2	9,3	11,5	5155
20	8,8	6,3	2,4	7,4	9,6	15297
30	7,5	5,4	2,0	6,1	8,2	19998
50	6,4	4,8	1,9	4,9	6,8	24123

Окончание табл. 2.7.1.2

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
70	5,7	4,3	2,0	4,3	5,8	26173
100	5,1	4,1	2,4	4,0	5,2	30416
150	5,1	4,2	3,2	4,4	5,3	31588
200	6,0	5,7	5,4	5,7	6,4	32235
250	4,5	4,6	3,5	4,1	5,2	32575
300	3,2	3,8	3,2	4,0	5,4	32860
400	4,4	5,1	3,7	5,5	6,9	32990
500	5,1	5,7	3,6	5,8	7,3	33083
700	5,3	6,0	3,5	6,0	7,5	33177
850	5,4	7,0	4,2	6,3	8,5	33207
925	5,5	7,8	4,5	6,8	10,0	32793

Особенности распределения многолетних средних годовых и сезонных и месячных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений температуры воздуха для изобарических поверхностей, рассчитанные по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные) в Москве за 1964–2014 гг., представлены в табл. 2.7.1.3, 2.7.1.4.

Таблица 2.7.1.3

Средние годовые и сезонные значения, $\overline{T}$, °С, температуры воздуха для изобарических поверхностей. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	-59,7	-45,7	-36,1	-54,0	-48,8	33249
20	-65,5	-53,9	-44,5	-58,9	-55,6	33258
30	-66,0	-55,9	-48,3	-59,8	-57,5	33258
50	-64,6	-56,5	-50,6	-59,3	-57,7	33258
70	-62,9	-56,2	-51,5	-58,1	-57,2	33258
100	-60,8	-55,2	-51,4	-57,1	-56,1	33258
150	-58,8	-53,8	-50,1	-55,8	-54,6	33258
200	-59,7	-55,6	-51,7	-56,3	-55,8	33258
250	-59,0	-55,9	-50,5	-54,2	-54,9	33258
300	-54,1	-50,6	-43,0	-48,1	-48,9	33258
400	-41,5	-37,0	-27,7	-34,1	-35,0	33258
500	-30,4	-25,4	-15,9	-22,7	-23,6	33258
700	-15,1	-9,6	-0,4	-7,4	-8,1	33258
850	-8,7	-1,4	8,8	-0,5	-0,4	33258
925	-7,9	2,5	14,0	2,2	2,7	33252

Таблица 2.7.1.4

Годовые и сезонные среднеквадратические отклонения, σ_T, °С, температуры воздуха для изобарических поверхностей. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	8,3	6,4	2,3	9,1	11,3	33249
20	7,8	6,0	2,1	7,3	9,9	33258
30	7,0	5,4	1,8	6,1	8,4	33258
50	6,2	4,8	1,7	4,9	6,9	33258
70	5,6	4,4	1,9	4,2	5,9	33258
100	5,0	4,0	2,3	3,9	5,2	33258
150	5,0	4,2	3,1	4,4	5,3	33258
200	5,9	5,7	5,3	5,7	6,3	33258
250	4,4	4,5	3,4	4,1	5,2	33258
300	3,2	3,8	3,2	4,0	5,4	33258
400	4,4	5,1	3,7	5,5	6,9	33258
500	5,1	5,7	3,6	5,8	7,3	33258
700	5,3	6,0	3,5	6,0	7,5	33258
850	5,4	7,0	4,2	6,3	8,5	33258
925	5,5	7,8	4,5	6,8	10,0	33252

Сравнение средних значений температуры воздуха, рассчитанных по данным радиозондирования и по полным профилям, и соответствующих среднеквадратических отклонений показывает, что для изобарических поверхностей в атмосферном слое 925–250 гПа для средних и 925–300 гПа – для среднеквадратических отклонений их соответствующие значения совпадают (см. табл. 2.7.1.1–2.7.1.4).

На уровнях выше 250 гПа максимальная разница между соответствующими значениями средних и среднеквадратических отклонений температуры увеличивается с высотой.

На изобарических поверхностях в слое 200–70 гПа средние значения, вычисленные по полным профилям, по модулю больше вычисленных по данным измерений не более чем на 0,1 °С на уровнях 200 и 150 гПа; 0,2 °С – на уровне 100 гПа и 0,3 °С – на уровне 70 гПа. Соответствующие среднеквадратические отклонения в этом слое, вычисленные по полным профилям, на 0,1 °С меньше полученных по данным измерений.

На уровнях 50, 30, 20 и 10 гПа средние значения, рассчитанные по полным профилям, по модулю превышают вычисленные по данным измерений не более чем на 0,5; 0,9; 1,5 и 1,9 °С. Соответствующие среднеквадратические отклонения в этом слое, вычисленные по полным профилям, на 0,2; 0,5; 1,0 и 2,7 °С меньше полученных по данным измерений.

Ниже приведен анализ расхождений средних значений температуры воздуха на изобарических поверхностях и соответствующих среднеквадратических отклонений, рассчитанных по данным радиозондирования и по полным профилям, с учетом сезона.

Как отмечалось выше, число радиозондовых наблюдений с высотой уменьшается в связи с тем, что баллоны часто лопаются при низких температурах и влажных условиях в атмосфере. Заметим, что число измерений для уровня 10 гПа составляло для зимы 1056, весны – 1523, лета – 1467, осени – 1109. Число полных по высоте профилей с учетом восстановленных значений для этого уровня существенно больше и составляло 8287, 8382, 8412 и 8168 соответственно. Для сравнения приведем число измерений и число полных профилей на уровне 850 гПа. Число измерений составляло для зимы 8282, весны – 8368, лета – 8401, осени – 8156, а число соответствующих полных профилей на этом уровне – 8293, 8382, 8414 и 8169.

Согласно данным табл. 2.7.1.1 и 2.7.1.3, зимой вдоль профиля от уровня 925 гПа до 250 гПа соответствующие средние значения температуры воздуха на изобарических поверхностях совпадают. При этом средние значения температуры, вычисленные по данным наблюдений, изменяются в диапазоне от -7,9 до -59,0 °С (см. табл. 2.7.1.1).

Начиная с уровня 200 гПа средняя температура, вычисленная по данным наблюдений, выше средней температуры, полученной по полным профилям с учетом восстановленных. Их разница увеличивается с высотой. На изобарических поверхностях 200 и 150 гПа средняя температура, полученная по полным профилям с учетом восстановленных, на 0,1 °С ниже рассчитанной по данным только измерений, которая составляла -59,6 и -58,7 °С соответственно.

На уровнях 100 – 10 гПа средняя температура, полученная по полным профилям с учетом восстановленных, ниже рассчитанной по данным измерений на -0,2; -0,3; -0,5; -0,9; -1,2 и -1,4 °С. Соответствующая средняя температура, рассчитанная по данным только измерений, составляла -60,6; -62,6; -64,1; -65,1; -64,3; -58,3 °С (см. табл. 2.7.1.1).

Зимой соответствующие среднеквадратические отклонения совпадают от уровня 925 гПа до 300 гПа, различаются на 0,1 °С – на уровнях 250 – 70 гПа, на 0,2 °С – на уровне 50 гПа и на 0,5; 1,0; 2,7 °С – на уровнях 30, 20 и 10 гПа соответственно (см. табл. 2.7.1.2 и 2.7.1.4). Число измерений для уровня 100, 70, 50, 30, 20 и 10 гПа зимой уменьшалось с высотой и составляло 7439, 6269, 5638, 4413, 3188, 1056 соответственно. Заметим, что для уровня 10 гПа данных наблюдений более чем в семь раз меньше, чем для уровня 100 гПа и в три раза меньше, чем для предыдущего уровня – 20 гПа.

Данные табл. 2.7.1.1 и 2.7.1.3 показывают, что весной вдоль профиля от уровня 925 гПа до 100 гПа соответствующие средние значения температуры воздуха на изобарических поверхностях совпадают. При этом средние значения температуры, вычисленные по данным наблюдений, изменяются в диапазоне от 2,5 до -55,2 °С (см. табл. 2.7.1.1). Начиная с уровня 70 гПа средняя температура, вычисленная по данным наблюдений, выше средней температуры, полученной по полным профилям с учетом восстановленных значений. Их разница увеличивается с высотой. На уровнях 70, 50, 30, 20 и 10 гПа средняя температура, полученная по полным профилям с учетом восстановленных значений, ниже рассчитанной по данным измерений на -0,1; -0,2; -0,4; -0,6; -0,5 °С. На этих уровнях средняя температура, рассчитанная по данным измерений, составляла -56,1; -56,3; -55,5; -53,3; -45,2 °С (см. табл. 2.7.1.1).

Весной соответствующие среднеквадратические отклонения совпадают от уровня 925 до 300 гПа, различаются на 0,1 °С – на уровнях 250–30 гПа, на 0,3 и 1,3 °С – на уровнях 20 и 10 гПа соответственно (см. табл. 2.7.1.1 и 2.7.1.3). Число измерений на уровнях 100, 70, 50, 30, 20 и 10 гПа весной уменьшалось с высотой и составляло 7756, 6716, 6251, 5289, 4142, 1523 соответственно. Заметим, что для уровня 10 гПа число измерений весной в полтора раза больше, чем зимой.

Заметим, что летом вдоль профиля от уровня 925 гПа до 20 гПа соответствующие средние значения совпадают (см. табл. 2.7.1.1 и 2.7.1.3). Только на уровне 10 гПа средняя температура, вычисленная по полным профилям, ниже вычисленной по данным измерений на -0,1 °С. Средняя температура, вычисленная по данным измерений, изменяется вдоль профиля от 14,0 °С на уровне 925 гПа до -36,0 °С на уровне 10 гПа и по полным профилям – от 14,0 до -36,1 °С.

Летом соответствующие среднеквадратические отклонения совпадают от уровня 925 гПа до 300 гПа, различаются на 0,1 °С – на уровнях 250–70 гПа, на 0,2 °С – на уровнях 50 и 30 гПа, на 0,3 и 0,9 °С – на уровнях 20 и 10 гПа соответственно (см. табл. 2.7.1.1 и 2.7.1.3). Число измерений на уровнях 100, 70, 50, 30, 20 и 10 гПа летом уменьшалось с высотой и составляло 7808, 6811, 6395, 5523, 4431, 1467 соответственно. Заметим, что летом для уровня 10 гПа число измерений почти в полтора раза больше, чем зимой.

Из данных табл. 2.7.1.1 и 2.7.1.3 следует, что осенью вдоль профиля от уровня 925 гПа до 200 гПа соответствующие средние значения для температуры воздуха на изобарических поверхностях совпадают. При этом средние значения для температуры, вычисленные по данным наблюдений, изменяются в диапазоне от 2,2 до -56,3 °С (см. табл. 2.7.1.1). Начиная с уровня 150 гПа средняя температура, вычисленная по данным наблюдений, выше средней температуры, полученной по полным профилям с учетом восстановленных профилей. Их разница увеличивается с высотой. На уровнях 150–70, 50, 30, 20 и 10 гПа средняя температура, полученная по полным профилям, ниже рассчитанной по данным измерений на -0,1; -0,2; -0,4; -1,0; -1,3 °С. На этих уровнях средняя температура, рассчитанная по данным измерений, составляла -55,7; -58,0; -59,1; -59,4; -57,9; -52,7 °С (см. табл. 2.7.1.1).

Осенью соответствующие среднеквадратические отклонения совпадают от уровня 925 гПа до 150 гПа, различаются на 0,1 °С – на уровнях 100–20 гПа, на 0,2 °С – на уровне 10 гПа (см. табл. 2.7.1.2 и 2.7.1.4). Число измерений на уровнях 150, 100, 70, 50, 30, 20 и 10 гПа осенью уменьшалось с высотой и составляло 7709, 7413, 6377, 5839, 4773, 3536, 1109 соответственно. Заметим, что для этих уровней число измерений осенью почти столько же, сколько и зимой.

На рис. 2.7.1 *а* и 2.7.1 *б* показаны сглаженные многолетние средние значения и среднеквадратические отклонения температуры воздуха для срока 00 GMT в слое атмосферы приблизительно до высоты 30 км на изобарических поверхностях 925–10 гПа для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям (включая восстановленные) на основе данных радиозондирования в Москве за период 1964–2014 гг. Они демонстрируют внутригодовую и пространственную (по высоте) изменчивость температуры. Максимальные средние месячные значения температуры (на рисунке они

отмечены синим цветом) определены в июле на уровне 925 гПа, а минимальные (на рисунке они отмечены розовым цветом) – в декабре на уровне 20 гПа. Для среднеквадратических отклонений максимальные значения определены в январе на уровне 20 гПа, а минимальные – в июле на уровне 30 гПа. Диапазон изменений составляет для средних значений -66,9...+13,0 °С, а для среднеквадратических отклонений – 1,62...6,50 °С.

Для анализа внутригодовой и пространственной изменчивости суточного хода многолетних средних значений и среднеквадратических отклонений температуры на рис. 2.7.1 *в* и 2.7.1 *г* показаны разницы в

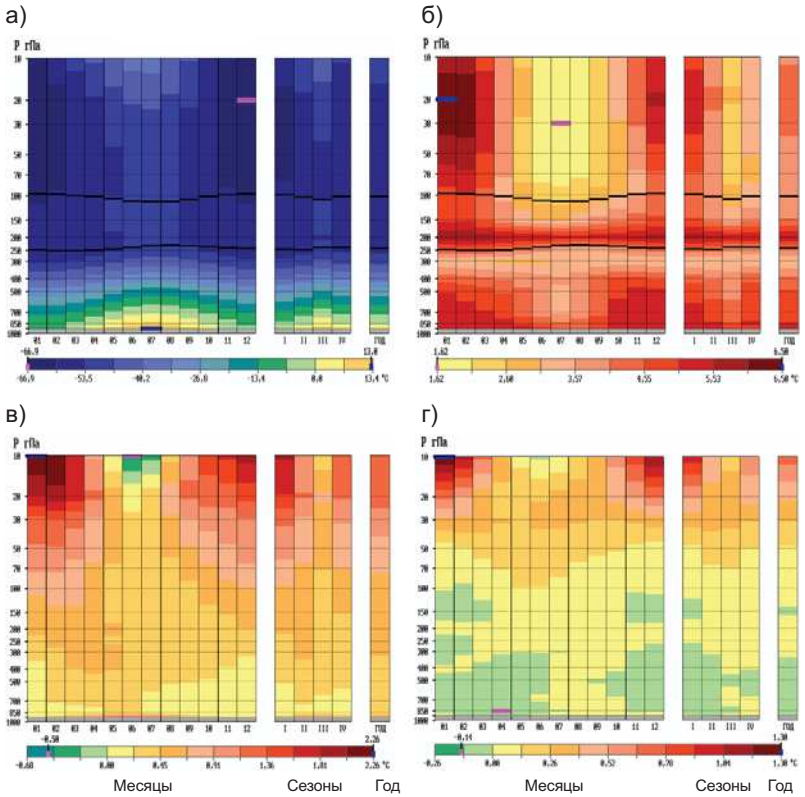


Рис. 2.7.1. Многолетние средние значения (а) и среднеквадратические отклонения (б) температуры воздуха Т, °С, для срока 00 GMT и разницы в соответствующих значениях средних (в) и среднеквадратических отклонений (г) для сроков 12 и 00 GMT на стандартных изобарических поверхностях 925–10 гПа для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг.

соответствующих значениях средних (*в*) и среднеквадратических отклонений (*г*) для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях для месяцев, сезонов и за год. Рис. 2.7.1 *в* и 2.7.1 *г* демонстрируют неоднородную структуру суточного хода, т. е. соответствующие разницы для сроков 12 и 00 GMT могут быть как положительными, так и отрицательными.

Суточный ход средних значений и среднеквадратических отклонений температуры отмечен как в тропосфере, так и в стратосфере. На уровне 925 гПа амплитуда суточного хода средних значений составляет около 2 °С, а в нижнем слое верхней стратосферы разница в соответствующих значениях средних для сроков 12 и 00 GMT изменяется в пределах -0,5 ... +2,3 °С (см. рис. 2.7.1 *в*).

Многолетние средние значения температуры для срока 12 GMT в основном больше, чем для срока 00 GMT. Наибольшее различие для средних значений видно в нижнем слое верхней стратосферы в холодные месяцы (рис. 2.7.1 *в*). В теплые месяцы в нижнем слое верхней стратосферы многолетние средние значения температуры для срока 12 GMT меньше, чем для срока 00 GMT. Максимальные разницы (на рисунке они отмечены синим цветом) определены в январе на уровне 10 гПа, а минимальные (на рисунке отмечены розовым цветом) – в июне также на уровне 10 гПа.

Среднеквадратические отклонения температуры в тропосфере и нижней стратосфере для всех месяцев для срока 12 GMT и для срока 00 GMT различаются слабо, в пределах от -0,14 °С до +1,3 °С (см. рис. 2.7.1 *г*). Для среднеквадратических отклонений максимальные различия определены в январе на уровне 10 гПа, а минимальные – в апреле на уровне 850 гПа.

2.7.2. Коэффициенты вертикальных автокорреляций

Как отмечалось выше, корреляции метеорологических величин являются важной климатической характеристикой атмосферы Земли [81,82]. Их знание может быть весьма полезно при тестировании климатических и прогностических моделей [2, 435].

Для станций, расположенных в Арктике РФ, в средних и низких широтах Северного и Южного полушарий и в Антарктике были рассчитаны коэффициенты автокорреляции $r_{T,T}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры на изобарических поверхностях за год в целом. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). В табл. 2.7.2.1 и 2.7.2.2 приведены наибольшие по модулю отрицательные коэффициенты автокорреляции $r_{T,T}$ и уровни, на которых они определены для Северного и Южного полушарий.

Данные табл. 2.7.2.1 и 2.7.2.2 показывают, что для исследуемых станций в Арктике РФ и в средних широтах Северного и Южного полушарий наибольшие отрицательные коэффициенты автокорреляции изменяются в пределах -0,39...-0,68. Их значимость не менее 95 %. Для арктических станций они максимальны (-0,50...-0,52) для Североевропейского района Арктического региона РФ и минимальны для Восточно-Сибирского района (-0,39...-0,46).

Для рассматриваемых станций в средних широтах Северного и Южного полушарий наибольшие отрицательные коэффициенты автокорреляции изменяются в пределах -0,51...-0,68, их значимость не менее 95 %.

Для станций в низких широтах Северного полушария, Гонконг и Бангкок, наибольшие отрицательные коэффициенты автокорреляции изменяются в пределах -0,10...-0,39, их значимость не менее 50 %, но ниже 95 %.

Для антарктических станций значимость коэффициентов автокорреляции менее 50 %.

Таблица 2.7.2.1

Наибольшие по модулю отрицательные коэффициенты автокорреляции $r_{T,T}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры на изобарических поверхностях за год в целом и уровни, на которых они определены. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования в Северном полушарии.

Индекс	Название станции	Макс. отриц. коэф. автокор.	Уровни в тропосфере, гПа	Уровни в стратосфере, гПа
Североевропейский район Арктического региона РФ				
22217	Кандалакша	**-0,51**	500	200
22113	Мурманск	**-0,50**	500	200
22271	Шойна	**-0,50**	500	200
23205	Нарьян-Мар	**-0,52**	500	200
Западно-Сибирский район Арктического региона РФ				
23330	Салехард	**-0,51**	500	200
20674	Остров Диксон	**-0,40**	500	200
23078	Норильск	**-0,46**	500	200
Восточно-Сибирский район Арктического региона РФ				
24125	Оленек	**-0,46**	700	200
24343	Жиганск	**-0,43**	700	200
21824	Тикси	**-0,39**	700	200
24266	Верхоянск	**-0,41**	700	200
Средние и низкие широты Северного полушария				
27612	Москва	**-0,59**	500	200
27707	Сухиничи	**-0,58**	500	200
03953	Обсерватория Валентия	**-0,68**	500	200
10739	Штутгарт	**-0,68**	500	200
11035	Вена	**-0,64**	500	200
17130	Анкара	**-0,51**	400	150
60715	Тунис – Карфаген	**-0,51**	400	150
45004	Гонконг	***-0,39***	400	100
48455	Бангкок	***-0,10***	300	70

Примечание. П/ж курсивом отмечены коэффициенты автокорреляции $r_{T,T}$ со значимостью не ниже 50 %, жирным шрифтом – не ниже 95 %.

Таблица 2.7.2.2

Наибольшие по модулю отрицательные коэффициенты автокорреляции $r_{T,T}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры на изобарических поверхностях за год в целом и уровни, на которых они определены. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования в Южном полушарии.

Индекс	Название станции	Макс. отриц. коэф. автокор.	Уровни в тропосфере, гПа	Уровни в стратосфере, гПа
Средние и низкие широты Южного полушария				
94578	Брисбен	**-0,66**	400	100
68906	Остров Гоф	**-0,66**	400	100
94998	Маккуори	**-0,68**	500	200
Антарктические станции				
89050	Беллинсгаузен	-0,32	500	200
89022	Халли	-0,26	500	200
89002	Ньюмайер	-0,33	500	200
89009	Амундсен–Скотт	-0,27	500	200
89512	Новолазаревская	-0,27	500	200
89564	Маусон	-0,24	500	200
89571	Дэвис	-0,24	500	200
89592	Мирный	-0,23	500	200
89611	Кейси	-0,26	500	200

Примечание. Жирным шрифтом отмечены коэффициенты автокорреляции $r_{T,T}$ со значимостью не ниже 95 %.

На рис. 2.7.2.1 и 2.7.2.2 показаны коэффициенты автокорреляции $r_{T,T}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры на изобарических поверхностях для года в целом для станций в полярных регионах и средних широтах Северного и Южного полушарий. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования.

Данные табл. 2.7.2.1 и 2.7.2.2, а также рис. 2.7.2.1 и 2.7.2.2 показывают, что для всех рассмотренных станций в Североевропейском и Западно-Сибирском районах Арктического региона РФ, части станций в средних широтах Северного и Южного полушарий наибольшие отрицательные коэффициенты автокорреляции отмечены между значениями температуры на уровнях 200 и 500 гПа в стратосфере и тропосфере соответственно. Расчеты показывают, что для антарктических станций наибольшие отрицательные коэффициенты автокорреляции отмечены также на уровнях 200 и 500 гПа, но значимость их менее 50 %.

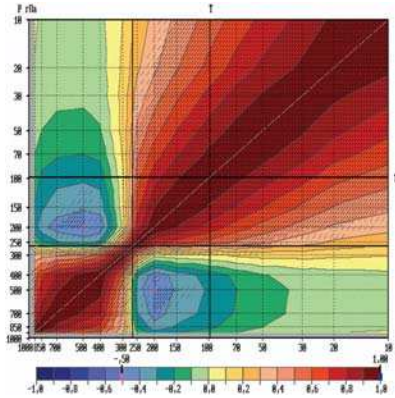
Для станций в Восточно-Сибирском районе Арктического региона РФ наибольшие отрицательные коэффициенты автокорреляции определены между значениями температуры на уровнях 200 и 700 гПа. Для части станций в средних и низких широтах Северного и Южного полушарий – между значениями температуры на уровнях 150/100 и 400 гПа или 70 и 300 гПа.

Таким образом, потепление средней тропосферы, вызванное различными причинами, может привести к усилению похолодания в стратосфере. Потепление в средней тропосфере может привести к увеличению средней облачности при наличии притока влаги или ее уменьшению – при его отсутствии.

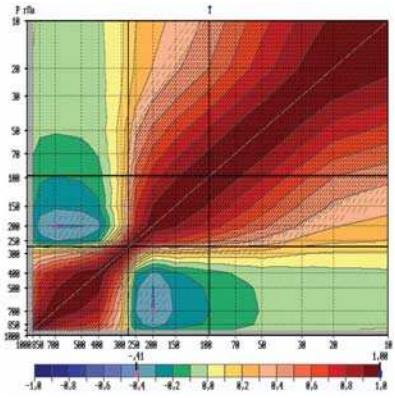
На рис. 2.7.2.1 и 2.7.2.2 черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Климатология тропопаузы, в частности вопрос о повторяемости многослойной тропопаузы в различных регионах земного шара детально рассматривался в работе [63].

Северное полушарие

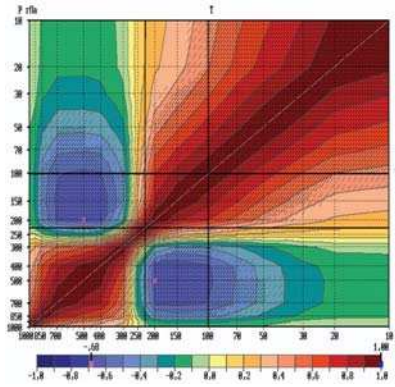
а) Мурманск



б) Верхоянск



в) Обсерватория Валентия



г) Москва – Долгопрудный

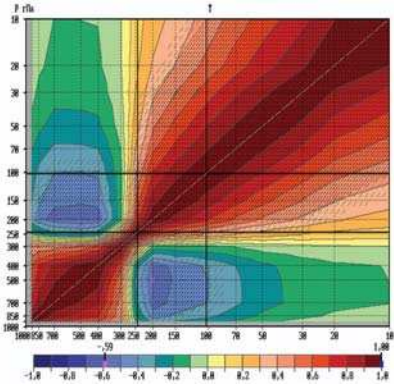
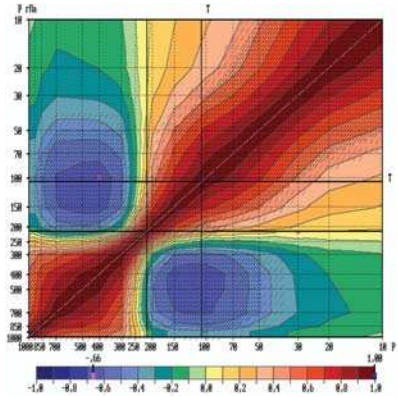


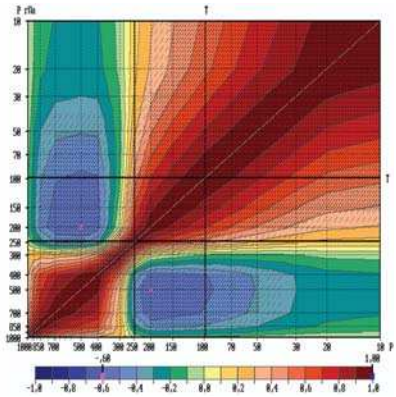
Рис. 2.7.2.1. Коэффициенты автокорреляции $r_{T,T}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры на изобарических поверхностях для года. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования на станциях Северного полушария

Южное полушарие

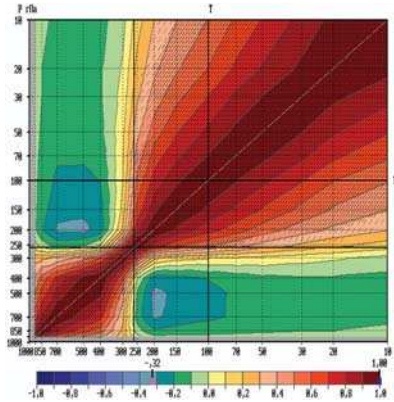
а) Остров Гоф



б) Маккуори



в) Беллинсгаузен



г) Ньюмайер

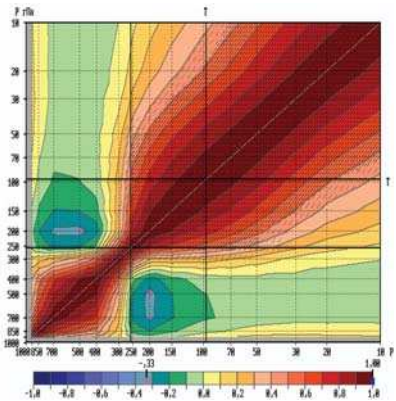


Рис. 2.7.2.2. Коэффициенты автокорреляции $r_{T,T}$ между нормированными значениями синхронных измерений температуры на изобарических поверхностях для года. Черными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования на станциях Южного полушария

В разделе 2.7.3 для обсуждаемых станций приведены климатические характеристики первой (полярной) и второй (тропической) тропопауз за год в целом, полученные по полным профилям радиозондирования (с учетом восстановленных значений) за период 1964 – 2014 годов.

2.7.3. Тропопауза

Тропопауза – переходный слой между тропосферой и стратосферой. Она была обнаружена одновременно с открытием стратосферы, на рубеже XIX и XX столетий [63]. Тропопауза является одной из основных характеристик вертикального строения атмосферы. З. М. Маховер впервые систематизировал основные сведения о тропопаузе, обобщив в своей монографии [50, 63] результаты работ советских и зарубежных исследователей, проводимых до 1983 года.

Интерес к тропопаузе связан с тем, что в районе тропопаузы были обнаружены явления и процессы, оказывающие воздействие на деятельность человека. Так с тропопаузой связан слой озона, задерживающий большую часть ультрафиолетового излучения Солнца. Вблизи тропопаузы создаются условия, осложняющие полеты воздушных судов. Также тропопауза используется в ряде численных схем прогноза погоды [63].

Тропопауза играет важную роль в атмосферных процессах. Она является мощным задерживающим слоем атмосферы, ниже которого происходит непрерывный тепло- и влагообмен между Землей и атмосферой, поступление влаги в атмосферу и вследствие испарения, образования облаков, возвращение влаги на Землю в виде осадков. При пересечении тропопаузы происходит резкое изменение ряда характеристик атмосферы: разрыв вертикального градиента температуры, скачок вектора ветра, резкое изменение влажности воздуха и др. [63].

Вопросы климатологической обработки рядов наблюдений тропопаузы затрагивались в исследованиях отечественных ученых, например И. М. Долгина, И. А. Дюбкина, Л. М. Кроавцовой, А. С. Александрова, Б. Т. Курбанова, З. М. Маховера, Л. В. Руховца, В. И. Чуприны, С. М. Шметера, А. А. Постнова, А. Р. Ивановой, Н. П. Шакиной, В. В. Борисовой, Л. Ф. Козловой, А. М. Стерина [50, 63]. Также изучение тропопаузы проводилось зарубежными исследователями (П. Кишо, У. Рэндела, Д. Сейдел, Б. Д. Сантер, А. Хуан, Л. Гимено) и другими авторами [50, 63]. При этом проводились работы, посвященные режиму тропопаузы и климатическим изменениям ее основных характеристик [50, 63]. Подробный обзор последних работ по исследованию тропопаузы содержится в работе Л. Ф. Козловой и А. М. Стерина [50].

В настоящее время имеется возможность изучения характеристик тропопаузы и долгопериодных тенденций их изменений на основе нескольких источников данных [50]. К ним относятся радиозондовые данные, массивы реанализа (ERA40, NCEP), спутниковые данные (GPS/MET, CHAMP, SAC-C), результаты численного моделирования. Исследования слоя тропопаузы проводятся с использованием этих источников информации и включают результаты сопоставления характеристик, полученных из различных источников, и анализа причин различий. Однако одним из основных источников эмпирических данных о тропопаузе продолжают оставаться радиозондовые данные [50].

Целью климатологической обработки данных тропопаузы является получение показателей, которые с определенной достоверностью отражали

бы ее многолетний режим и позволили бы удовлетворить запросы практики [50, 63]. К интересующим климатическим показателям в первую очередь следует отнести средние значения высоты нижней границы тропопаузы, ее температуры, давления, их средние квадратические изменения и др. [50, 63].

Климатическая обработка рядов наблюдений тропопаузы производится с соблюдением требований математической статистики. Однако возникают некоторые специфические вопросы, связанные в первую очередь с продолжительностью рядов наблюдений, их неоднородностью, наличием инструментальных, случайных и систематических ошибок в измерении, нарушающих сравнимость наблюдений. Требует особого подхода к обработке и наличие двух географических типов тропопаузы – полярной и тропической [63].

ВМО были выработаны критерии для определения тропопаузы [63]. Согласно этим критериям, тропопауза и ее характер (тип) определяются по значениям и изменению вертикального градиента температуры [63].

Тропопауза определяется как самый низкий уровень выше изобарической поверхности 500 гПа, на котором вертикальный градиент температуры уменьшается до 0,2 °С/100 м или меньше при условии, что средний вертикальный градиент в вышележащем двухкилометровом слое не превышает 0,2 °С/100 м [63].

Если выше установленной тропопаузы средний вертикальный градиент между любым уровнем и всеми более высокими уровнями в пределах 1 км превышает 0,3 °С/100 м, то определяется «вторая тропопауза» (второй слой) по тому же критерию, что указан выше. Эта тропопауза может быть или внутри, или выше слоя толщиной 1 км [63].

Тропопауза ниже 500 гПа фиксируется лишь тогда, когда выше этого уровня тропопаузы нет и вертикальный градиент температуры в любом слое толщиной менее 1 км не превышает 0,3 °С/100 м, причем радиозонд поднялся не ниже изобарической поверхности 200 гПа [63].

Тропопауза часто имеет слоистую структуру с разрывами между отдельными пластами, располагающимися на разных высотах [63].

В табл. 2.7.3.1 и 2.7.3.2 приведены средние годовые и среднеквадратические отклонения давления воздуха, геопотенциала и температуры на первой (полярной) и второй (тропической) тропопаузах и уровне земли для станций в Северном и Южном полушариях. Под годовым среднеквадратическим отклонением понимается годовое среднеквадратическое значение отклонений наблюдаемых величин от соответствующих среднемесячных значений (см. раздел 2.1).

Данные табл. 2.7.3.1 и 2.7.3.2 демонстрируют, что среднеквадратические отклонения давления на нижней границе полярной тропопаузы для всех рассматриваемых станций СП и ЮП превышают соответствующие значения для тропической тропопаузы. Для рассматриваемых станций СП они изменяются на уровне полярной тропопаузы от 41,5 до 45,4 гПа, а на уровне тропической тропопаузы – от 31,1 до 33,1 гПа, и для ЮП – от 39,6 до 44,9 гПа на уровне полярной тропопаузы и от 26,6 до 34,7 гПа – на уровне тропической тропопаузы.

Таблица 2.7.3.1

Средние годовые и среднеквадратические отклонения давления воздуха, $\overline{P}$, гПа, геопотенциала, $\overline{H}$, гпм, температуры, $\overline{T}$, σ_T, °С, на нижней границе полярной и тропической тропопауз и уровне земли. N – число наблюдений. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования на станциях в Северном полушарии. 1964–2014 гг. Число зондирований для Мурманска – 30465, Верхоянска – 27530, Обсерватории Валентия – 34544, Москвы – 31976.

Тип тропопаузы / уровень земли	$\overline{P}$, гПа	σ_P, гПа	$\overline{H}$, гпм	σ_H, гпм	$\overline{T}$, °С	σ_T, °С	N
Мурманск							
Тропическая	97,5	33,1	16323,9	2464,5	-60,2	5,9	14084
Полярная	261,8	45,4	9816,6	1235,0	-56,9	5,1	25445
Ур. земли	997,2	13,8	97,6	27,6	0,1	5,3	30441
Верхоянск							
Тропическая	96,5	31,8	16451,5	2519,1	-54,2	5,4	7368
Полярная	272,2	41,5	9454,6	1080,1	-57,3	4,4	25042
Ур. земли	998,9	9,9	138,0	0,0	-14,2	7,9	27351
Москва							
Тропическая	101,1	31,2	16324,7	2278,2	-57,6	4,4	15584
Полярная	241,5	41,8	10517,3	1187,1	-57,8	5,3	26655
Ур. земли	992,0	10,3	190,0	0,0	5,1	5,4	31906
Обсерватория Валентия							
Тропическая	100,2	32,2	16571,6	2368,9	-57,9	4,3	23681
Полярная	224,5	45,2	11130,9	1364,7	-57,8	6,2	18660
Ур. земли	1012,4	12,4	19,3	7,5	11,0	2,4	34536

Таблица 2.7.3.2

Средние годовые и среднеквадратические отклонения давления воздуха, $\overline{P}$, гПа, геопотенциала, $\overline{H}$, гпм, температуры, $\overline{T}$, σ_T, °С, на нижней границе полярной и тропической тропопауз и уровне земли. N – число наблюдений. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования на станциях в Южном полушарии. 1964–2014 гг. Число зондирований для Острова Гоф – 22601, Маккуори – 32330, Беллинсгаузена – 5749, Ньюмайер – 8256.

Тип тропопаузы / уровень земли	$\overline{P}$, гПа	σ_P, гПа	$\overline{H}$, гпм	σ_H, гпм	$\overline{T}$, °С	σ_T, °С	N
Остров Гоф							
Тропическая	104,9	26,6	16189,5	1862,9	-60,8	4,2	15391
Полярная	213,2	39,6	11502,8	1216,2	-59,0	5,8	9647
Ур. земли	1009,6	9,0	54,0	0,0	11,8	2,8	22588
Маккуори							
Тропическая	97,4	34,7	16598,2	2643,4	-54,8	4,9	15532
Полярная	245,4	44,9	10241,7	1274,1	-57,2	5,8	23741
Ур. земли	999,5	12,7	7,0	0,0	4,9	2,0	32311

Окончание табл. 2.7.3.2

Беллинсгаузен							
Тропическая	99,0	32,8	15998,2	2428,9	-61,8	5,9	2875
Полярная	257,5	44,0	9723,9	1199,0	-58,4	5,3	4313
Ур. земли	985,3	13,3	42,1	4,8	-2,3	3,4	5739
Ньюмайер							
Тропическая	95,8	33,3	15739,0	2434,9	-69,9	5,8	4791
Полярная	254,3	40,3	9578,6	1075,9	-61,0	4,6	5239
Ур. земли	982,4	9,5	43,2	2,0	-15,1	5,6	8521

Согласно данным табл. 2.7.3.1 и 2.7.3.2 изменчивость высоты нижней границы тропической тропопаузы для всех рассматриваемых станций СП и ЮП существенно превышает изменчивость высоты нижней границы полярной тропопаузы. Для рассматриваемых станций СП среднеквадратические отклонения высоты нижней границы полярной тропопаузы изменяются от 1080 до 1365 гпм, а тропической тропопаузы – от 2278 до 2519 гпм, и для ЮП они изменяются от 1076 до 1274 гпм для полярной тропопаузы и от 1862 до 2643 гпм – для тропической тропопаузы.

Расчеты среднеквадратических отклонений температуры основных изобарических поверхностей 850–30 гПа и соответствующих значений для тропопаузы за год по наблюдениям в Москве за период 1964–2014 гг. показали, что средние квадратические отклонения температуры тропопаузы сравнимы со значениями средних квадратических отклонений температуры изобарических поверхностей. Они составляют 4,4 и 5,3 °С для тропопауз и 5,2–8,5 °С – для изобарических поверхностей (см. табл. 2.7.1.2, 2.7.1.4, 2.7.3.1 и 2.7.3.2).

Табл. 2.7.3.1 и 2.7.3.2 показывают, что средние годовые значения температуры на уровне тропической тропопаузы для части станций (Мурманск, Обсерватория Валентия – в СП и Остров Гоф, Беллинсгаузен, Ньюмайер – в ЮП) ниже, чем на уровне полярной тропопаузы. Для объяснения этого факта рассмотрим внутригодовую изменчивость температуры тропопауз.

На рис. 2.7.3.1 и 2.7.3.2 показаны сглаженные многолетние средние значения для температуры воздуха на уровне земли, первой и второй тропопауз для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям (включая восстановленные) на основе данных радиозондирования на станциях СП и ЮП за период 1964–2014 гг. Они демонстрируют внутригодовую и пространственную изменчивость температуры на этих уровнях.

Следует отметить, что годовой ход характерен для повторяемости первой и второй тропопауз. Так для Верхоянска (СП) первая тропопауза в январе была определена в 2098 случаях и вторая – в 680; в июне первая тропопауза была определена в 2050 случаях и вторая – в 435. Для станции Остров Гоф (ЮП) первая тропопауза в январе была определена в 552 случаях и вторая – в 1292; в июне первая тропопауза была определена в 1008 случаях и вторая – в 1260.

Годовой ход температуры первой тропопаузы для представленных на рис 2.7.3.1 арктических станций характеризуется одним минимумом в январе и максимумом в июне (для прибрежной станции Мурманск) или

июле (для континентальной станции Верхоянск), что хорошо согласуется с годовым ходом прямой солнечной радиации. Это согласуется с результатами, полученными для арктической станции Норд в [63]. Годовой ход температуры второй тропопаузы для этих станций характеризуется также одним минимумом в январе и максимумом в июле для прибрежной станции и, соответственно в декабре и июне – июле – для континентальной станции.

На рис. 2.7.3.1 видно, что для Мурманска для холодных месяцев температура второй тропопаузы ниже, чем первой, а для Верхоянска для всех месяцев температура второй тропопаузы не ниже, чем первой. Это объясняет, почему для Мурманска средние годовые значения температуры на нижней границе тропической тропопаузы ниже, чем на нижней границе полярной тропопаузы (см. табл. 2.7.3.1 и 2.7.3.2). Аналогичная ситуация видна для Обсерватории Валентия (см. рис. 2.7.3.1), и Острова Гоф, Беллинсгаузен, Ньюмайер (см. рис. 2.7.3.2).

Для антарктических станций Беллинсгаузен и Ньюмайер в годовом ходе температуры первой и второй тропопауз максимум приходится на январь или февраль, что соответствует середине / концу лета ЮП, а минимум – на август (см. рис. 2.7.3.2). В работе [63] по данным до 1983 г. для станции Амундсен – Скотт максимум температуры тропопаузы также приходится на январь, а минимум – на сентябрь. По нашим расчетам за 1964 – 2014 гг. для станций Амундсен – Скотт, Халли, Беллинсгаузен,

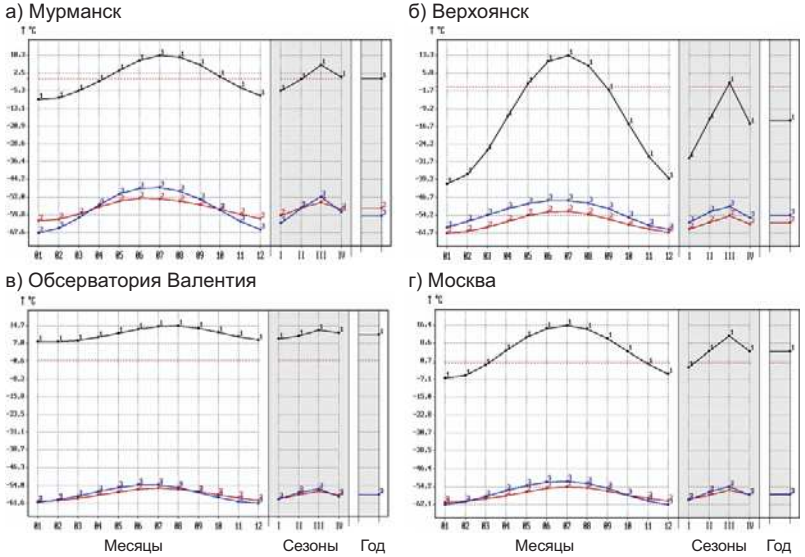


Рис. 2.7.3.1. Многолетние средние значения температуры на уровне земли (линии 1), полярной (линии 2) и тропической (линии 3) тропопауз для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования на станциях Северного полушария. 1964 – 2014 гг.

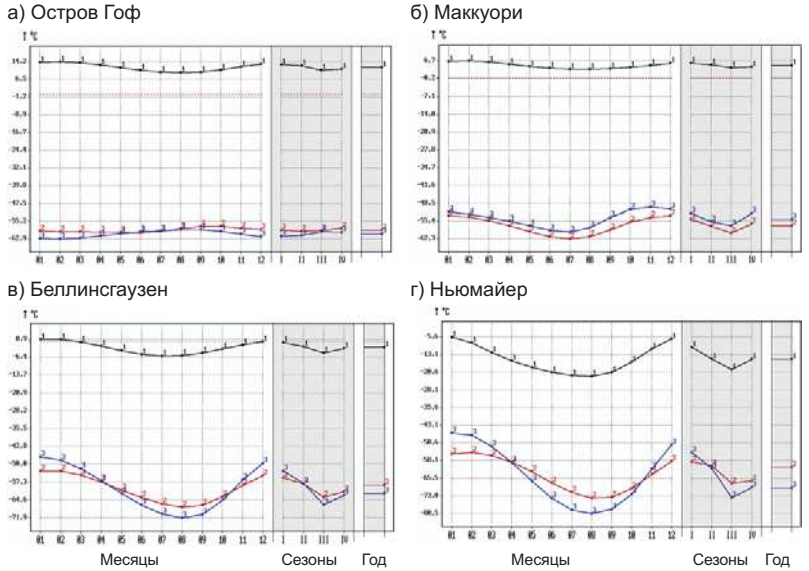


Рис. 2.7.3.2. Многолетние средние значения температуры на уровне земли (линии 1), полярной (линии 2) и тропической (линии 3) тропопауз для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования на станциях Южного полушария. 1964–2014 гг.

Ньюмайер, Новолазаревская, Маусон, Дэвис и Мирный минимум приходится на август. Для станций Халли, Ньюмайер, Маусон, Дэвис и Мирный максимум температуры первой тропопаузы приходится на февраль и второй тропопаузы – на январь.

Согласно данным табл. 2.7.3.1 и 2.7.3.2, изменчивость температуры на нижней границе тропической тропопаузы для арктических и антарктических станций превышает изменчивость температуры на нижней границе полярной тропопаузы. Для арктических станций среднеквадратические отклонения температуры на нижней границе полярной тропопаузы составляют 5,1 и 4,4 °С, а тропической тропопаузы – 5,9 и 5,4 °С для Мурманска и Верхоянска соответственно. Для антарктических станций на нижней границе полярной тропопаузы они составляют 5,3 и 4,6 °С, а тропической – 5,9, и 5,8 °С для станций Беллинсгаузен и Ньюмайер соответственно.

Для станций в средних широтах СП и ЮП изменчивость температуры на нижней границе тропической тропопаузы существенно ниже изменчивости температуры на нижней границе полярной тропопаузы. Ее значения изменяются от 4,2 до 4,9 °С для тропической тропопаузы и от 5,3 до 6,2 °С – для полярной.

На рис. 2.7.3.3 и 2.7.3.4 показаны сглаженные многолетние средние квадратические отклонения температуры воздуха на уровне земли, первой и второй тропопауз для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены

по полным профилям на основе данных радиозондирования на станциях СП и ЮП за период 1964–2014 гг. Они демонстрируют тип внутригодового хода изменчивости температуры на этих уровнях.

Годовой ход многолетних средних квадратических отклонений температуры полярной тропопаузы для арктических станций характеризуется двумя минимумами в январе и августе и одним максимумом в феврале – для прибрежной станции Мурманск и двумя минимумами в январе и октябре и одним максимумом в июле – для континентальной станции Верхоянск (см. рис. 2.7.3.3). Годовой ход многолетних средних квадратических отклонений температуры тропической тропопаузы для обеих арктических станций характеризуется двумя минимумами в январе и июле и максимумом – в феврале (см. рис. 2.7.3.3).

Для обеих антарктических станций годовой ход многолетних средних квадратических отклонений температуры полярной тропопаузы характеризуется одним минимумом в январе/феврале и одним максимумом в октябре/ноябре (см. рис. 2.7.3.4).

Годовой ход многолетних средних квадратических отклонений температуры тропической тропопаузы для обеих антарктических станций характеризуется минимумом в феврале/марте (в конце лета – начале осени ЮП) и двумя максимумами в январе (середине лета ЮП) и октябре/ноябре (весной ЮП). Для станции Ньюмайер также отмечены максимум в июне и минимум в сентябре (см. рис. 2.7.3.4).

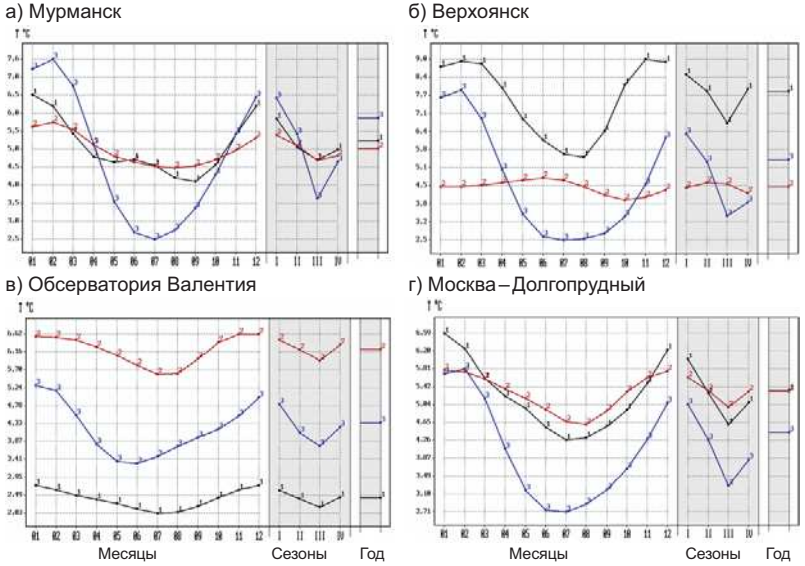


Рис. 2.7.3.3. Многолетние средние квадратические отклонения температуры на уровне земли (линии 1), полярной (линии 2) и тропической (линии 3) тропопауз для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования на станциях Северного полушария. 1964–2014 гг.

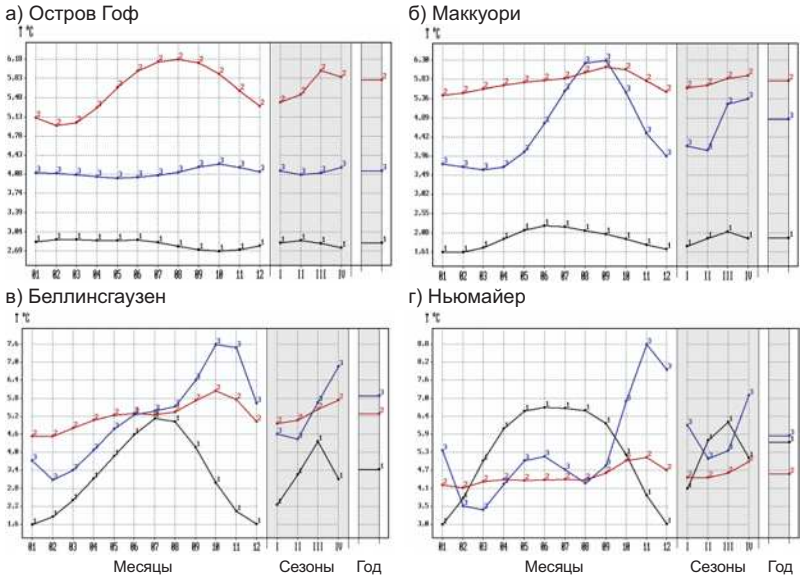


Рис. 2.7.3.4. Многолетние средние квадратические отклонения температуры на уровне земли (линии 1), полярной (линии 2) и тропической (линии 3) тропопауз для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования на станциях Южного полушария. 1964–2014 гг.

Для станции Беллинсгаузен средние квадратические отклонения температуры на нижней границе полярной тропопаузы больше, чем тропической с января по май, а с июля по декабрь, наоборот, на нижней границе тропической тропопаузы больше, чем полярной. Для станции Ньюмайер для полярной тропопаузы они больше, чем для тропической только с февраля по апрель и в августе (см. рис. 2.7.3.4).

Представление о внутригодовых изменениях высоты и температуры тропопаузы можно получить по значениям годовых амплитуд, которые определяются как разница соответствующих максимальных и минимальных средних многолетних месячных значений. В работе [63] на основе данных до 1983 г. отмечалось, что для каждой географической зоны свойственны определенные значения годовых амплитуд. В частности, в полярной области СП они увеличиваются по сравнению с умеренными широтами [63]. В Антарктиде также годовые амплитуды больше, чем для умеренных широт ЮП [63].

Годовые амплитуды высоты и температуры тропопаузы зависят от условий формирования и распространения тропопаузы, а в субтропическом районе – и от чередования обоих географических типов тропопаузы [63].

В табл. 2.7.3.3 и 2.7.3.4 приведены годовые амплитуды средних и средних квадратических отклонений давления воздуха, геопотенциала и температуры на первой и второй тропопаузах для станций в СП и ЮП.

Таблица 2.7.3.3

Годовые амплитуды средних и среднеквадратических отклонений давления воздуха, $\overline{P}$, σ_P, гПа, геопотенциала, $\overline{H}$, σ_H, гпм, температуры, $\overline{T}$, σ_T, °С, на нижней границе полярной и тропической тропопауз и уровне земли. *N* – число наблюдений. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования на станциях в Северном полушарии. 1964–2014 гг. Число зондирований для станций: Мурманска – 30465, Верхоянска –27530, Обсерватории Валентия – 34544, Москвы – 31976.

Тип тропопаузы	$\overline{P}$, гПа	σ_P, гПа	$\overline{H}$, гпм	σ_H, гпм	$\overline{T}$, °С	σ_T, °С	*N*
Мурманск							
Тропическая	10,7	2,7	761	334	19,9	5,1	14084
Полярная	25,9	10,2	945	235	9,9	1,3	25445
Верхоянск							
Тропическая	19,1	4,0	561,0	638,4	12,2	5,5	7368
Полярная	27,0	7,9	1545,0	137,3	9,3	0,8	25042
Москва							
Тропическая	13,7	3,1	292,4	277,2	10,3	3,1	15584
Полярная	22,3	10,8	1054,2	244,7	6,9	1,2	26655
Обсерватория Валентия							
Тропическая	12,5	1,3	428,0	178,5	8,0	2,0	23681
Полярная	19,0	2,8	776,9	130,6	5,7	1,0	18660

Таблица 2.7.3.4

Годовые амплитуды средних и среднеквадратических отклонений давления воздуха, $\overline{P}$, σ_P, гПа, геопотенциала, $\overline{H}$, σ_H, гпм, температуры, $\overline{T}$, σ_T, °С, на нижней границе полярной и тропической тропопауз и уровне земли. *N* – число наблюдений. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования на станциях в Южном полушарии. 1964–2014 гг. Число зондирований для станций: Остров Гоф – 22601, Маккуори – 32330, Беллинсгаузен – 5749, Ньюмайер – 8256.

Тип тропопаузы	$\overline{P}$, гПа	σ_P, гПа	$\overline{H}$, гпм	σ_H, гпм	$\overline{T}$, °С	σ_T, °С	*N*
Остров Гоф							
Тропическая	4,4	5,1	126,9	406,8	4,1	0,3	15391
Полярная	31,6	11,8	191,8	238,7	2,7	1,2	9647
Маккуори							
Тропическая	12,1	3,0	594,9	372,5	9,6	2,7	15532
Полярная	23,6	12,6	486,0	345,2	9,0	0,7	23741
Беллинсгаузен							
Тропическая	4,5	4,4	1147,2	661,7	24,9	4,5	2875
Полярная	63,5	10,8	1358,2	224,6	14,7	1,5	4313
Ньюмайер							
Тропическая	8,7	9,7	1916,4	327,3	34,3	5,4	4791
Полярная	82,5	17,2	1721,8	342,2	19,5	3,7	5239

Данные, приведенные в табл. 2.7.3.3 и 2.7.3.4 для высоты и температуры, согласуются с полученными в [50, 63] выводами о том, что в полярных областях СП и ЮП внутригодовые амплитуды многолетних средних месячных значений увеличиваются по сравнению с соответствующими значениями для умеренных широт. Для температуры это утверждение подтверждают также рис. 2.7.3.1 и 2.7.3.2 и результаты расчетов годовых амплитуд высоты и температуры на нижней границе тропопаузы для станций РФ, приведенные в работе [50].

Следует отметить различия для арктических и антарктических станций в годовых амплитудах давления, высоты и температуры.

Для антарктической станции Беллинсгаузен и Ньюмайер по сравнению с арктическими станциями Мурманск и Верхоянск амплитуда высоты нижней границы полярной тропопаузы в основном больше, амплитуда температуры превышает в 1,5–2 раза, и амплитуда давления превышает более чем в 2 раза.

На нижней границе тропической тропопаузы для антарктических станций годовые амплитуды давления более чем в 2 раза меньше, чем для арктических станций, высоты и температуры превышают в 1,5–2,5 раза.

Годовые амплитуды соответствующих средних квадратических отклонений для полярных станций СП и ЮП различаются слабо.

В работе [63] также отмечалось, что в полярном регионе ЮП амплитуды температуры тропопаузы гораздо больше, достигая над Антарктидой 20–25 °С, что превышает значение амплитуды в полярном районе СП.

Годовые амплитуды температуры на нижней границе полярной тропопаузы составляют на станциях в средних широтах в СП и ЮП 3–9 °С, а на нижней границе второй тропопаузы – 4–10 °С (см. табл. 2.7.3.3 и 2.7.3.4).

Годовые амплитуды давления, высоты и температуры полярной тропопаузы для станций в СП и ЮП составляют: для давления 20–82 гПа, для высоты 0,2–1,7 км, а для температуры 3–20 °С (см. табл. 2.7.3.3 и 2.7.3.4).

Годовые амплитуды давления на нижней границе тропической тропопаузы для станций СП и ЮП составляют 4–20 гПа, для высоты 0,1–1,9 км, а для температуры 4–34 °С (см. табл. 2.7.3.3 и 2.7.3.4).

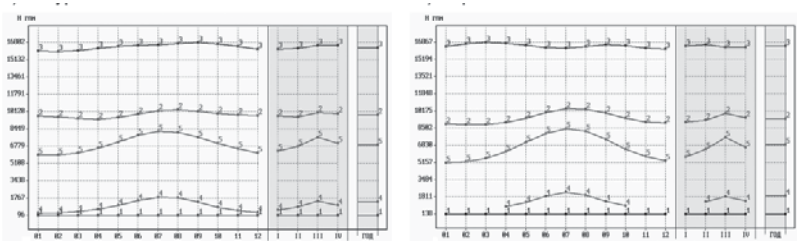
На рис. 2.7.3.5 показаны многолетние средние значения геопотенциала на уровне земли, полярной и тропической тропопауз, изотермы $T = 0$ °С и $T = -40$ °С для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные) на полярных станциях Северного и Южного полушарий.

Для арктических станций РФ годовой ход высоты полярной тропопаузы с двумя максимумами (в январе и июле/августе) и двумя минимумами (в феврале/апреле и декабре), а в годовом ходе высоты тропической тропопаузы минимум наблюдается в январе и декабре и максимум – в сентябре. Для Верхоянска в годовом ходе высоты тропической тропопаузы также отмечен минимум в июле и максимум – в марте (см. рис. 2.7.3.5).

Для антарктических станций в годовом ходе высоты полярной тропопаузы наблюдается минимум в феврале и максимум в сентябре, а в годовом ходе высоты тропической тропопаузы минимум наблюдается в сентябре и

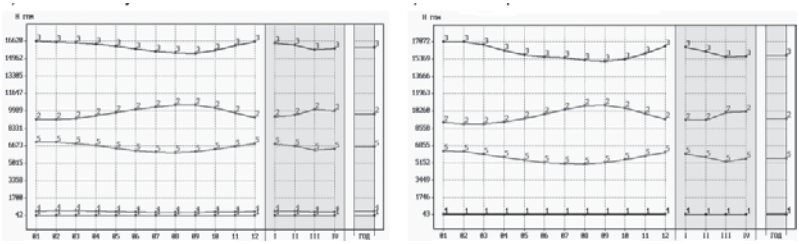
а) Мурманск

б) Верхоянск



в) Беллинсгаузен

г) Ньюмайер



Месяцы Сезоны Год Месяцы Сезоны Год

Рис. 2.7.3.5. Многолетние средние значения геопотенциала на уровне земли (линии 1), полярной (линии 2) и тропической (линии 3) тропопауз, изотермы T = 0 °C (линии 4) и T = -40 °C (линии 5) для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования на полярных станциях Северного и Южного полушарий. 1964–2014 гг.

максимум в январе или феврале. Для антарктических станций годовой ход температуры полярной тропопаузы в основном обратен годовому ходу ее высоты, а тропической тропопаузы в основном совпадает с годовым ходом ее высоты (см. рис. 2.7.3.5).

Рис. 2.7.3.5 показывает, что годовой ход высоты полярной тропопаузы для арктических станций РФ в основном совпадает с годовым ходом высоты изотермы T = -40 °C, а для антарктических станций годовой ход высоты полярной тропопаузы в основном обратен годовому ходу высоты изотермы T = -40 °C.

Рис. 2.7.3.1–2.7.3.4 демонстрируют внутригодовой ход средних и средних квадратических отклонений температуры на уровне земли. По признаку взаимодействия атмосферы с земной поверхностью атмосферу делят на пограничный слой и свободную атмосферу. В пограничном слое на характер движения большое влияние оказывает земная поверхность и силы турбулентного трения. В этом слое хорошо выражены суточные изменения метеорологических величин [60]. В следующем разделе обсуждается распределение температуры в пограничном слое.

2.7.4. Распределение и суточный ход температуры в пограничном слое атмосферы

Информация о климатических характеристиках метеоэлементов в пограничном слое атмосферы используется при решении многих прикладных задач [6, 21, 22, 182, 187, 255, 367, 463].

В пограничном слое атмосферы происходит непосредственное взаимовлияние поверхности земли и атмосферы, именно в нем расположена нижняя граница слоистых, слоисто-дождевых, кучево-дождевых облаков, от высоты расположения которой в значительной степени зависят условия работы авиации, от распределения температуры и относительной влажности зависит метеорологическая дальность видимости, наличие туманов [6, 21, 22, 187].

Так как в пограничном слое наиболее четко выражен суточных ход метеоэлементов [6, 21, 22, 255], расчеты проведены раздельно для сроков 00 и 12 GMT.

Распределения многолетних средних сезонных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений температуры в пограничном слое, рассчитанных по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные) в Москве за 1964–2014 гг., представлены в табл. 2.7.4.1 и 2.7.4.2.

Таблица 2.7.4.1

Средние значения температуры $\overline{T}$, °С, в пограничном слое для сроков 00 и 12 GMT. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг. 33 259 зондирований. *N* – число наблюдений. Для срока 00 GMT зимой – 4274, весной – 4309, летом – 4283, осенью – 4171 зондирований. Для срока 12 GMT зимой – 3711 , весной – 3739, летом – 3864, осенью – 3625 зондирований.

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		*N*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
2000	-11,7	-11,6	-5,7	-5,4	4,2	4,3	-3,7	-3,6	17036	14939
1900	-11,3	-11,2	-5,1	-4,9	4,8	4,9	-3,3	-3,1	17036	14939
1800	-10,9	-10,8	-4,6	-4,4	5,4	5,5	-2,9	-2,7	17036	14939
1700	-10,5	-10,4	-4,1	-3,8	6,0	6,1	-2,4	-2,3	17036	14939
1600	-10,1	-10,0	-3,5	-3,3	6,7	6,8	-2,0	-1,9	17036	14939
1500	-9,8	-9,7	-3,0	-2,7	7,3	7,4	-1,6	-1,5	17036	14939
1400	-9,4	-9,4	-2,4	-2,2	8,0	8,1	-1,2	-1,1	17036	14939
1300	-9,1	-9,1	-1,9	-1,6	8,6	8,9	-,08	-0,7	17036	14939
1200	-8,8	-8,8	-1,3	-1,0	9,3	9,6	-0,4	-0,2	17036	14939
1100	-8,6	-8,6	-0,7	-0,4	10,0	10,3	0,0	0,2	17036	14939
1000	-8,4	-8,4	-0,2	0,2	10,7	11,1	0,4	0,6	17036	14939
900	-8,2	-8,3	0,4	0,8	11,4	11,9	0,8	1,0	17036	14939
800	-8,1	-8,2	0,9	1,5	12,1	12,7	1,2	1,4	17036	14939
700	-8,1	-8,2	1,4	2,1	12,7	13,6	1,5	1,8	17036	14939

Окончание табл. 2.7.4.1

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		*N*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
600	-8,2	-8,2	1,9	2,8	13,4	14,4	1,9	2,3	17036	14938
500	-8,3	-8,2	2,4	3,6	14,0	15,3	2,3	2,8	17019	14936
400	-8,4	-8,2	2,8	4,4	14,5	16,2	2,6	3,4	17008	14932
300	-8,4	-8,1	3,2	5,3	14,9	17,2	2,9	4,1	17006	14930
200	-8,4	-7,7	3,4	6,3	15,0	18,3	3,2	4,9	16998	14930
150	-8,4	-7,5	3,4	6,9	14,9	18,8	3,2	5,4	16992	14930
100	-8,3	-7,1	3,2	7,5	14,6	19,4	3,3	5,9	16988	14929
50	-8,2	-6,7	3,0	8,1	14,1	20,1	3,3	6,4	16986	14929
0	-8,1	-6,3	2,7	8,7	13,5	20,7	3,3	6,9	16980	14928

Таблица 2.7.4.2

Среднеквадратические отклонения температуры $\overline{T}$ (°C) в пограничном слое для сроков 00 и 12 GMT. Рассчитаны по полным профилям радиозондирования в Москве (включая восстановленные). 1964–2014 гг. 33259 зондирований. *N* – число наблюдений. Для срока 00 GMT зимой – 4274, весной – 4309, летом – 4283, осенью – 4171 зондирований. Для срока 12 GMT зимой – 3711 , весной – 3739, летом – 3864, осенью – 3625 зондирований.

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		*N*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
2000	5,6	5,6	5,4	5,3	4,1	4,1	5,6	5,6	16977	14939
1900	5,5	5,5	5,4	5,3	4,1	4,2	5,6	5,6	16977	14939
1800	5,5	5,5	5,4	5,3	4,1	4,2	5,5	5,6	16977	14939
1700	5,5	5,5	5,4	5,4	4,2	4,2	5,5	5,6	16977	14939
1600	5,5	5,5	5,5	5,4	4,2	4,3	5,5	5,5	16977	14939
1500	5,5	5,4	5,5	5,4	4,2	4,3	5,5	5,5	16977	14939
1400	5,5	5,4	5,5	5,4	4,3	4,3	5,5	5,5	16977	14939
1300	5,4	5,4	5,5	5,4	4,3	4,3	5,4	5,4	16976	14939
1200	5,4	5,4	5,5	5,4	4,3	4,4	5,4	5,4	16976	14939
1100	5,4	5,4	5,5	5,4	4,4	4,4	5,4	5,4	16975	14939
1000	5,4	5,4	5,5	5,4	4,4	4,5	5,3	5,3	16975	14939
900	5,4	5,4	5,6	5,4	4,4	4,5	5,3	5,3	16975	14939
800	5,3	5,4	5,6	5,4	4,5	4,6	5,2	5,2	16975	14939
700	5,3	5,3	5,6	5,5	4,5	4,6	5,2	5,2	16974	14939
600	5,3	5,4	5,5	5,5	4,5	4,7	5,1	5,1	16973	14938
500	5,4	5,4	5,5	5,5	4,5	4,7	5,1	5,1	16924	14936

Окончание табл. 2.7.4.2

Высота, м	Зима		Весна		Лето		Осень		*N*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
400	5,6	5,6	5,5	5,5	4,5	4,7	5,0	5,0	16885	14932
300	5,9	5,8	5,3	5,5	4,4	4,8	4,9	5,0	16872	14930
200	6,2	6,0	5,2	5,5	4,2	4,8	4,8	5,0	16838	14930
150	6,4	6,1	5,0	5,5	4,1	4,8	4,8	5,0	16827	14930
100	6,6	6,1	4,9	5,5	3,8	4,8	4,7	5,0	16808	14929
50	6,9	6,2	4,8	5,5	3,6	4,8	4,7	5,0	16794	14929
0	7,2	6,2	4,9	5,5	3,6	4,8	4,8	5,0	16746	14928

На рис. 2.7.4.1 *а* и 2.7.4.1 *б* показаны многолетние средние значения и среднеквадратические отклонения температуры для срока 00 GMT в пограничном слое атмосферы для каждого месяца, сезона и за год. Расчеты выполнены по полным профилям (включая восстановленные) на основе данных радиозондирования в Москве за период 1964–2014 гг. Они демонстрируют внутригодовую и пространственную (по высоте) изменчивость температуры в пограничном слое. Максимальные средние месячные значения температуры, 14,53 °С (на рис. 2.7.4.1 *а* отмечены синим отрезком), определены в июле на уровне 200 м, а минимальные, -11,48 °С (на рис. 2.7.4.1 *а* отмечены розовым цветом), – в январе на уровне 2000 м. Для среднеквадратических отклонений максимальные значения (6,99 °С) определены в июле, а минимальные (3,61 °С) – в январе на уровне земли (см. 2.7.4.1 *б*).

Для анализа внутригодовой и пространственной изменчивости суточного хода многолетних средних значений и среднеквадратических отклонений температуры на рис. 2.7.4.1 *в* и 2.7.4.1 *г* показаны разницы в соответствующих значениях средних (*в*) и среднеквадратических отклонений (*г*) для сроков 12 и 00 GMT в пограничном слое для месяцев, сезонов и за год. Рис. 2.7.4.1 *в* и 2.7.4.1 *г* демонстрируют неоднородную структуру суточного хода в пограничном слое средних значений и среднеквадратических отклонений температуры. Видно, что соответствующие разницы для сроков 12 и 00 GMT могут быть как положительными, так и отрицательными.

В слое до 700 м многолетние средние значения температуры для срока 12 GMT больше, чем для срока 00 GMT для всех месяцев. В пограничном слое выше 700 м многолетние средние значения температуры в январе и декабре для срока 12 GMT в отдельных слоях меньше, чем для срока 00 GMT. Наибольшее различие средних значений температуры видно в нижней части пограничного слоя в теплые месяцы (рис. 2.7.4.1 *в*). Максимальное значение (7,40 °С) – в июне на уровне земли.

Среднеквадратические отклонения температуры в слое от уровня земли до 400 м для теплых месяцев в срок 12 GMT больше, чем в срок 00 GMT (см. рис. 2.7.4.1 *г*). Их разница максимальна для июля и составляет 1,26 °С. Для холодных месяцев среднеквадратические отклонения

температуры в слое ниже 400 м для срока 12 GMT меньше, чем для срока 00 GMT (см. рис. 2.7.4.1 *г*). Их разница максимальна для января и составляет 0,95 °С. В слое выше 400 м суточный ход для среднеквадратических отклонений проявляется слабо.

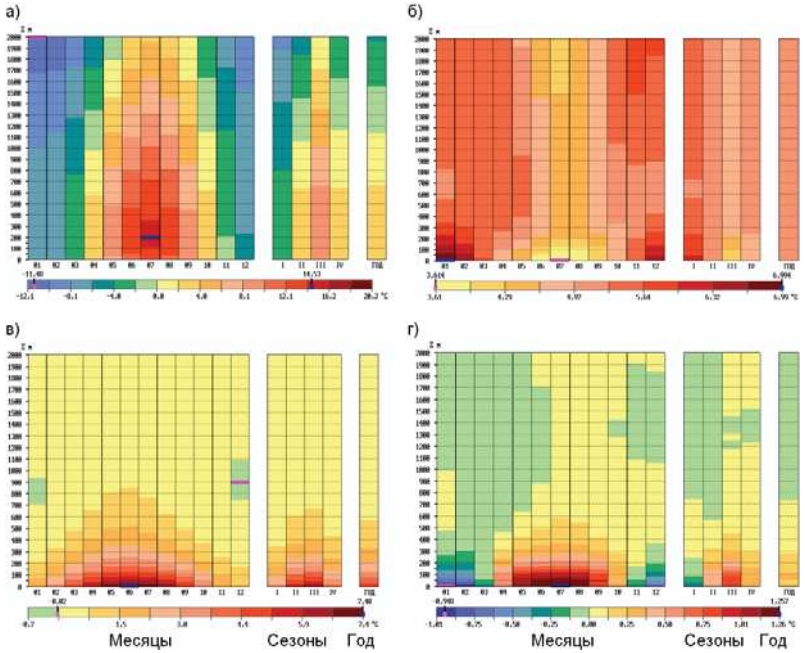


Рис. 2.7.4.1. Многолетние средние значения (а) и среднеквадратические отклонения (б) температуры T, °C, для срока 00 GMT и разницы в соответствующих значениях средних (в) и среднеквадратических отклонений (г) для сроков 12 и 00 GMT в пограничном слое для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования (включая восстановленные). Данные радиозондирования в Москве. 1964–2014 гг.

2.7.5. Тренды температуры воздуха в атмосфере

В связи с происходящими изменениями климата, в частности климата атмосферы, представляет интерес исследование вертикального распределения линейных трендов температуры атмосферы.

Например, в публикации [93] было проведено исследование особенностей вертикального распределения линейных трендов температуры свободной атмосферы, оцененных с помощью коэффициентов квантильной регрессии. Для разных изобарических поверхностей вычислялись значения

трендов для разных значений квантилей. Для расчетов и их анализа были использованы ряды значений ежедневных наблюдений температуры на станциях радиозондирования европейской части России в срок 00 GMT за период 1964–2003 гг. из массива IGRA [93].

Для станций средних и северных широт европейской части России в зимний сезон в нижней стратосфере наблюдается появление положительных значений трендов только для близких к максимальным значений температуры. В летний сезон в нижней стратосфере наблюдаются большие по величине отрицательные тренды по всему диапазону значений квантилей [93].

Показано [93], что известный феномен стратосферного похолодания, характеризуемый изменением среднего состояния атмосферы, имеет сложную структуру как с точки зрения проявления этой тенденции в разных фазах годового цикла, так и с точки зрения проявления этой тенденции в разных частях диапазона значений квантилей.

Одним из возможных объяснений отмеченного явления могут служить учащение нарушений режима зимней циркуляции и сопровождающее его в последние годы увеличение частоты и амплитуды внезапных стратосферных потеплений в средних широтах Северного полушария, отмеченные рядом авторов [93, 376].

В данном разделе обсуждается вопрос о климатических изменениях температуры воздуха в атмосфере над Москвой, исследуются особенности вертикального распределения линейных трендов температуры атмосферы. Расчеты выполнены по данным радиозондирования в Москве (на станции Долгопрудный) за период 1964–2014 гг. на основе данных массива КАРДС, пополненного текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74].

Использование метода восстановления профилей радиозондирования позволило получить оценки трендов температуры в нижнем слое верхней стратосферы.

Тренды аномалий температуры воздуха для изобарических поверхностей рассчитаны двумя методами, точечным и классическим. Вычисления проведены на основе только данных измерений и на основе полных профилей с учетом значений, восстановленных по данным радиозондирования. Выполнено сравнение полученных результатов расчетов.

Для уточнения долгопериодных тенденций изменчивости температуры получены оценки линейных трендов аномалий средних квадратических отклонений температуры воздуха для изобарических поверхностей для месяцев, сезонов и за год в целом.

При использовании классического метода для включения месяца в расчеты требовалось наличие 10 измерений за месяц и 10 лет за период наблюдений. Аномалии вычислены с учетом срока наблюдения (см. раздел 2.1).

В метеорологии согласно рекомендации ВМО [29, 130] при вычислении аномалий за базовый период принимается тридцатилетний период. В данных радиозондирования на больших высотах результатов измерений существенно меньше, чем при наземных наблюдениях. Поэтому при вычислении аномалий за базовый период был выбран период 1964–2014 гг., за который имеются достаточно однородные данные.

В табл. 2.7.5.1 и 2.7.5.2 представлены тренды аномалий температуры воздуха для изобарических поверхностей, рассчитанные точечным и классическим методами по данным радиозондирования в Москве за период 1964–2014 гг.

Вычисления выполнены в сроки 00 и 12 GMT для сезонов и за год в целом. Тренды, определенные со значимостью более 95 %, отмечены жирным шрифтом, а со значимостью более 50 %, но менее 95 % отмечены п/ж курсивом.

Тренды для аномалий температуры воздуха для изобарических поверхностей, полученные на основе полных профилей радиозондирования в Москве с учетом восстановленных значений, представлены в табл. 2.7.5.3 и 2.7.5.4. Вычисления выполнены точечным и классическим методами для сезонов и за год в целом за период наблюдений 1964–2014 годов.

Ниже проведено сравнение трендов в зависимости от метода расчета и исходных данных.

Сравнение трендов аномалий температуры воздуха, вычисленных с использованием точечного и классического методов на основе данных радиозондовых наблюдений, показало, что разница их значений увеличивается с высотой. На изобарической поверхности 925 гПа она составляет не более 0,01 °С/десятилетие, на уровнях 850–100 гПа – не более 0,03 °С/десятилетие, на уровнях 70–20 гПа – не более 0,1 °С/десятилетие (см. табл. 2.7.5.1 и 2.7.5.2).

Таблица 2.7.5.1

Тренды аномалий температуры воздуха, °С/десятилетие, для изобарических поверхностей. Рассчитаны точечным методом по данным радиозондирования в сроки 00 и 12 GMT в Москве. 1964–2014 гг. 31 976 зондирований за год, 7 985 – зимой, 8 048 –весной, 8 147 – летом, 7 796 – осенью.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
20	–	**-0,57**	**-0,37**	**-0,44**	**-0,41**	14 684
30	***-0,22***	**-0,38**	**-0,39**	**-0,35**	**-0,34**	19 232
50	***-0,27***	***-0,26***	**-0,42**	**-0,27**	**-0,31**	23 246
70	***-0,22***	***-0,17***	**-0,33**	**-0,24**	**-0,24**	25 255
100	***-0,19***	-0,04	**-0,14**	***-0,14***	**-0,13**	29 262
150	***-0,14***	0,07	0,03	-0,02	-0,01	30 401
200	-0,06	0,08	-0,03	-0,01	0,00	31 012
250	**0,23**	**0,40**	**0,56**	**0,36**	**0,39**	31 343
300	**0,22**	**0,32**	**0,53**	**0,48**	**0,39**	31 620
400	**0,25**	**0,24**	**0,48**	**0,51**	**0,37**	31 745
500	**0,25**	***0,18***	**0,44**	**0,47**	**0,33**	31 835
700	**0,25**	***0,09***	**0,39**	**0,44**	**0,29**	31 928
850	**0,31**	***0,21***	**0,41**	**0,33**	**0,31**	31 956
925	**0,33**	**0,43**	**0,49**	**0,35**	**0,40**	31 923

Таблица 2.7.5.2

Тренды аномалий температуры воздуха, °С/десятилетие, для изобарических поверхностей. Рассчитаны классическим методом по данным радиозондирования в сроки 00 и 12 GMT в Москве. 1964–2014 гг. 31976 зондирований за год, 7985 – зимой, 8048 –весной, 8147 – летом, 7796 – осенью.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
20	–	**-0,50**	**-0,37**	**-0,47**	**-0,43**	14684
30	***-0,31***	**-0,37**	**-0,39**	**-0,40**	**-0,38**	19232
50	***-0,37***	**-0,28**	**-0,40**	**-0,24**	**-0,32**	23246
70	***-0,28***	***-0,19***	**-0,31**	**-0,20**	**-0,24**	25255
100	***-0,22***	-0,06	***-0,14***	***-0,12***	***-0,13***	29262
150	***-0,16***	0,05	0,04	0,00	-0,02	30401
200	***-0,07***	0,07	-0,01	0,00	0,00	31012
250	***0,22***	**0,39**	**0,58**	**0,36**	**0,39**	31343
300	**0,22**	**0,32**	**0,54**	**0,50**	**0,39**	31620
400	**0,26**	**0,25**	**0,48**	**0,53**	**0,37**	31745
500	**0,25**	***0,19***	**0,44**	**0,49**	**0,33**	31835
700	**0,26**	***0,09***	**0,38**	**0,45**	**0,29**	31928
850	**0,32**	***0,20***	**0,39**	**0,34**	**0,31**	31956
925	**0,34**	**0,42**	**0,48**	**0,36**	**0,39**	31923

Таблица 2.7.5.3

Тренды аномалий температуры воздуха, °С/десятилетие, на изобарических поверхностях. Рассчитаны точечным методом по полным профилям радиозондирования в сроки 00 и 12 GMT в Москве (включая восстановленные значения). 1964–2014 гг. 31976 зондирований за год, 7985 – зимой, 8048 –весной, 8147 – летом, 7796 – осенью.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	***-0,34***	**-0,22**	**-0,23**	**-0,26**	**-0,26**	31968
20	***-0,39***	**-0,29**	**-0,28**	**-0,26**	**-0,30**	31976
30	***-0,34***	**-0,24**	**-0,29**	**-0,22**	**-0,27**	31976
50	***-0,30***	***-0,18***	**-0,31**	**-0,18**	**-0,24**	31976
70	***-0,24***	***-0,10***	**-0,26**	**-0,16**	**-0,19**	31976
100	***-0,17***	-0,02	**-0,14**	***-0,12***	**-0,11**	31976
150	***-0,11***	***0,07***	0,02	0,00	0,00	31976
200	-0,06	***0,09***	-0,03	0,00	0,00	31976
250	**0,22**	**0,39**	**0,55**	**0,36**	**0,38**	31976
300	**0,22**	**0,32**	**0,53**	**0,48**	**0,39**	31976
400	**0,25**	**0,25**	**0,48**	**0,51**	**0,37**	31976
500	**0,24**	***0,19***	**0,44**	**0,47**	**0,34**	31976
700	**0,25**	***0,09***	**0,39**	**0,44**	**0,29**	31976
850	**0,32**	***0,20***	**0,41**	**0,33**	**0,31**	31976
925	**0,33**	**0,43**	**0,50**	**0,35**	**0,40**	31973

Таблица 2.7.5.4

Тренды аномалий температуры воздуха, °С/десятилетие, на изобарических поверхностях. Рассчитаны классическим методом по полным профилям радиозондирования в сроки 00 и 12 GMT в Москве (включая восстановленные значения). 1964–2014 гг. 31 976 зондирований за год, 7 985 – зимой, 8 048 –весной, 8 147 – летом, 7 796 – осенью.

Давление, гПа	Сезон				Год	Число наблюдений
	Зима	Весна	Лето	Осень		
10	***-0,33***	**-0,21**	**-0,22**	**-0,24**	**-0,26**	31 968
20	***-0,38***	**-0,28**	**-0,26**	**-0,24**	**-0,30**	31 976
30	***-0,34***	***-0,23***	**-0,28**	**-0,20**	**-0,27**	31 976
50	***-0,30***	***-0,17***	**-0,30**	**-0,16**	**-0,24**	31 976
70	***-0,25***	***-0,10***	**-0,25**	-0,15	**-0,19**	31 976
100	***-0,18***	-0,03	***-0,14***	-0,10	***-0,12***	31 976
150	***-0,11***	0,06	0,03	0,00	-0,01	31 976
200	-0,06	0,08	-0,01	0,00	0,00	31 976
250	***0,22***	**0,39**	**0,57**	**0,36**	**0,38**	31 976
300	**0,23**	**0,32**	**0,54**	**0,49**	**0,39**	31 976
400	**0,26**	**0,25**	**0,48**	**0,53**	**0,37**	31 976
500	**0,25**	0,19	**0,44**	**0,49**	**0,34**	31 976
700	**0,26**	0,09	**0,39**	**0,46**	**0,29**	31 976
850	**0,32**	0,20	**0,39**	**0,34**	**0,31**	31 976
925	**0,34**	**0,42**	**0,48**	**0,36**	**0,39**	31 973

Сравнение трендов аномалий температуры, вычисленных с помощью точечного метода на основе данных измерений и восстановленных профилей, показало, что разница их значений увеличивается с высотой. В слое атмосферы 925–100 гПа она составляет не более 0,03 °С/десятилетие, на уровнях 70–30 гПа – не более 0,14 °С/десятилетие, на уровне 20 гПа она равна 0,18 °С/десятилетие (см. табл. 2.7.5.1 и 2.7.5.3).

Сравнение трендов аномалий температуры, вычисленных с помощью классического метода на основе данных измерений и восстановленных профилей, показало, что разница их значений увеличивается с высотой. В слое атмосферы 925–200 гПа она составляет не более 0,01 °С/десятилетие, на уровнях 150–100 гПа – не более 0,07 °С/десятилетие, на уровнях 70–50 гПа – не более 0,14 °С/десятилетие. На уровнях 30 и 20 гПа она в зависимости от сезона изменяется от 0,03 до 0,23 °С/десятилетие (см. табл. 2.7.5.2 и 2.7.5.4).

Сравнение трендов аномалий температуры воздуха, вычисленных с использованием точечного и классического методов на основе полных профилей с учетом восстановленных значений, показало, что разница их значений на всех изобарических поверхностях 925–10 гПа составляет не более 0,02 °С/десятилетие для каждого сезона. При расчете за год в целом она не превышает для всех уровней 0,01 °С/десятилетие (см. табл. 2.7.5.3 и 2.7.5.4).

Следовательно, использование полных профилей с учетом восстановленных значений позволяет с помощью классического метода получать надежные оценки трендов. Таким образом, имеем ситуацию, аналогичную ситуации с полными рядами данных метеорологических наблюдений.

Анализ табл. 2.7.5.1–2.7.5.4 показывает, что в стратосфере на изобарических поверхностях от 100 гПа до 10 гПа определены отрицательные тренды аномалий температуры воздуха как с использованием точечного, так и классического методов, на основе как данных радиозондовых наблюдений, так и на основе полных профилей для всех сезонов. Их величина и значимость различны для сезонов и уровней.

Отрицательные тренды на уровне значимости не менее 95 % получены на основе полных профилей для весны на изобарических поверхностях 30/20–10 гПа, для лета – на уровнях 100/70–10 гПа, для осени – на уровнях 70/50–10 гПа и для года – на уровнях 100/70–10 гПа (см. табл. 2.7.5.3 и 2.7.5.4). На уровнях 30, 100, 70, 100 гПа для весны, лета, осени и за год их значения в табл. 2.7.5.3 и 2.7.5.4 практически совпадают, а значимость трендов, полученных с использованием точечного метода выше, чем с использованием классического на 1–4 %.

В нижнем слое верхней стратосферы с использованием как классического, так и точечного метода на основе данных измерений определено более сильное похолодание, чем на основе полных профилей с учетом восстановленных значений. Максимальное различие отмечено на уровне 20 гПа весной для классического метода – 0,22 °С/десятилетие и для точечного метода – 0,28 °С/десятилетие, что составляет около 50 % от величины соответствующего тренда, определенного по данным измерений (см. табл. 2.7.5.1–2.7.5.4). Заметим, что по данным измерений наибольшее похолодание, -0,57 °С/десятилетие, определено весной на уровне 20 гПа, а по полным профилям наибольшее похолодание, -0,30 °С/десятилетие, определено летом на уровне 50 гПа (см. табл. 2.7.5.3 и 2.7.5.4).

Из данных табл. 2.7.5.1 и 2.7.5.2 видно, что по данным наблюдений не определены тренды на изобарической поверхности 10 гПа для всех сезонов и на изобарической поверхности 20 гПа – зимой из-за отсутствия наблюдений. С помощью метода восстановления были восстановлены профили до уровня 10 гПа и получены оценки трендов, которые показывают похолодание в нижнем слое верхней стратосферы на уровне значимости не менее 95 % за год в целом и для всех сезонов, кроме зимы (см. табл. 2.7.5.3 и 2.7.5.4). Зимой оно определено на уровне значимости более 50 %, но менее 95 %. Величина значимых трендов в нижнем слое верхней стратосферы составляет -0,21...-0,30 °С/десятилетие.

Следует заметить, что средняя сезонная высота изобарической поверхности 20 гПа изменяется в пределах от 25 592 гпм зимой до 26 999 гпм – летом, изобарической поверхности 10 гПа – в пределах 29 854 гпм зимой и 31 719 гпм летом. Таким образом, на основе уже накопленных и проконтролированных данных измерений удалось уточнить наши знания о климатических изменениях температуры в нижнем слое верхней стратосферы толщиной около 5 000 гпм.

Анализ табл. 2.7.5.3 и 2.7.5.4 показал, что в тропосфере определено потепление, но вертикальная структура трендов на изобарических поверхностях зависит от сезона.

Для всех сезонов, кроме весны, значимые тренды определены во всей тропосфере. Для зимы потепление убывает с высотой от 0,33 до 0,22 °С/десятилетие. Для весны они изменяются от 0,25 °С/десятилетие на уровне 400 гПа до 0,43 °С/десятилетие на уровне 925 гПа; на уровнях 850–500 гПа значимых трендов не определено.

Для лета определено максимальное среди сезонов потепление в нижней и верхней тропосфере, 0,50 °С/десятилетие и 0,55 °С/десятилетие соответственно. Летом максимальное потепление, 0,55 °С/десятилетие, отмечено в верхней тропосфере, а минимальное – 0,39 °С/десятилетие – на уровне 700 гПа.

Осенью максимальное потепление, 0,51 °С/десятилетие, отмечено в средней тропосфере, а минимальное – 0,33 °С/десятилетие – в нижней.

За год в целом максимальный положительный тренд, 0,40 °С/десятилетие, определен на уровне 925 гПа, а минимальный – 0,29 °С/десятилетие – на уровне 700 гПа. Таким образом, за год в целом и для всех сезонов, кроме зимы, минимальные значимые положительные тренды определены на уровне 850/700 гПа.

На рис. 2.7.5.1 представлены временные ряды сезонных аномалий температуры воздуха на изобарических поверхностях 50, 100, 250, 500, 850 гПа. Аномалии вычислены на основе полных профилей радиозондирования в Москве в сроки 00 и 12 GMT за период наблюдений 1964–2014 гг. Прямыми линиями показаны линейные тренды, рассчитанные классическим методом. Соответствующие значения линейных трендов и их значимость приведены в табл. 2.7.5.5–2.7.5.8. Волнистой линией на рис. 2.7.5.1 показан сглаживающий тренд для сезонных аномалий. Для его получения было проведено десять раз сглаживание по трем точкам, при котором центральной точке присваивался двойной вес, а двум крайним – единичный вес.

На рис. 2.7.5.2 показаны временные ряды аномалий средних квадратических отклонений температуры воздуха на изобарических поверхностях 50, 100, 250, 500, 850 гПа для сезонов. Они получены на основе полных профилей радиозондирования в Москве в сроки 00 и 12 GMT за 1964–2014 гг. Прямой линией показаны линейные тренды, рассчитанные классическим методом. Значения трендов и их значимость приведены в табл. 2.7.5.5–2.7.5.8. Волнистой линией показан сглаживающий тренд, полученный после десятикратного сглаживания по трем точкам.

Анализ рис. 2.7.5.1 и 2.7.5.2 и данных табл. 2.7.5.5–2.7.5.9 показал, что наибольшее похолодание (см. табл. 2.7.5.4), -0,30 °С/десятилетие, определенное летом на уровне 50 гПа, сопровождается уменьшением средних квадратических отклонений со скоростью -0,07 °С/десятилетие (см. табл. 2.7.5.7). Наибольшее потепление в тропосфере, 0,57 °С/десятилетие, определенное летом на уровне 250 гПа, сопровождается уменьшением средних квадратических отклонений со скоростью -0,14 °С/десятилетие (см. табл. 2.7.5.7).

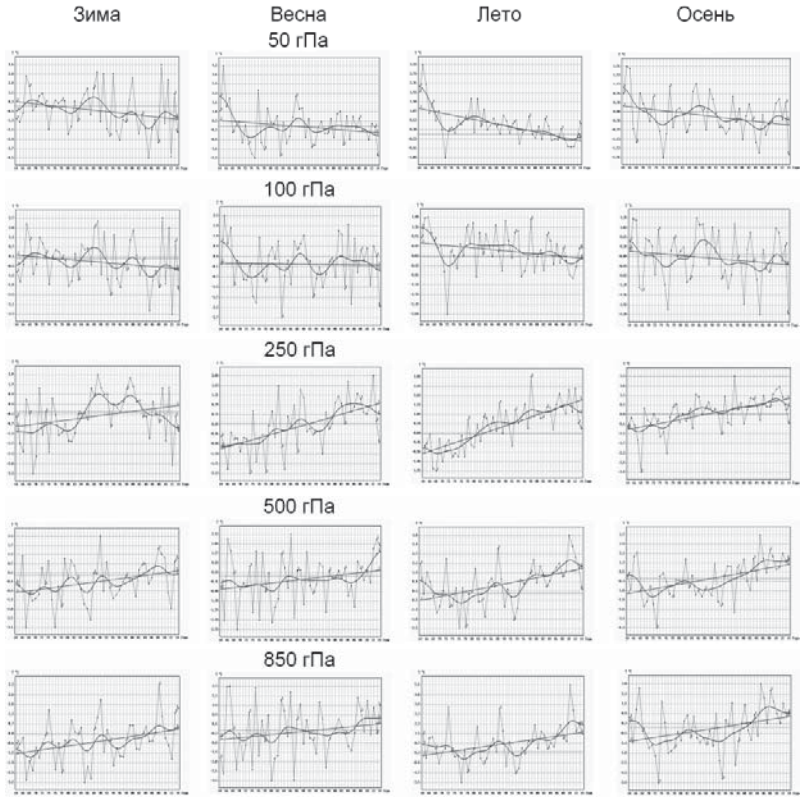


Рис. 2.7.5.1. Временные ряды и тренды аномалий температуры воздуха, °С/десятилетие, на изобарических поверхностях для сезонов. Тренды рассчитаны классическим методом по полным профилям радиозондирования в Москве в сроки 00 и 12 GMT. 1964–2014 гг. 31 976 полных профилей

Таблица 2.7.5.5

Тренды аномалий температуры воздуха, a_T, °С/десятилетие, и средних квадратических отклонений $a_{\sigma T}$, °С/десятилетие, на изобарических поверхностях. Рассчитаны классическим методом по полным профилям радиозондирования в Москве в сроки 00 и 12 GMT. 1964–2014 гг. Зима

Давление, гПа	a_T		$a_{\sigma T}$		Число наблюдений
	Тренд, °С/дес.	Значимость тренда, %	Тренд, °С/дес.	Значимость тренда, %	
50	-0,30	90	-0,01	10	7985
100	-0,18	78	0,03	32	7985
250	0,22	94	-0,17	99	7985
500	0,25	97	0,06	64	7985
850	0,32	98	0,02	15	7985

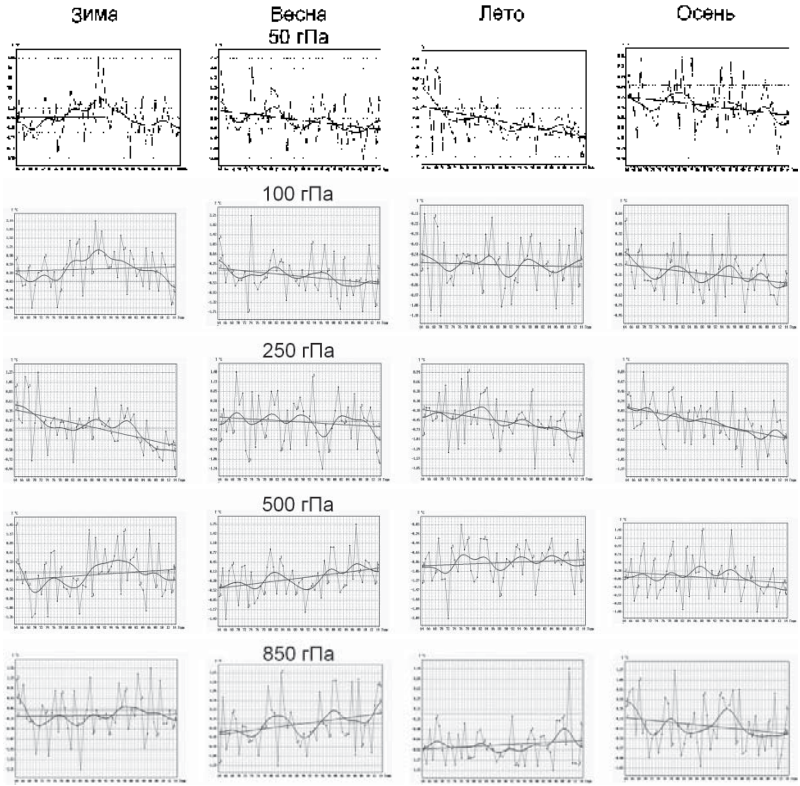


Рис. 2.7.5.2. Временные ряды и тренды аномалий средних квадратических отклонений температуры воздуха, °С/десятилетие, на изобарических поверхностях для сезонов. Тренды рассчитаны классическим методом по полным профилям радиозондирования в Москве в сроки 00 и 12 GMT. 1964–2014 гг. 31976 полных профилей

Таблица 2.7.5.6

Тренды аномалий температуры воздуха, a_T, °С/десятилетие, и средних квадратических отклонений $a_{\sigma T}$, °С/десятилетие, на изобарических поверхностях. Рассчитаны классическим методом по полным профилям радиозондирования в Москве в сроки 00 и 12 GMT. 1964–2014 гг. Весна

Давление, гПа	a_T		$a_{\sigma T}$		Число наблюдений
	Тренд, °С/дес.	Значимость тренда, %	Тренд, °С/дес.	Значимость тренда, %	
50	-0,17	84	-0,18	94	8048
100	-0,03	20	-0,13	90	8048
250	0,39	99	-0,06	60	8048
500	0,19	90	0,14	97	8048
850	0,20	82	0,14	93	8048

Таблица 2.7.5.7

Тренды аномалий температуры воздуха, a_T, °С/десятилетие, и средних квадратических отклонений a_{σ_T}, °С/десятилетие, на изобарических поверхностях. Рассчитаны классическим методом по полным профилям радиозондирования в Москве в сроки 00 и 12 GMT. 1964–2014 гг. Лето

Давление, гПа	a_T		$a_{\sigma T}$		Число наблюдений
	Тренд, °С/дес.	Значимость тренда, %	Тренд, °С/дес.	Значимость тренда, %	
50	-0,30	99	-0,07	99	8147
100	-0,14	90	-0,01	27	8147
250	0,57	99	-0,14	98	8147
500	0,44	99	0,03	50	8147
850	0,39	99	0,04	62	8147

Таблица 2.7.5.8

Тренды аномалий температуры воздуха, a_T, °С/десятилетие, и средних квадратических отклонений a_{σ_T}, °С/десятилетие, на изобарических поверхностях. Рассчитаны классическим методом по полным профилям радиозондирования в Москве в сроки 00 и 12 GMT. 1964–2014 гг. Осень

Давление, гПа	a_T		$a_{\sigma T}$		Число наблюдений
	Тренд, °С/дес.	Значимость тренда, %	Тренд, °С/дес.	Значимость тренда, %	
50	-0,16	95	-0,07	90	7796
100	-0,10	71	-0,06	91	7796
250	0,36	99	-0,14	99	7796
500	0,49	99	-0,07	77	7796
850	0,34	98	-0,08	83	7796

Таблица 2.7.5.9

Тренды аномалий температуры воздуха, a_T, °С/десятилетие, и средних квадратических отклонений a_{σ_T}, °С/десятилетие, на изобарических поверхностях. Рассчитаны классическим методом по полным профилям радиозондирования в Москве в сроки 00 и 12 GMT. 1964 2014 гг. Год

Давление, гПа	a_T		$a_{\sigma T}$		Число наблюдений
	Тренд, °С/дес.	Значимость тренда, %	Тренд, °С/дес.	Значимость тренда, %	
50	-0,24	99	-0,06	70	31976
100	-0,12	92	-0,02	47	31976
250	0,38	99	-0,12	99	31976
500	0,34	99	0,04	89	31976
850	0,31	99	0,02	52	31976

Использование полных профилей и сглаженных трендов позволяет наглядно представить климатические изменения в слое атмосферы 925–10 гПа. Это продемонстрировано на рис. 2.7.5.3–2.7.5.6. Сглаженные тренды показаны на них справа. Для их получения было проведено двукратное сглаживание по

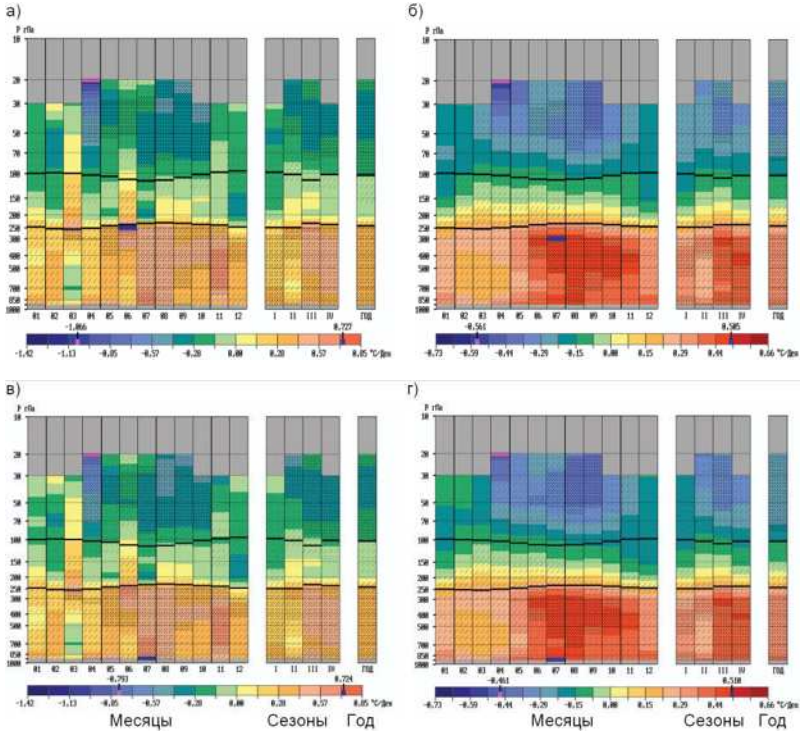


Рис. 2.7.5.3. Тренды аномалий температуры воздуха, °С/десятилетие, для срока 00 GMT на стандартных изобарических поверхностях в слое 925–10 гПа для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Расчеты выполнены по данным радиозондирования. Тренды рассчитаны: (а) – классическим методом, (б) – классическим методом с последующим сглаживанием, (в) – точечным методом, (г) – точечным методом с последующим сглаживанием. Москва. 1964–2014 гг.

трем точкам, при котором центральной точке присваивался двойной вес, а двум крайним – единичный вес. Редкими наклонными линиями отмечены тренды со значимостью не менее 50 %, а сеткой – не менее 95 %. Синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения трендов. Черными горизонтальными линиями отмечены первая и вторая тропопаузы.

На рис. 2.7.5.3 представлены тренды аномалий температуры воздуха для изобарических поверхностей, рассчитанные точечным и классическим методами по данным радиозондирования в Москве для срока 00 GMT за период наблюдений 1964–2014 гг. Вычисления выполнены для месяцев, сезонов и за год в целом.

Тренды аномалий температуры воздуха для изобарических поверхностей, рассчитанные на основе полных профилей, показаны на рис. 2.7.5.4. Вычисления выполнены точечным и классическим методами для Москвы в срок 00 GMT для месяцев, сезонов и за год в целом за 1964–2014 годы.

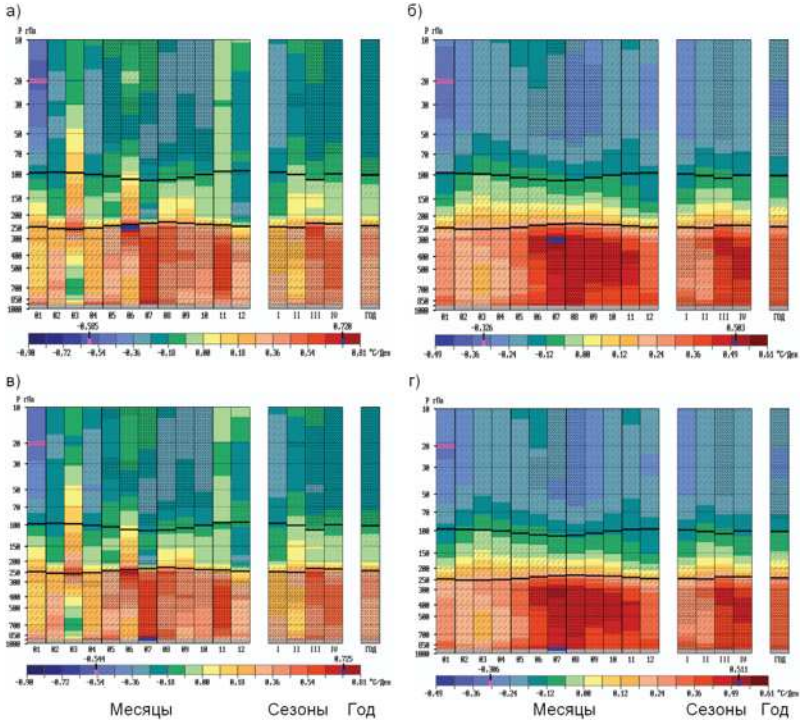


Рис. 2.7.5.4. Тренды аномалий температуры воздуха, °С/десятилетие, для срока 00 GMT на стандартных изобарических поверхностях в слое 925–10 гПа для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования, включая восстановленные значения. Тренды рассчитаны: (а) – классическим методом, (б) – классическим методом с последующим сглаживанием, (в) – точечным методом, (г) – точечным методом с последующим сглаживанием. Москва. 1964–2014 гг.

Для анализа внутригодовой и пространственной изменчивости трендов амплитуды суточного хода температуры воздуха на рис. 2.7.5.5 показаны тренды аномалий разницы в соответствующих значениях температуры для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях для месяцев, сезонов и за год. Тренды рассчитаны точечным методом для Москвы за период наблюдений 1964–2014 гг. на основе полных профилей (с учетом восстановленных значений).

Для анализа внутригодовой и пространственной изменчивости трендов аномалий многолетних среднеквадратических отклонений для температуры на рис. 2.7.5.6*а*,*б* показаны тренды аномалий многолетних среднеквадратических отклонений для срока 00 GMT на изобарических поверхностях для месяцев, сезонов и за год.

На рис. 2.7.5.6*в*,*г* приведены тренды аномалий многолетних среднеквадратических отклонений разницы в значениях температуры воздуха для сроков

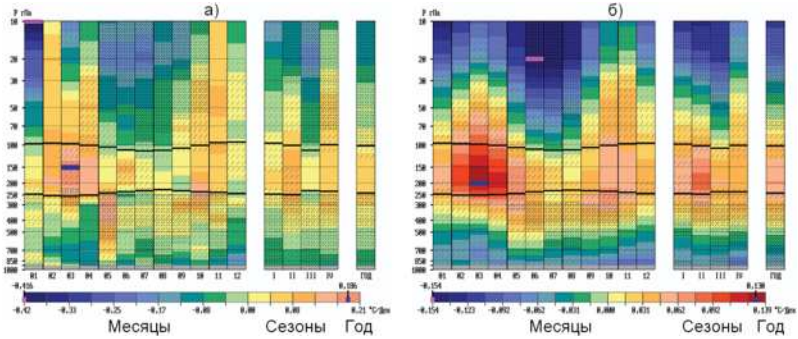


Рис. 2.7.5.5. Тренды, °С/десятилетие, аномалий разницы в значениях температуры воздуха для сроков 12 и 00 GMT на стандартных изобарических поверхностях 925–10 гПа для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования, включая восстановленные значения. Тренды рассчитаны: (а) – точечным методом, (б) – точечным методом с последующим сглаживанием. Москва. 1964–2014 гг.

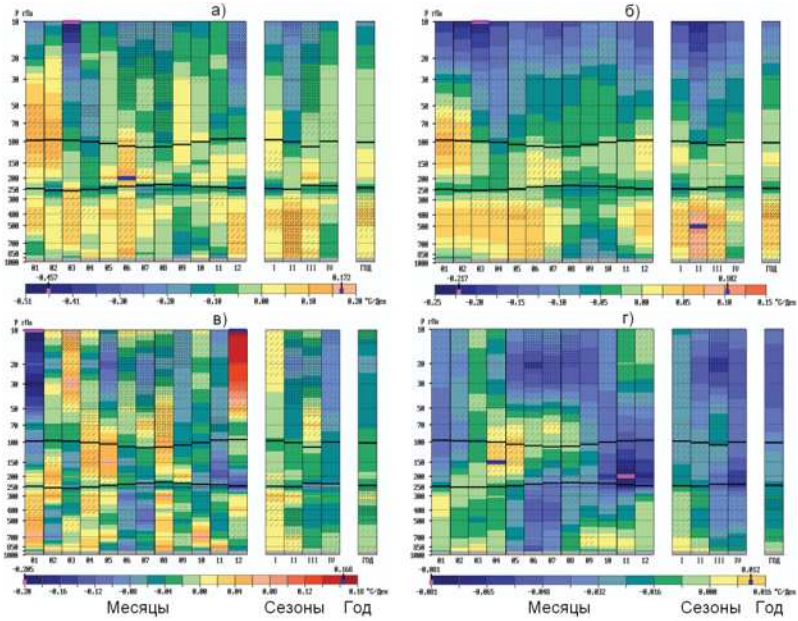


Рис. 2.7 5.6. Тренды, °С/десятилетие, аномалий многолетних среднеквадратических отклонений температуры воздуха для срока 00 GMT (а, б) и аномалий многолетних среднеквадратических отклонений разницы (в, г) в значениях температуры воздуха для сроков 12 и 00 GMT на стандартных изобарических поверхностях 925–10 гПа для каждого месяца, сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Расчеты выполнены по полным профилям радиозондирования, включая восстановленные значения. Тренды рассчитаны: (а, в) – классическим методом, (б, г) – классическим методом с последующим сглаживанием. Москва. 1964–2014 гг.

12 и 00 GMT на стандартных изобарических поверхностях для каждого месяца, сезона и за год. Тренды рассчитаны классическим методом для Москвы на основе полных профилей.

Тренды амплитуды суточного хода температуры воздуха в атмосфере

Анализ внутригодовой и пространственной изменчивости трендов аномалий амплитуды суточного хода температуры воздуха (см. рис. 2.7.5.5) в тропосфере показал, что тренды аномалий разницы в соответствующих значениях температуры для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях в слое 925 – 500 гПа отрицательные, а в слое 500 – 250 гПа – положительные для всех сезонов и за год.

На рис. 2.7.5.5 *б* видно слабое увеличение амплитуды суточного хода температуры (с декадными изменениями до 0,06 °С/десятилетие) в слое 500 – 250 гПа и ее слабое уменьшение (с декадными изменениями до -0,08 °С / десятилетие) в нижней тропосфере для всех сезонов и за год, определенное на уровне значимости не менее 95 %.

В слое 400 – 300 гПа для года рис. 2.7.5.6 *г* показывает также отрицательные тренды (с декадными изменениями до -0,02 °С / десятилетие) для аномалий многолетних среднеквадратических отклонений разницы в значениях температуры воздуха для сроков 12 и 00 GMT, определенные на уровне значимости не менее 95 %. В остальных случаях значимость соответствующих трендов в тропосфере ниже 95 %.

В слое стратосферы от тропопаузы до изобарической поверхности 100 гПа рис. 2.7.5.5 *б* показывает положительные тренды аномалий амплитуды суточного хода температуры для всех месяцев и сезонов и за год, но их значимость не превосходит 95 %.

Зимой, весной и осенью в слое стратосферы 100 – 30 гПа на рис. 2.7.5.5 *б* видны положительные тренды, определенные на уровне значимости более 50 %, но менее 95 %. Их величина не превосходит 0,13 °С / десятилетие.

Отрицательные значимые тренды аномалий амплитуды суточного хода температуры видны на рис. 2.7.5.5 *б* в стратосфере в слое выше изобарической поверхности 100 гПа в летние месяцы (с декадными изменениями до -0,15 °С / десятилетие), а также в разных слоях стратосферы (в зависимости от сезона, месяца) выше изобарической поверхности 50 гПа зимой, весной, осенью и за год.

В свободной атмосфере для всех сезонов рис. 2.7.5.6 *г* показывает отрицательные тренды (с декадными изменениями до -0,06 °С / десятилетие) аномалий многолетних среднеквадратических отклонений разницы в значениях температуры воздуха для сроков 12 и 00 GMT. Также отрицательные тренды определены летом и осенью в пограничном слое. В стратосфере в слое выше изобарической поверхности 30 гПа для летних месяцев тренды определены на уровне значимости не менее 95 %, в других случаях значимость трендов больше 50 %, но меньше 95 %.

За год в целом рис. 2.7.5.6 *г* показывает отрицательные тренды (с декадными изменениями до -0,05 °С/десятилетие) аномалий многолетних среднеквадратических отклонений разницы в значениях температуры воздуха для сроков 12 и 00 GMT. Величина трендов увеличивается с высотой. Для тропосферы в слое 400–300 гПа тренды определены на уровне значимости не менее 95 %, в слое 250–70 гПа – на уровне значимости менее 50 %, в других случаях значимость трендов больше 50 %, но меньше 95 %.

Таким образом, для всех сезонов и за год в вертикальном распределении трендов аномалий средних и многолетних среднеквадратических отклонений разницы в значениях температуры воздуха на изобарических поверхностях для сроков 12 и 00 GMT отмечены следующие тенденции:

• к уменьшению средних значений разницы в значениях температуры воздуха на изобарических поверхностях для сроков 12 и 00 GMT в слое 925–500 гПа;

• к увеличению средних значений разницы в значениях температуры воздуха на изобарических поверхностях для сроков 12 и 00 GMT в слое 500–50 гПа;

• к уменьшению многолетних среднеквадратических отклонений разницы в значениях температуры воздуха для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях во всем слое 850–10 гПа;

Величина соответствующих трендов и их значимость зависит от сезона и слоя атмосферы.

Тренды аномалий многолетних средних квадратических отклонений температуры воздуха для срока 00 GMT

Анализ рис. 2.7.5.6 *а*, *б* для тропосферы показал, что средние квадратические отклонения температуры воздуха для срока 00 GMT для года в целом увеличиваются на изобарических поверхностях в слое 400–300 гПа с декадными изменениями до 0,07 °С/десятилетие. Положительные тренды определены на уровне значимости не меньше 95 %.

Максимальный рост среднеквадратических отклонений температуры (0,15 °С/десятилетие) в тропосфере определен для весны на изобарических поверхностях в слое 850–400 гПа (см. рис. 2.7.5.6 *а*, *б*), значимость трендов на рис. 2.7.5.6 *а* – не ниже 95 %. Для зимы и лета значимость положительных трендов в тропосфере меньше 95 %.

Рис. 2.7.5.6 *а*, *б* для осени (осенних месяцев) показывает уменьшение среднеквадратических отклонений температуры на изобарических поверхностях в нижней и средней тропосфере. Скорость их уменьшения не превышает -0,15 °С/десятилетие. Значимость трендов более 50 %, но меньше 95 %.

Анализ рис. 2.7.5.6 *а*, *б* для стратосферы показал, что среднеквадратические отклонения температуры воздуха для срока 00 GMT для года в целом уменьшаются, но значимость их трендов больше 50 % (но менее 95 %) только на изобарических поверхностях в слое 30–10 гПа.

Отрицательные тренды аномалий многолетних среднеквадратических отклонений температуры воздуха для срока 00 GMT со значимостью более

95 % видны на рис. 2.7.5.6 *а* для лета и каждого из летних месяцев в слое стратосферы 50 – 10 гПа. Их величина увеличивается с высотой и не превышает -0,2 °С / десятилетие.

Для января и февраля на изобарических поверхностях в слое стратосферы 150 – 70 гПа определено увеличение среднеквадратических отклонений температуры с декадными изменениями около 0,1 °С / десятилетие (см. рис. 2.7.5.6 *а*, *б*) со значимостью более 50 %, но менее 95 %.

Совместный анализ трендов, рассчитанных на основе полных профилей, показал, что отсутствие трендов аномалий многолетних среднеквадратических отклонений температуры на изобарических поверхностях со значимостью больше 95 % сопровождается потеплением тропосферы, которое определено на уровне значимости более 95 % (см. рис. 2.7.5.4 *а* и 2.7 5.6 *а*). Примерами служат результаты расчетов для зимы, лета и осени, а также для июля, августа и ноября. Наличие трендов аномалий многолетних среднеквадратических отклонений температуры на изобарических поверхностях со значимостью больше 95 % сопровождается потеплением тропосферы, которое определено на более низком уровне значимости – как более 95 %, так и менее 95 %. Примером служат результаты расчетов для весны.

Анализ сглаженных трендов для весны показал, что увеличение значений трендов аномалий многолетних среднеквадратических отклонений температуры на изобарической поверхности 500 гПа сопровождается потеплением тропосферы. Но оно определено на более низком уровне значимости по сравнению со случаями меньших значений трендов аномалий многолетних среднеквадратических отклонений на соседних на изобарических поверхностях (см. рис. 2.7.5.4 *б* и 2.7 5.6 *б*).

Для лета в стратосфере наличие отрицательных трендов аномалий многолетних среднеквадратических отклонений температуры со значимостью больше 95 % сопровождается похолоданием, определенным на уровне значимости больше 95 % (см. рис. 2.7.5.4 *а* и 2.7 5.6 *а*). При сглаживании трендов их значимость несколько уменьшается (см. рис. 2.7.5.4 *б* и 2.7 5.6 *б*).

Выводы

Проанализированы результаты применения двух методов, разработанных для возможности более надежного использования неполных по высоте радиозондовых профилей температуры и влажности для расчетов климата и оценок климатических изменений, метода продолжения таких профилей и точечного метода расчета трендов на основе срочных значений с учетом их корреляции во времени.

Вычисления проведены на основе только данных измерений и на основе полных профилей с учетом восстановленных значений. Сравнение полученных результатов расчетов трендов аномалий температуры показало, что использование полных профилей позволяет с помощью классического метода получать надежные оценки трендов. Таким образом, имеем ситуацию, аналогичную ситуации с полными рядами данных метеорологических наблюдений.

Получены статистические характеристики температуры для нижнего слоя верхней стратосферы, рассчитанные по полным профилям с учетом восстановленных значений. Они качественно согласуются с результатами, полученными с помощью инструментальных методов зондирования атмосферы (радиозонды, самолеты, стратостаты, ракеты), приведенными в работе [60], а именно: изотермическое распределение температуры в стратосфере умеренных широт сохраняется по средним данным до высоты около 25 км; выше этого уровня температура растет [60]. Следовательно, на основе уже накопленных и проконтролированных данных радиозондирования можно исследовать статистическую структуру не только нижней стратосферы, но и нижнего слоя верхней стратосферы. В частности, на основе данных измерений за 1964–2014 гг. получены знания о климатических изменениях температуры в нижнем слое верхней стратосферы толщиной около 5000 гпм.

Показано, что вертикальное распределение тропосферного потепления и стратосферного похолодания имеет сложную структуру.

Для уточнения долгопериодных тенденций изменчивости температуры получены оценки линейных трендов аномалий среднеквадратических отклонений температуры воздуха на изобарических поверхностях для месяцев, сезонов и за год в целом.

Благодаря использованию метода восстановления профилей радиозондирования атмосферы, получены новые данные о вертикальной структуре распределения температуры и влажности в слое 925–10 гПа за период наблюдений 1964–2014 годов.

Приведены многолетние статистические характеристики температуры и параметров влажности на изобарических поверхностях в свободной атмосфере и пограничном слое за период 1964–2014 годов.

Получены оценки коэффициентов авто- и кросскорреляций для параметров влажности и температуры на изобарических поверхностях в слое 925–10 гПа за период наблюдений 1964–2014 годов.

Проведен анализ внутригодовой и пространственной изменчивости трендов аномалий разницы в значениях температуры для сроков 12 и 00 GMT на изобарических поверхностях в слое 925–500 гПа, а также аномалий многолетних среднеквадратических отклонений разницы в значениях температуры воздуха для сроков 12 и 00 GMT.

Проанализирована внутригодовая и пространственная изменчивость трендов аномалий многолетних среднеквадратических отклонений температуры воздуха для срока 00 GMT .

Глава 3

ГЛОБАЛЬНЫЕ ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ ОЦЕНКИ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЛАЧНЫХ СЛОЕВ ПО ДАННЫМ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

3.1. Глобальные долгопериодные оценки характеристик вертикального распределения облачных слоев по данным радиозондирования атмосферы за период 1964–1998 годов

Облачность является одним из основных параметров климатической системы [7, 60–62, 66, 95, 136, 227, 237, 264, 274, 321, 330, 332, 366, 378, 382, 404, 420, 426, 477]. Ее вертикальная структура и распределение многослойных облаков в атмосфере влияют на динамику атмосферы, ее термодинамику, радиационный баланс на поверхности и в атмосфере [41, 57, 61, 62, 95, 117, 120, 160, 325, 387, 480].

Для определения характеристик облачности, ее макро- и микроструктуры используются наземные визуальные наблюдения и аппаратурные измерения со спутника, самолета, с поверхности Земли. Все методы наблюдений имеют свои особенности, в частности, в связи с различной чувствительностью приборов к параметрам элементов облака, например к фазовому состоянию, размерам капель или кристаллов [7, 57, 109, 139, 147, 289, 313, 319, 348, 410]. Поэтому в работе И.П. Мазина и В.Е. Минервина [57] предлагается различать такие «классы» облаков, как «спутниковые», «визуально видимые», «видимые радиолокационными станциями», «видимые лидаром», «регистрируемые самолетной аппаратурой, предназначенной для микроструктурных измерений», «видимые на основе моделей». Ряд исследований, проводившихся в целях изучения точности различных методов измерения высоты облаков, показал взаимно согласованность измерений, сделанных различными способами [7, 57, 109, 118, 319, 335, 383, 384, 480].

Определение глобальных климатических характеристик вертикальной структуры облачности недоступно по данным визуальных наземных наблюдений за облаками и носит локальный характер по данным наземных инструментальных наблюдений и с борта самолета [7, 41, 64, 480]. В последние десятилетия появилась информация о вертикальной макроструктуре облаков, полученная с помощью аппаратуры, установленной на спутниках [7, 216, 384].

Большой интерес проявляется к изучению вертикальной структуры облачности, восстановленной по данным радиозондирования, с целью определения ее климатических характеристик [7, 41, 110, 111, 164, 167–172, 216, 384, 453, 454, 480]. Это обусловлено тем фактом, что данные радиозондовых наблюдений собраны за достаточно длинный период и достаточно

плотно покрывают территорию земного шара (особенно Северное полушарие, СП) [6, 84, 454,].

В данной работе предметом исследования является температурно-влажностное расслоение в атмосферном слое от поверхности земли до 10 км на облачные слои (ОС) и безоблачные прослойки между ними, рассмотрен вопрос о пространственно-временной изменчивости его параметров (повторяемости ОС, их толщины, нижней и верхней границ). Наличие длительных рядов радиозондовых наблюдений и степень освещенности этими данными территории земного шара дают основание ожидать, что при их анализе может быть получено много полезной информации о предмете исследования.

Для определения параметров вертикальной структуры ОС использовался СЕ-метод определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы [7, 109, 166]. В [7, 166] проведен анализ корректности определения яруса, количества облаков, точности его определения для нижней, средней и верхней облачности, а также для отдельных ее форм (St, Sc, Cu, As, Ac, Ci, Cc, Cs), для плотных и тонких облачных слоев. Авторами [7, 109, 166] и независимыми экспертами [335] было проведено сравнение облачности, восстановленной по радиозондовым данным разными методами, в том числе с использованием СЕ-метода, с данными о границах, полученными с других наблюдательных платформ, а также сопоставление возможностей определения облачного и безоблачного состояния небосвода различными методами, проанализирована чувствительность методов определения ОС по данным радиозондирования атмосферы к изменению разрешения профилей. Результаты, полученные с помощью СЕ-метода, отражают наличие отдельных ОС и безоблачных прослоек [7, 109, 165], и это позволяет объективно оценить суммарную толщину ОС.

3.1.1. Использованные данные и методы

Предметом особого внимания при использовании радиозондовых данных для климатических исследований является качество и однородность данных, используемых при расчетах [6, 7, 84]. Анализ данных аэрологических наблюдений имеет свою специфику по отношению ко многим другим метеорологическим наблюдениям, т. к. на многих высотах в атмосфере имеется множество пропущенных наблюдений. Основная причина этого – недостаточная высота подъема радиозонда [6].

Данные по тропосфере являются более благополучными, как в отношении обеспеченности данными, так и относительно возникновения систематических ошибок, связанных с максимальной высотой полета зондов [6, 84]. Однако кроме изменений максимальных высот полетов зондов существуют и другие источники возможной неоднородности рядов температуры и влажности, полученных по данным радиозондирования (недостаточное количество точек наблюдения и их неравномерное географическое распределение, смены наблюдательных приборов и датчиков, изменения методик,

алгоритмов и программ обработки и т. д.), влияние которых проявляется при оценках значений температуры и влажности в атмосфере [6, 7, 84, 220].

В качестве информационной базы использовался проконтролированный глобальный массив радиозондовых наблюдений КАРДС [213] за период 1964 – 1998 гг. Выбор данного периода обусловлен несколькими причинами. Во-первых, на глобальной аэрологической сети данных радиозондовых наблюдений в Южном полушарии (ЮП) в конце 50-х – начале 60-х годов недостаточно для климатических расчетов [84]. Во-вторых, значительная часть исследований долгопериодных изменений метеопараметров и характеристик облачности проводилась за различные периоды и сроки наблюдения, различается масштабами пространственного обобщения и другими методическими особенностями, что усложняет процесс сравнения результатов [86, 103, 162, 205, 207, 241, 242, 310, 369]. Поэтому для возможности комплексного анализа параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы и их климатических изменений за один период наблюдений и по одной методике расчетов были систематизированы результаты для глобальной атмосферы [7, 164, 165] и продолжены исследования на основе ранее использованных проконтролированных данных радиозондирования атмосферы за период 1964 – 1998 гг. В-третьих, по наземным наблюдениям наиболее значительные изменения в количестве облачности над территорией России происходили в 1970 и 1980 гг. [103, 162].

Из станций глобальной радиозондовой сети были выбраны станции (см. рис. 3.1) с достаточно полным количеством данных для формирования 795 временных рядов [7]. Некоторые временные ряды состоят из наблюдений двух или даже трех станций вследствие открытия, закрытия или перенесения станций.

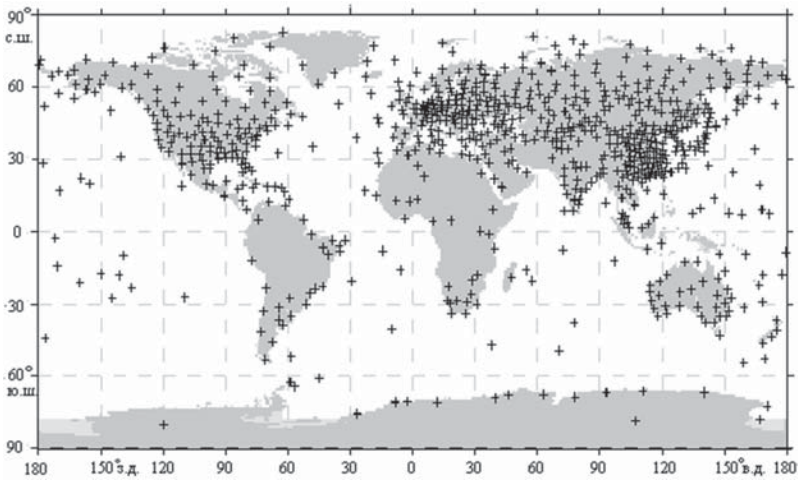


Рис. 3.1. Распределение станций радиозондирования, использованных в данном исследовании

Исследования проводились для атмосферного слоя 0 – 10 км для января и июля на основе наблюдений в сроки 00 и 12 GMT. При расчете статистик были использованы только те зондирования, при которых имелись данные как для температуры, так и для влажности от поверхности до высоты 10 км, и месяц должен иметь не менее 25 зондирований [7]. Так как во время зондирования облачность могла отсутствовать, то только те месяцы, которые содержат, по крайней мере, 10 зондирований с одним или более облачными слоями, были включены во временные ряды. Они были созданы с учетом градаций количества облачности. Следующим ограничением было требование, чтобы временные ряды для января и июля имели данные, по крайней мере, для 18 лет из 35-летнего периода для каждой станции [7].

Для определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, был использован CE-метод. Его основная идея состоит в определении таких интервалов вертикального профиля, где на профили как температуры, так и влажности воздействуют облачные слои. Вследствие инерционности реакция датчиков температуры и влажности на их прохождение может практически не отражаться на абсолютных значениях измеряемых величин, но практически всегда проявляется в относительных изменениях (производных вдоль профиля) [7, 109].

Определение облачных слоев по CE-методу состоит из двух этапов. На первом этапе определяются границы облачных слоев по вторым вертикальным производным температуры и влажности вдоль вертикальных профилей. Идея состоит в том, что особенности скоростей изменения температуры и влажности с высотой могут быть обусловлены изменениями этих параметров при пересечении радиозондом границ облачных слоев. За критерий существования облачного слоя приняты условия

$$T''(h) \geq 0 \;\text{ и }\; R''(h) \leq 0 \;\text{ для }\; h_1 \leq h \leq h_2$$

при требовании изменения знака соответствующей второй производной на противоположный в граничных точках h_1 и h_2. Это означает, что точки h_1 и h_2 являются точками перегиба профилей T и R и точками локальных экстремумов первых производных T' и R' (максимума R' и минимума T' в точке h_1 и, наоборот, минимума R' и максимума T' в точке h_2). Эти условия были найдены в результате сравнения профилей температуры и относительной влажности и их вторых производных с результатами наземных наблюдений за облаками [7, 109, 166].

Чтобы получить непрерывные вторые производные по всему вертикальному профилю, используется аппроксимация наблюдаемых значений температуры и влажности кубическими сплайнами с нулевыми граничными условиями для вторых производных [7, 21, 91, 134].

На втором этапе для каждого из выделенных слоев по значениям температуры и дефицита точки росы на уровне максимальной относительной влажности внутри такого слоя по кусочно-линейной аппроксимации диаграммы Арабей – Мошникова [7, 166] определяется степень покрытия облачностью небосвода по градациям 0 – 20, 20 – 60, 60 – 80, 80 – 100 %.

За количество облачности в каждом ярусе принимается максимальное количество облачности в слоях, лежащих внутри соответствующих высот (0–2, 2–6 и 6–10 км).

Для визуализации и анализа географического распределения удобнее работать с полями в регулярной сетке, чем со значениями в нерегулярном множестве станций. Чтобы проинтерполировать статистики для параметров ОС на 5×5-градусную сетку, был использован метод взвешенной анизотропной интерполяции (ВАИ) [52]:

$$\hat{f}_0 = \frac{\sum_{i=1}^{m} a_i \cdot f_i}{\sum_{i=1}^{m} a_i},$$

где a_i – вес для каждой из m соседних станций для точки сетки станций, и они находятся как решения системы линейных уравнений

$$\sum_{i=1}^{m} a_i \cdot r_{ij} = r_{0j} \quad для \ j = 1, \ldots, m,$$

где r_{ij} – это расстояние между i-й и j-й станциями и r_{0j} – это расстояние между 0-й точкой сетки и j-й станцией. Для большинства параметров атмосферы [52] этот метод дает почти такую же точность, как оптимальная интерполяция (ОИ) [24]. Но ВАИ имеет существенное преимущество по сравнению с ОИ, т. к. для его использования не требуется знать статистической структуры интерполируемых величин. Ценой за простоту является то, что ВАИ-метод не дает оценки ошибки интерполяции [6, 7].

Для исследования пространственно-временной изменчивости параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы были построены географические распределения средних значений и среднеквадратических отклонений параметров ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода для атмосферных слоев 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для января и июля и проведен их анализ. Первые три слоя соответствуют нижнему, среднему и верхнему ярусу облачности [108]. Ниже 0–20 % называется малым, 20–60 % – рассеянным, 60–80 % – разорванным, 80–100 % – сплошным покрытием небосвода облаками.

3.1.2. Статистические характеристики параметров облачных слоев в слое 0–10 км с количеством облачности 0–100 %

Для атмосферного слоя 0–10 км в табл. 3.1.1 приведены количественные оценки диапазонов изменений статистических характеристик параметров ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, полученные на основе анализа соответствующих географических распределений. Ниже они для слоя 0–10 км представлены на рисунках.

Таблица 3.1.1

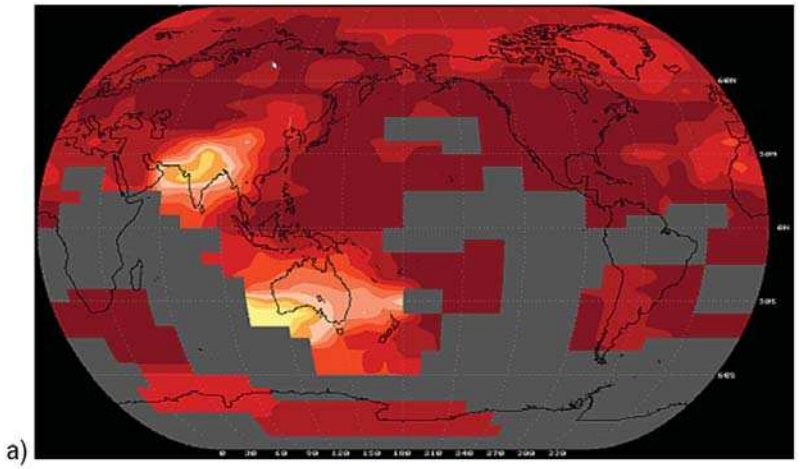
Диапазоны региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений (σ) параметров ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км над уровнем подстилающей поверхности территории земного шара для января и июля

Параметр ОС	Январь		Июль	
	Средние значения	σ	Средние значения	σ
0–10 км				
Повторяемость, %	77–100	0–25	70–100	0–32
Суммарная толщина, м	1388–2967	734–1251	1208–3092	601–1124
Высота верхней границы, м	7499–9361	734–1516	7468–9331	893–1418
Высота нижней границы, м	193–1279	244–643	203–1292	243–637

Повторяемость ОС с различным количеством облачности в слое 0–10 км

Как было отмечено ранее, взаимодействие между радиацией и облачностью играет важную роль в атмосферной циркуляции и формировании климата. Интенсивность приходящей и уходящей радиации зависит от сезона, времени дня, а также от форм облаков, высоты облачности, ее балльности, вертикальной мощности, микро- и макроструктуры, оптических свойств [61, 86]. В частности, увеличение облачности верхнего яруса ведет к потеплению климата, в то время как облаков нижнего яруса – к охлаждающему эффекту [86]. Изменения в количестве облачности могут уменьшить или усилить глобальное потепление [86]. Например, суммарная ультрафиолетовая радиация убывает до 70–85 % при сплошном покрытии небосвода облаками нижнего яруса [7, 115]. Исследования, проведенные на основе данных многолетних измерений (1981–1990 гг.) в метеорологической обсерватории Московского государственного университета им. Ломоносова, показали увеличение приходящей ультрафиолетовой радиации при наличии облачности менее 20 % по сравнению с безоблачным небосводом [7, 115]. Поэтому ниже более детально рассмотрен вопрос о повторяемости ОС с количеством облачности 0–20, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода. Кроме того, следует отметить, что при вычислении статистик для ОС с рассеянным и разорванным покрытием небосвода облаками данных для вычислений было достаточно только для небольших регионов земного шара.

В табл. 3.1.2 приведены пределы региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений повторяемости ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода для атмосферного слоя 0–10 км над земным шаром для января и июля. Результаты получены на основе анализа построенных географических распределений статистических характеристик повторяемости ОС. Особенности их распределения для ОС с количеством облачности 0–100 % для территории земного шара показаны на рис. 3.2.



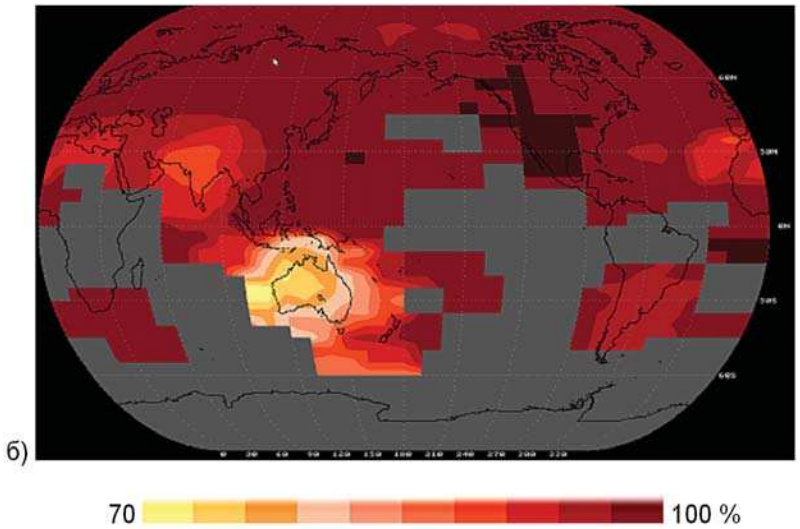


Рис. 3.2 (а, б). Географические распределения средних значений повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км для января (а) и июля (б). КАРДС. 1964–1998 гг.

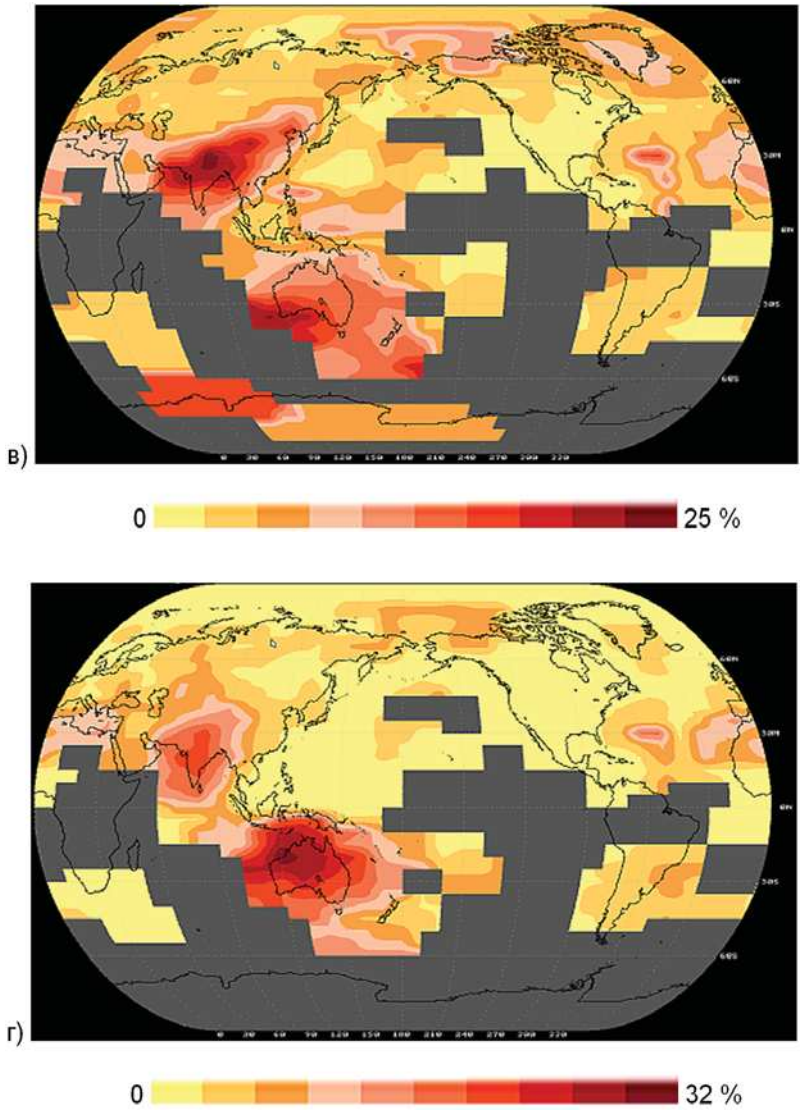


Рис. 3.2 (в, г). Географические распределения среднеквадратических отклонений повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км для января (в) и июля (г). КАРДС. 1964 – 1998 гг.

Таблица 3.1.2

Пределы региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений (σ) повторяемости ОС в атмосферном слое 0–10 км над уровнем подстилающей поверхности территории земного шара для различных градаций количества облачности для января и июля

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	Январь		Июль	
	Средние значения, %	σ, %	Средние значения, %	σ, %
0–20	9–98	2–28	54–99	1–34
20–60	7–52	6–22	6–56	3–22
60–80	4–42	4–17	2–53	3–15
80–100	13–96	4–39	11–89	7–38
0–100	77–100	0–25	70–100	0–32

Данные табл. 3.1.2 и рис. 3.2 (*а*, *б*) показывают, что осредненная повторяемость ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слое 0–10 км составляет 70–100 % случаев с данными о температуре и влажности до высоты 10 км в зависимости от региона для территории земного шара. Для января и июля диапазоны изменений статистических характеристик повторяемости ОС различаются слабо для территории земного шара (табл. 3.1.2).

Рис. 3.2 (*а*, *б*) демонстрирует, что диапазоны изменений средней повторяемости ОС различаются слабо также при их рассмотрении с учетом сезона. Для зимнего сезона в Северном полушарии средняя повторяемость изменяется в пределах 80–100 % (январь, рис. 3.2*а*), а для Южного полушария она изменяется в пределах 70–100 % (июль, рис. 3.2*б*). Для летнего сезона средняя повторяемость изменяется в пределах 84–100 % для СП (июль, рис. 3.2*б*) и 77–100 % – для ЮП (январь, рис. 3.2*а*).

При рассмотрении результатов на рис. 3.2 (*а*, *б*) раздельно для Северного и Южного полушарий можно отметить небольшие различия. Для СП осредненная повторяемость ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода составляет 80–100 %, а для ЮП – 70–100 %.

Из рис. 3.2 (*а*, *б*) видно, что в Северном полушарии наименьшая средняя повторяемость ОС (приблизительно 80–95 %) в январе и июле определена только в регионе 60–90° з.д. и 15–40° с.ш. Для остальной территории СП осредненная повторяемость ОС превышает 95 % для обоих месяцев. Анализ географических распределений для среднеквадратических отклонений повторяемости ОС показал, что в отмеченных выше регионах с наименьшей средней повторяемостью отмечены большие среднеквадратические отклонения 12–25 %. Для остальной территории СП они не превышают 12 %.

В Южном полушарии наименьшая средняя повторяемость ОС (приблизительно 70–85 %) в январе и июле определена только в регионе 100–40° з. д. и 15–40° ю. ш. (см. рис. 3.2 (*а*, *б*)). В этом регионе отмечены наибольшие среднеквадратические отклонения 16–32 %. Для остальной

территории ЮП осредненная повторяемость ОС превышает 85 % и среднеквадратические отклонения не превышают 16 % для обоих месяцев.

Повторяемость ОС с количеством облачности 0–20 % поверхности небосвода в слое 0–10 км

В табл. 3.1.2 приведены результаты расчетов для слоя 0–10 км с детализацией по градациям количества облачности. Видно, что зимой и летом максимальна повторяемость малооблачных и сплошных ОС, она изменяется в пределах 9–99 и 11–96 %, а среднеквадратические отклонения – 1–34 и 4–39 % соответственно. Заметим, что при расчете статистик для ОС с другим количеством облачности данных было достаточно только для небольших регионов.

Из данных табл. 3.1.2 видно, что в январе и июле высокая осредненная повторяемость малооблачных и сплошных ОС. Для территории земного шара особенности ее распределения для малооблачных ОС показаны на рис. 3.3.

Для малооблачных слоев средняя повторяемость составляет 9–99 % случаев с данными о температуре и влажности до высоты 10 км в зависимости от региона для территории земного шара, а среднеквадратические отклонения изменяются в пределах 1–34 % (см. табл. 3.1.2).

Для июля диапазон изменений осредненной повторяемости малооблачных слоев составляет 54–99 %, а для января – 9–98 %. Пределы изменений среднеквадратических отклонений для января и июля различаются слабо: они составляют 2–28 и 1–34 % соответственно (табл. 3.1.2).

В январе низкие значения средней повторяемости малооблачных слоев, 9–36 %, отмечены на большей территории РФ, особенно ее северо-восточной части. Высокая повторяемость, 62–98 %, малооблачных слоев отмечена в низких широтах (45° ю. ш. – 45° с. ш.).

При рассмотрении рис. 3.3 раздельно для СП и ЮП можно отметить небольшие различия. В январе для СП осредненная повторяемость малооблачных слоев составляет 9–98 %, а для Южного полушария – 54–98 %. В июле как для СП, так и ЮП – 54–98 %.

Повторяемость ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода в слое 0–10 км

Для сплошных ОС осредненная повторяемость составляет 11–96 % случаев с данными о температуре и влажности до высоты 10 км в зависимости от региона земного шара, а среднеквадратические отклонения – 4–39 % (табл. 3.1.2). Особенности распределения их средней повторяемости для территории земного шара показаны на рис. 3.4.

Табл. 3.1.2 показывает, что диапазоны изменений статистических характеристик повторяемости сплошных ОС для января и июля различаются слабо. Для средней повторяемости они составляют 13–96 и 11–89 %, для среднеквадратических отклонений – 4–39 и 7–38 % для января и июля соответственно.

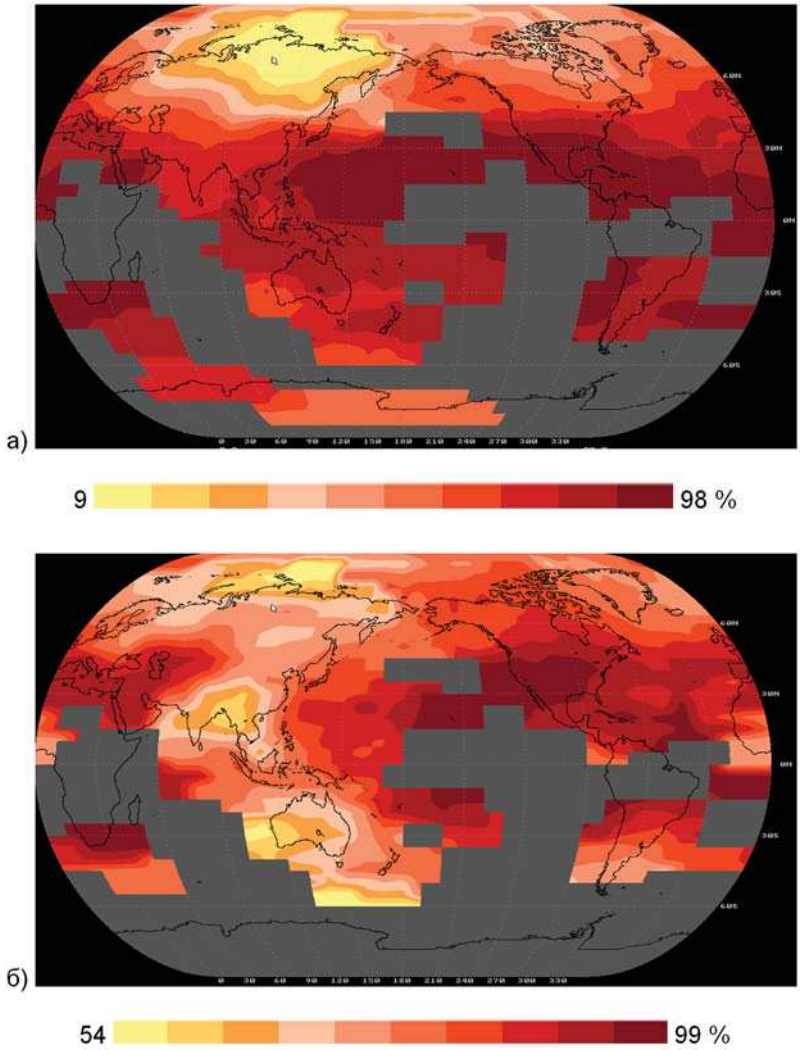


Рис. 3.3 . Географические распределения средних значений повторяемости малооблачных слоев в атмосферном слое 0–10 км для января (а) и июля (б). КАРДС. 1964–1998 гг.

Анализ результатов на рис. 3.4 раздельно для Северного и Южного полушарий показал небольшие различия.

Для января (см. рис. 3.4 *а*) в СП наибольшие значения средней повторяемости сплошных ОС, 80–96 %, определены в регионах, расположенных севернее 40° с. ш, В ЮП ее наибольшие значения, 55–80 %, зафиксированы

в регионах, расположенных как в высоких широтах, так и низких. Низкие значения повторяемости сплошных ОС, 13–46 %, видны на рис. 3.4 *а, б* в широтах 45° ю. ш. – 45° с. ш.

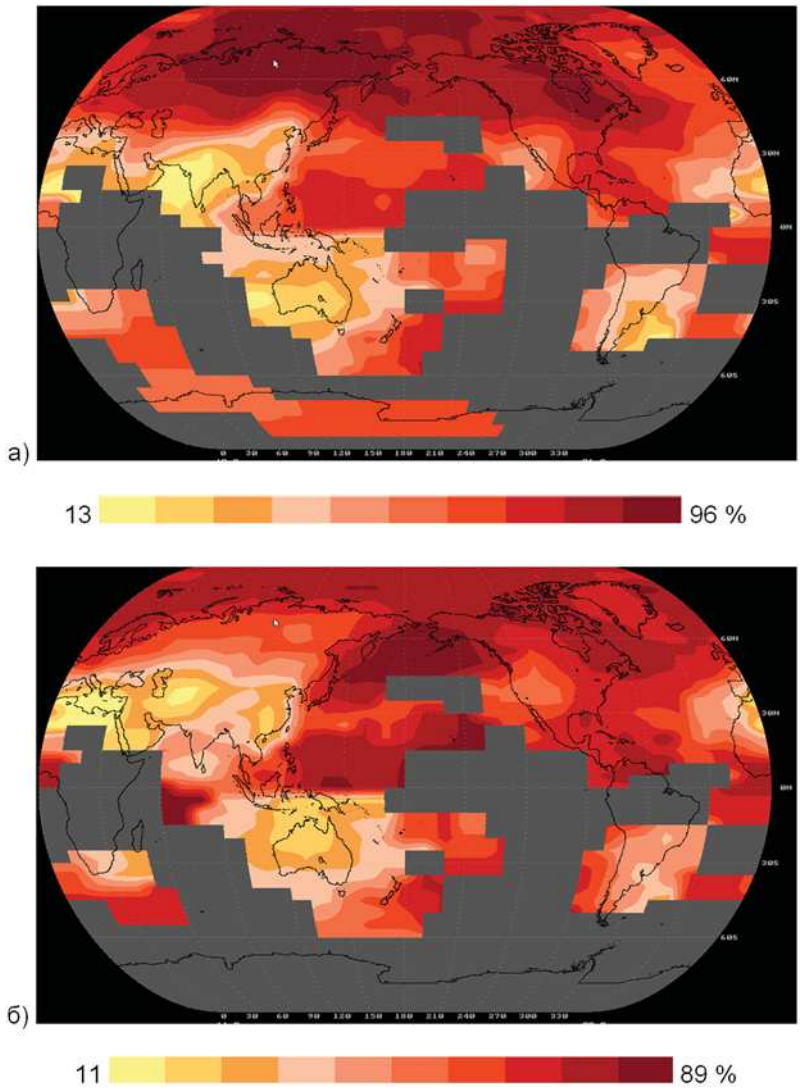


Рис. 3.4. Географические распределения средних значений повторяемости сплошных ОС (%) в атмосферном слое 0–10 км для января (а) и июля (б). 1964–1998 гг.

Для июля (рис. 3.4 *б*) в СП наибольшие значения средней повторяемости сплошных ОС, 73–89 %, определены над океанами. Над территорией РФ она изменяется в пределах 35–81 % с наибольшими значениями, 73–81 % – для северных территорий Камчатки и о. Сахалин.

Для июля (рис. 3.4 *б*) в ЮП ее наибольшие значения, 65–89 %, зафиксированы над океаном в средних и низких широтах. Для регионов в высоких широтах не достаточно данных для расчетов. Низкие значения повторяемости сплошных ОС, 18–35 %, видны для территории 0–45° ю. ш., 75–175° з. д.

Повторяемость ОС с количеством облачности 0–100, 0–20 и 80–100 % поверхности небосвода в слоях 0–2, 2–6, 6–10 км

В табл. 3.1.3 приведены диапазоны региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений повторяемости ОС с учетом градации количества облачности в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10 км, соответствующих нижнему, среднему и верхнему ярусам облаков, для января и июля.

Таблица 3.1.3

Диапазоны региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений (σ) повторяемости ОС с учетом градации количества облачности в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10 км для января и июля

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	Январь		Июль	
	Средние значения	σ	Средние значения	σ
0–2 км				
0–20	4–86	5–32	12–88	7–31
80–100	0–83	1–36	1–82	2–35
0–100	38–90	2–36	47–100	1–34
2–6 км				
0–20	7–94	5–28	40–96	4–31
80–100	5–72	5–32	3–65	3–27
0–100	61–99	2–27	62–99	1–32
6–0 км				
0–20	1–92	2–35	2–92	6–39
80–100	1–84	2–37	1–50	2–27
0–100	16–95	5–45	42–94	6–41

В слоях 0–2, 2–6, 6–10 км осредненная повторяемость ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода составляет 38–100, 61–99 и 16–95 % случаев соответственно. Для января и июля диапазоны изменений средних значений и среднеквадратических отклонений для повторяемости ОС в каждом слое различаются слабо.

В слое 0–2 км средняя повторяемость малооблачных и сплошных ОС изменяется в пределах 4–88 и 0–83 %, а соответствующие среднеквадратические отклонения – 5–32 и 1–36 %. Для суммарной толщины

ОС с количеством облачности 0–20 % диапазоны изменений как средних (280–940 м), так и среднеквадратических отклонений (170–600 м) для января и июля практически совпадают, а для сплошных ОС средние изменяются в пределах 250–810 м и среднеквадратические отклонения – 150–530 м, в их значениях видны сезонные различия.

В слое 2–6 км осредненная повторяемость малооблачных и сплошных ОС изменяется в пределах 7–96 и 3–72 %, а среднеквадратические отклонения – 4–31 и 3–32 % соответственно. Средняя суммарная толщина слоев с количеством облачности 0–20 и 80–100 % варьирует в пределах 540–1800 и 350–1130 м, соответствующие среднеквадратические отклонения – 420–820 и 310–800 м. Сезонная изменчивость значений видна как для повторяемости, так и толщины.

В слое 6–10 км для малооблачных и сплошных ОС средние значения повторяемости находятся в пределах 1–92 и 1–84 %, а суммарной толщины – в пределах 520–1640 и 400–1260 м соответственно. Сезонные различия характерны в значениях обоих параметров; наиболее выражены они для повторяемости сплошных ОС и толщины малооблачных ОС.

Суммарная толщина ОС в слое 0–10 км

В табл. 3.1.4 приведены пределы региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений суммарной толщины ОС с различным количеством облачности для атмосферного слоя 0–10 км для января и июля. Результаты получены на основе анализа соответствующих построенных географических распределений. Особенности распределения средних значений и среднеквадратических отклонений суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для территории земного шара показаны на рис. 3.5.

Осредненная суммарная толщина ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–10 км изменяется в пределах 1200–3100 м, а среднеквадратические отклонения – 600–1250 м (табл. 3.1.4). Для января и июля различия диапазонов изменений ее статистических характеристик для территории земного шара различаются слабо (табл. 3.1.4, рис. 3.5), разница составляет 100–180 м.

Таблица 3.1.4

Диапазоны региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений (σ) суммарной толщины ОС в атмосферном слое 0–10 км над уровнем подстилающей поверхности территории земного шара для различных градаций количества облачности для января и июля

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	Январь		Июль	
	Средние значения, м	σ, м	Средние значения, м	σ, м
0–20	635–2499	564–1268	1041–2437	758–1203
20–60	377–1667	266–799	346–1414	283–910
60–80	809–1561	337–774	794–1627	371–853
80–100	475–1953	363–1889	406–1652	381–993
0–100	1388–2967	734–1251	1208–3092	601–1124

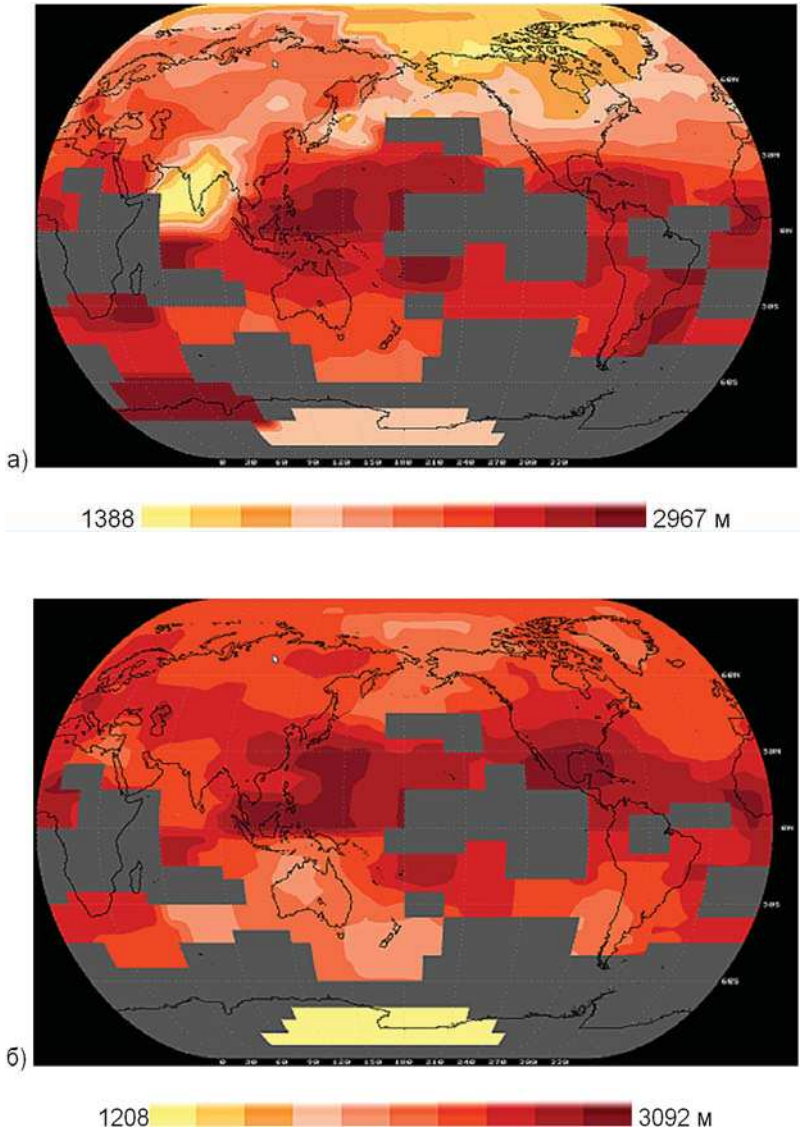


Рис. 3.5 (а, б). Географические распределения средних значений суммарной толщины ОС (м) с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км для января (а) и июля (б). КАРДС. 1964–1998 гг.

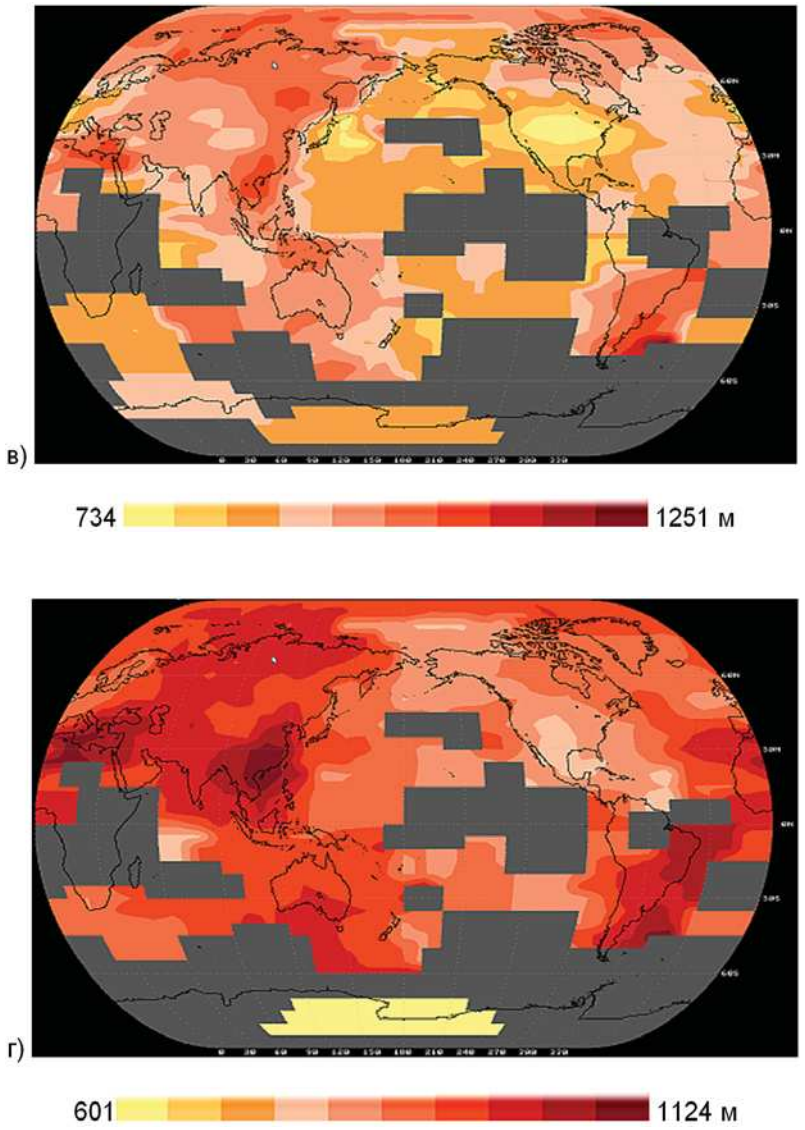


Рис. 3.5 (в, г). Географические распределения среднеквадратических отклонений суммарной толщины ОС (м) с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км для января (в) и июля (г). КАРДС. 1964–1998 гг.

Для зимы в СП (январь, рис. 3.5*а*) средняя суммарная толщина изменяется в диапазоне 1400–2970 м, а в ЮП (июль, рис. 3.5*б*) – 1200–2900 м. Для лета в СП (июль, рис. 3.5*б*) она изменяется в диапазоне 1370–2970 м и в ЮП (январь, рис. 3.5*а*) – 1850–3100 м.

Таким образом, сезонные изменения для верхних пределов диапазонов изменений средней толщины ОС выражены слабо. Для зимы верхние пределы составляют 2900 и 2970 м в СП и ЮП, а для лета – 2970 и 3100 м в СП и ЮП соответственно, т. е. их различие не превышает 200 м.

Сезонные изменения для нижних пределов диапазонов изменений средней толщины ОС выражены в ЮП. Для зимы нижние пределы составляют 1400 и 1200 м в СП и ЮП, а для лета – 1370 и 1850 м в СП и ЮП соответственно, т. е. их различие в СП не превышает 30 м, а в ЮП оно составляет 650 м.

Особенности распределения средних значений суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–20 и 80–100 % на территории земного шара показаны на рис. 3.6 и 3.7.

Согласно данным табл. 3.1.4, осредненная суммарная толщина малооблачных и сплошных ОС изменяется в пределах 630–2500 и 400–1950 м, а соответствующие среднеквадратические отклонения – в диапазонах 560–1270 и 360–1890 м. Для пределов значений статистических характеристик для малооблачных и сплошных ОС видна разница для января и июля.

Суммарная толщина ОС в слоях 0–2, 2–6, 6–10 км

В табл. 3.1.5 приведены результаты расчетов с детализацией по ярусам облачности для градаций количества облачности 0–20 и 80–100 %; для остальных градаций – мало данных.

Таблица 3.1.5

Диапазоны региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений (σ) суммарной толщины ОС с учетом градации количества облачности в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10 км над уровнем подстилающей поверхности территории земного шара для января и июля

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	Январь		Июль	
	Средние значения, м	σ, м	Средние значения, м	σ, м
0–2 км				
0–20	279–912	187–602	273–944	168–580
80–100	311–719	202–473	250–813	146–527
0–100	372–970	209–614	435–1109	224–609
2–6 км				
0–20	540–1451	418–815	680–1797	439–804
80–100	351–974	323–655	308–1132	313–802
0–100	748–1547	456–799	910–1840	410–774
6–10 км				
0–20	520–1644	373–855	543–1180	401–703
80–100	408–1259	300–763	430–1011	307–711
0–100	641–1572	413–774	647–1254	434–753

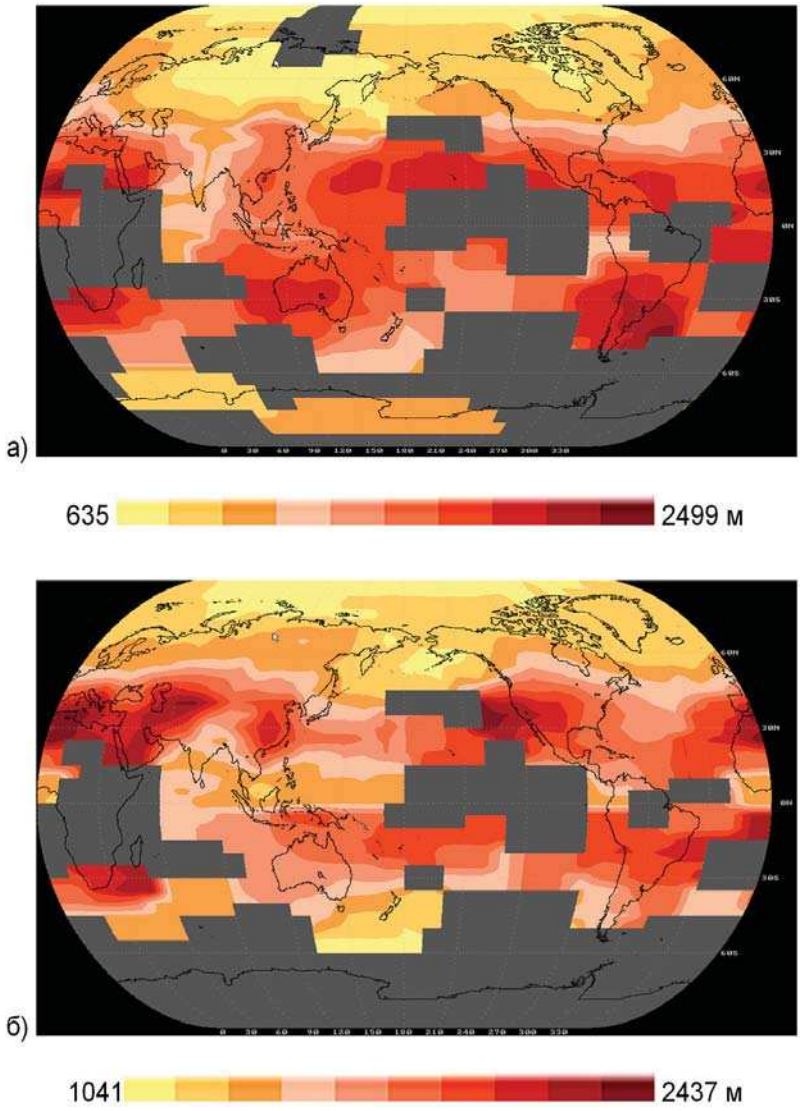


Рис. 3.6. Географические распределения средних значений суммарной толщины ОС (м) с количеством облачности 0–20 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км для января (а) и июля (б). КАРДС. 1964–1998 гг.

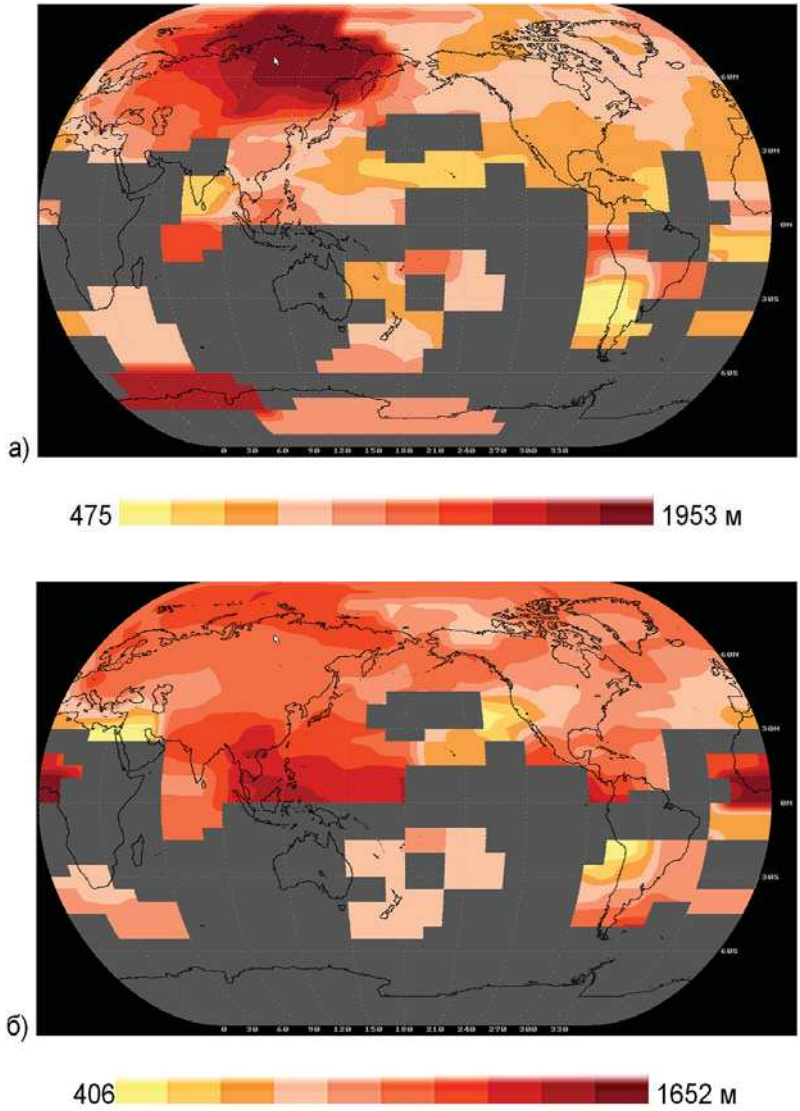


Рис. 3.7. Географические распределения средних значений суммарной толщины ОС (м) с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км для января (а) и июля (б). КАРДС. 1964–1998 гг.

В слоях 0–2, 2–6, 6–10 км суммарная толщина ОС составляет приблизительно 370–1100, 750–1840 и 640–1570 м соответственно. Осредненная суммарная толщина ОС в слое 0–10 км изменяется в пределах 1200–3100 м, сезонные различия диапазонов изменений средних значений и среднеквадратических отклонений выражены слабо. Но они существенны для толщины ОС в каждом ярусе.

Определенный интерес представляет сравнение результатов, изложенных выше и полученных другими авторами на основе данных самолетного зондирования.

В соответствии с данными о вертикальной структуре облачности, полученными Л. С. Дубровиной на базе массива сетевого самолетного зондирования на территории СССР за период 1957–1963 гг. [41], для облачной структуры характерны тонкие облачные и широкие безоблачные слои. Толщина облачных слоев в 2–5 раз меньше толщины безоблачных слоев, что справедливо как для 6-километрового слоя, так и для километровых слоев атмосферы [7, 109].

В табл. 3.1.6 приведены диапазоны региональных изменений средних значений суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и прослоек в разных атмосферных слоях и отношений толщин прослоек и ОС для января и июля. Результаты табл. 3.1.6 согласуются с данными, полученными на базе массива самолетного зондирования.

Таблица 3.1.6

Диапазоны региональных изменений средних значений суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и прослоек в атмосферных слоях 0–10, 0–2, 2–6, 6–10 км над уровнем подстилающей поверхности территории земного шара и отношений толщин прослоек и ОС для января и июля

Параметр	Январь	Июль
0–10 км		
Суммарная толщина ОС, м	1388–2967	1208–3092
Суммарная толщина прослоек, м	8612–7033	8792–6908
Отношение толщин прослоек и ОС	6,2–2,4	7,2–2,2
6–10 км		
Суммарная толщина ОС, м	641–1572	647–1254
Суммарная толщина прослоек, м	3359–2428	3353–2746
Отношение толщин прослоек и ОС	5,1–1,6	5,2–2,2
2–6 км		
Суммарная толщина ОС, м	748–1547	910–1840
Суммарная толщина прослоек, м	3252–2453	3090–2160
Отношение толщин прослоек и ОС	4,3–1,6	3,4–1,2
0–2 км		
Суммарная толщина ОС, м	372–970	435–1109
Суммарная толщина прослоек, м	1628–1030	1565–891
Отношение толщин прослоек и ОС	4,4–1,1	3,6–0,8

В [41] также отмечалось, что при одних и тех же процессах облакообразования положение границ облаков, а следовательно, и толщина могут быть разными в зависимости от начальных значений влажности и температуры, интенсивности турбулентного обмена, скорости и знака вертикальных движений. Толщина всех без исключения форм облаков отличается значительной изменчивостью. Среднеквадратические отклонения толщины близки к средним значениям соответствующих форм облаков. Данные табл. 3.1.1 качественно согласуются с вышеизложенными результатами.

Небольшие количественные различия в оценках толщины могут быть объяснены разницами в методиках определения границ облачности и расчета, периодах наблюдений, периодичности и регулярности наблюдений [7, 41, 109], обобщением результатов на слой атмосферы 0–10 км над земным шаром. При сравнении суммарной толщины ОС следует также учитывать, что СЕ-метод детектирует влажные слои, из которых будут формироваться облака в течение ближайших нескольких часов (эти слои еще не фиксируются при наземных наблюдениях за облаками в данный момент из-за малой концентрации облачных частиц, но будут детектированы после формирования, обычно, радаром); метод детектирует влажные слои, которые являются некоторой формой оставшихся облаков после их разложения (через несколько часов) и которые детектируются при самолетном зондировании с помощью прибора для определения изображения облачных частиц [7, 109].

Границы ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слое 0–10 км

Для атмосферного слоя 0–10 км на рис. 3.8 показаны географические распределения статистических характеристик верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода.

Данные табл. 3.1.1 и рис. 3.8 показывают, что для средней высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–10 км диапазон изменений составляет 7470–9360 м в зависимости от региона земного шара. В январе и в июле амплитуды изменений средней высоты верхней границы практически совпадают, они равны 1862 и 1863 м соответственно. Сами диапазоны изменений средней высоты верхней границы очень близки: в январе – 7499–9361 м и в июле – 7468–9331 м.

Согласно данным табл. 3.1.1 и рис. 3.8 для среднеквадратических отклонений высоты верхней границы в январе диапазон изменений, 734–1516 м, шире, чем в июле, 893–1418 м. Амплитуды изменений средней высоты верхней границы составляют в январе 782 м и в июле 525 м. В июле амплитуда на 33 % меньше, чем в январе.

Рис. 3.8 (*а*, *б*) демонстрирует, что диапазоны изменений средней высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–10 км слабо различаются при их рассмотрении с учетом сезона.

Для зимнего сезона в Северном полушарии средняя высота верхней границы изменяется в пределах 7499–9361 м (январь, рис. 3.8 *а*), а для Южного полушария она изменяется в пределах 7468–9145 м (июль, рис. 3.8 *б*).

Для ЮП нижний предел диапазона на 0,4 %, а верхний – на 2,3 % ниже, чем для СП. Амплитуда изменений для ЮП составляет 1676 м, она на 10 % меньше, чем для СП, 1862 м.

Для летнего сезона средняя высота верхней границы изменяется в пределах 7840–9331 м для СП (июль, рис. 3.8*б*) и 7871–9175 м – для ЮП (январь, рис. 3.8*а*). Для ЮП нижний предел диапазона на 0,4 % выше, а верхний – на 1,7 % ниже, чем для СП. Амплитуда изменений для ЮП составляет 1304 м, она на 13 % меньше, чем для СП, 1491 м.

Таким образом, показано, что для обоих полушарий диапазоны изменений средней высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–10 км зимой шире, чем летом. Амплитуда изменений летом уменьшается на 20–22 % за счет увеличения нижнего предела диапазона.

При рассмотрении результатов на рис. 3.8 (*а*, *б*) раздельно для Северного и Южного полушарий можно отметить небольшие особенности и общие закономерности.

Для СП осредненная высота верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода изменяется в пределах 7499–9361 м, а для ЮП – 7468–9175 м.

В СП зимой средняя высота верхней границы изменяется в пределах 7499–9361 м, а летом – 7840–9331 м. В ЮП она изменяется зимой в пределах 7468–9145 м, а летом – 7871–9175 м. Для обоих полушарий нижний предел изменений летом увеличивается на 5 % по сравнению с его значением для зимы.

На рис. 3.9 показаны географические распределения средних значений и среднеквадратических отклонений нижних границ ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода для атмосферного слоя 0–10 км.

Из данных табл. 3.1.1 и рис. 3.9 для средней высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–10 км для января и июля видно почти полное совпадение диапазонов изменений для средних значений 193–1279 м в январе и 203–1292 м в июле. Амплитуда изменений составляет 1086 и 1089 м в январе и июле соответственно.

Аналогичная ситуация для среднеквадратических отклонений высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–10 км – они практически совпадают: 244–643 м в январе и 243–637 м в июле. Амплитуда изменений для них составляет 399 и 394 м в январе и июле соответственно.

Рис. 3.9 (*а*, *б*) демонстрирует, что диапазоны изменений средней высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–10 км слабо различаются при их рассмотрении с учетом сезона.

Для зимнего сезона в СП средняя высота нижней границы изменяется в пределах 193–1279 м (январь, рис. 3.9*а*), а для ЮП она изменяется в пределах 312–856 м (июль, рис. 3.9*б*). Для ЮП нижний предел диапазона на 56 % выше, а верхний – на 33 % ниже, чем для СП. Амплитуда изменений для ЮП составляет 545 м, она на 50 % меньше, чем для СП, 1086 м.

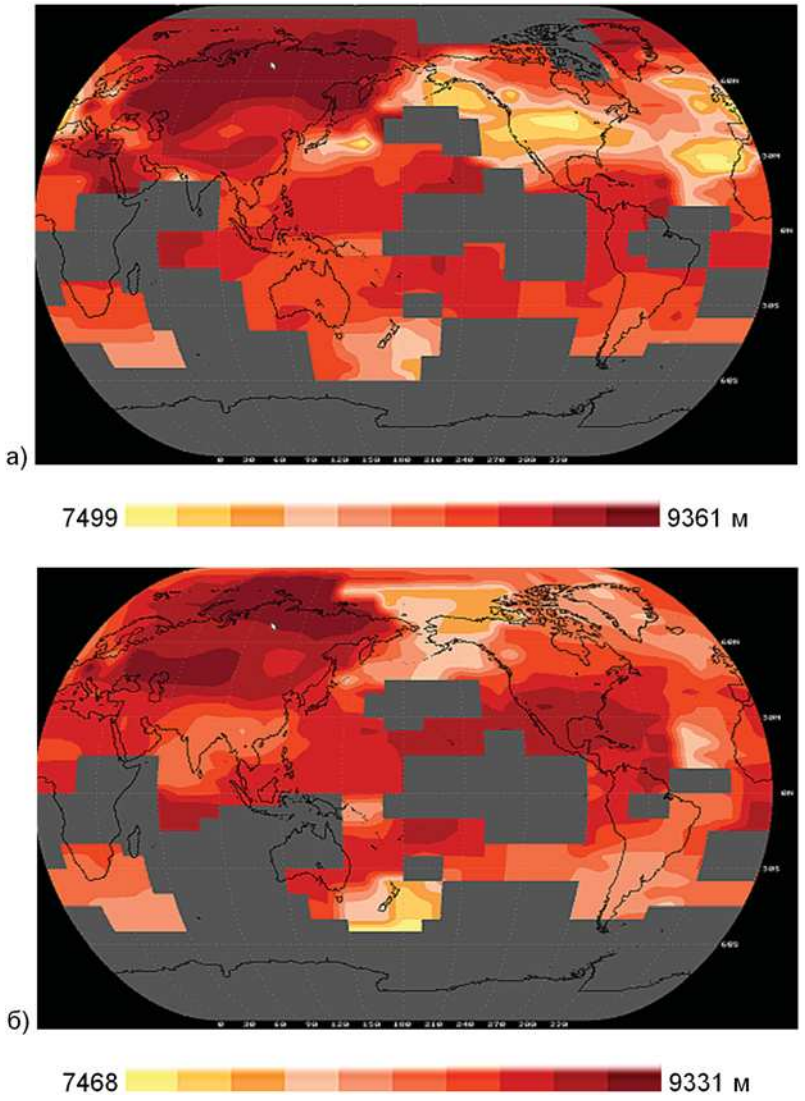


Рис. 3.8 (а, б). Географические распределения средних значений верхней границы ОС (м) с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км для января (а) и июля (б). КАРДС. 1964–1998 гг.

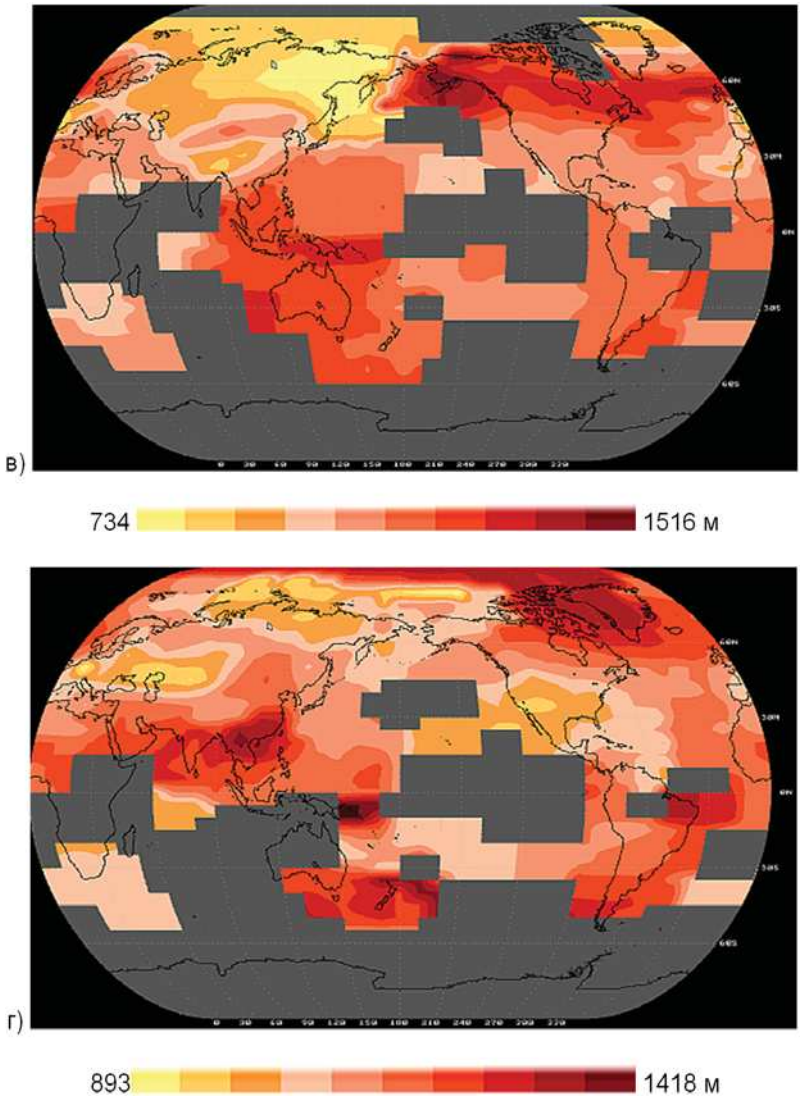


Рис. 3.8 (в, г). Географические распределения среднеквадратических отклонений верхней границы ОС (м) с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км для января (в) и июля (г). КАРДС. 1964–1998 гг.

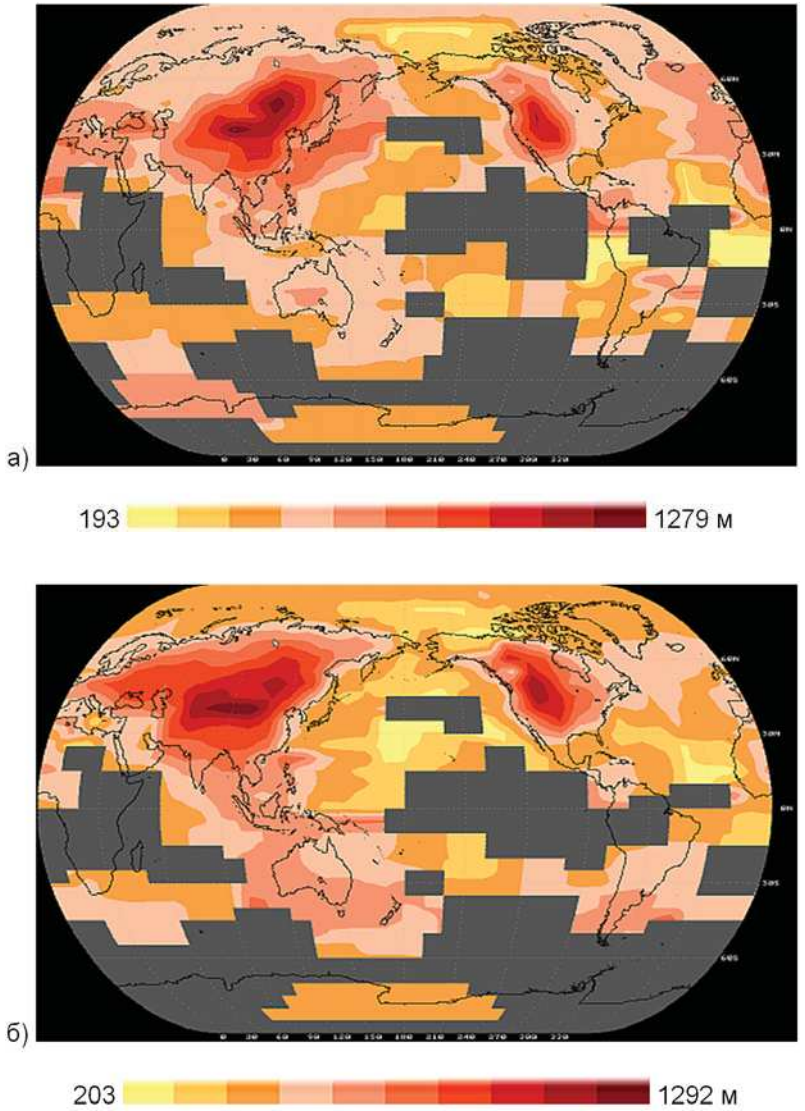


Рис. 3.9 (а, б). Географические распределения средних значений нижней границы ОС (м) с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км для января (а) и июля (б). КАРДС. 1964–1998 гг.

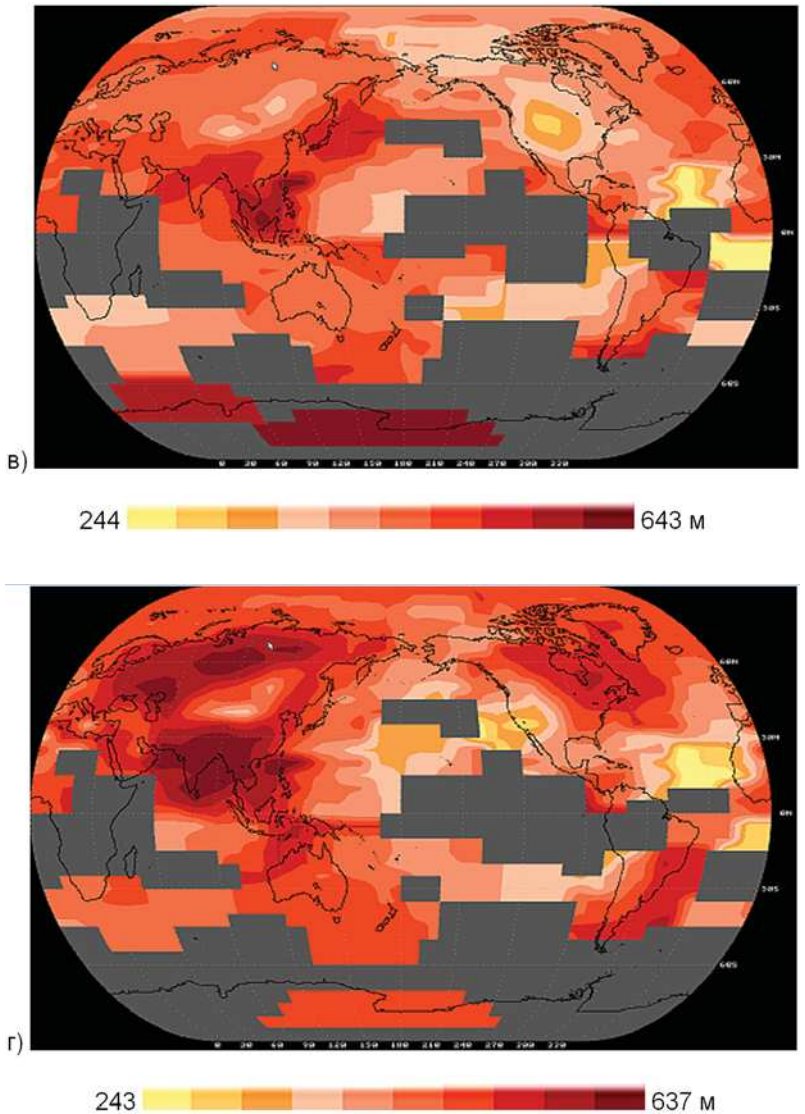


Рис. 3.9 (в, г). Географические распределения среднеквадратических отклонений нижней границы ОС (м) с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км для января (в) и июля (г). КАРДС. 1964–1998 гг.

Для летнего сезона средняя высота нижней границы изменяется в пределах 203 – 1292 м для СП (июль, рис. 3.9 *б*) и 193 – 738 м для ЮП (январь, рис. 3.9 *а*). Для ЮП нижний предел диапазона на 5 % выше, а верхний – на 43 % ниже, чем для СП. Амплитуда изменений для ЮП составляет 545 м, она на 50 % меньше, чем для СП, 1089 м.

Из вышесказанного следует, что для СП диапазоны изменений средней высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0 – 100 % в слое 0 – 10 км и их амплитуды зимой и летом практически совпадают. То есть их сезонные изменения для СП выражены слабо.

Для ЮП границы диапазонов изменений средней высоты нижней границы летом приблизительно на 118 м меньше, чем зимой. При этом их амплитуды зимой и летом совпадают. То есть сезонные изменения для ЮП выражены просто в понижении средней нижней границы летом.

Существенное различие заключается в верхней границе интервала изменения средней высоты нижней границы: для СП она существенно выше, чем для ЮП, а поэтому и амплитуда диапазона изменения в 2 раза больше для СП, чем для ЮП.

Характеристики границ ОС с учетом количества облачности

Для атмосферного слоя 0 – 10 км в табл. 3.1.7 приведены количественные оценки диапазонов изменений статистических характеристик границ ОС с учетом количества облачности для января и июля.

Из данных табл. 3.1.7 видно, что средние высоты верхней границы малооблачных и сплошных ОС изменяются в диапазонах 7170 – 9100 и 7130 – 9630 м, а нижней – 450 – 1300 и 184 – 1210 м соответственно. Следует отметить некоторые особенности для пределов изменений статистических характеристик границ ОС с учетом количества облачности для января и июля.

Табл. 3.1.7 показывает, что для малооблачных ОС диапазоны изменений средних значений нижней границы практически совпадают для обоих месяцев. Для января он составляет 446 – 1300 м и для июля – 449 – 1260 м. Амплитуда изменения составляет в январе 854 м, а в июле – 819 м, т. е. их разница составляет 35 м, 4 % от значений в январе.

Диапазон изменений среднеквадратических отклонений для нижней границы малооблачных слоев для июля (367 – 722 м) существенно уже, чем для января (314 – 780 м). Амплитуда изменения составляет в июле 355 м и в январе – 466 м, т. е. их разница составляет 111 м, 24 % от значений в январе.

Для верхней границы малооблачных ОС диапазон изменений средних значений для июля (7395 – 9054 м) уже на 267 м, 14 %, чем для января (7168 – 9094 м). Для среднеквадратических отклонений он для обоих месяцев по величине практически совпадает: 518 м и 534 м для июля и января соответственно. Разница составляет 16 м, 3 % от значений для января. Но пределы для июля (887 – 1405 м) немного больше, чем для января (844 – 1377 м).

Для сплошных ОС диапазон изменений для средних значений нижней границы практически совпадает для января (234 – 1211 м) и июля

(184 – 1207 м). Амплитуда составляет для июля 1023 м, для января 977 м, их разница (146 м) составляет 5 % от значений в январе.

Таблица 3.1.7

Диапазоны региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений (σ) границ ОС с учетом градации количества облачности в атмосферном слое 0 – 10 км над уровнем подстилающей поверхности территории земного шара для января и июля

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	Январь		Июль	
	Средние значения	σ	Средние значения	σ
Высота верхней границы, м				
0 – 20	7168 – 9094	844 – 1377	7395 – 9054	887 – 1405
20 – 60	8184 – 9079	863 – 1288	7775 – 9016	1094 – 1456
60 – 80	8310 – 9232	855 – 1327	7820 – 9144	1152 – 1619
80 – 100	7127 – 9629	559 – 1314	7599 – 9430	858 – 1340
Высота нижней границы, м				
0 – 20	446 – 1300	314 – 780	449 – 1260	367 – 722
20 – 60	609 – 1033	438 – 687	494 – 1144	520 – 645
60 – 80	552 – 1081	457 – 591	408 – 794	517 – 781
80 – 100	234 – 1211	302 – 711	184 – 1207	174 – 788

Для среднеквадратических отклонений нижней границы сплошных ОС диапазон изменений для июля (174 – 788 м) существенно шире, чем для января (302 – 711 м). Для июля его амплитуда равна 614 м, для января 409 м, разница этих значений (205 м) составляет 50 % от значений для января.

Из данных табл. 3.1.7 видно, что для верхней границы сплошных ОС диапазон изменений средних значений для июля (7599 – 9430 м) значительно уже, чем для января (7127 – 9629 м). Амплитуда составляет для июля 1831 м, для января 2502 м, их разница (671 м) составляет 27 % от значений в январе. Уменьшение амплитуды идет как за счет увеличения нижнего предела, так и за счет уменьшения верхнего.

Для среднеквадратических отклонений верхней границы сплошных ОС диапазон изменений для июля (858 – 1340 м) также значительно уже, чем для января (559 – 1314 м). Для июля его амплитуда равна 482 м, для января 755 м, разница этих значений (273 м) составляет 36 % от значений в январе.

Таким образом, мы показали, что амплитуда изменения средних значений нижней границы для малооблачных слоев в июле на 4 % меньше, чем в январе, а для сплошных ОС наоборот – на 5 % больше. При этом амплитуда изменения среднеквадратических отклонений нижней границы для малооблачных слоев в июле на 24 % меньше, чем в январе, а для сплошных ОС наоборот – в июле на 50 % больше, чем в январе.

Амплитуда изменения средних значений верхней границы как для малооблачных, так и для сплошных ОС в июле меньше, чем в январе на 14 и 27 % соответственно. Для среднеквадратических отклонений она так

же, как для малооблачных, так и для сплошных ОС в июле меньше, чем в январе на 3 и 36 % соответственно.

Итак, для малооблачных ОС в январе и в июле амплитуды изменения средних значений как для нижней, так и для верхней границы различаются слабо, не более чем на 4 и 14 % соответственно. Амплитуды изменения среднеквадратических отклонений верхней границы для обоих месяцев практически совпадают, разница не превышает 3 %, а для нижней границы их разница составляет 24 %.

Для сплошных ОС в январе и в июле для нижней границы амплитуды изменения для средних значений различаются слабо (не более чем на 5 %). Для среднеквадратических отклонений разница составляет 50 %. Для верхней границы сплошных ОС амплитуды изменения в январе и в июле различаются существенно: для средних значений – на 27 %, для среднеквадратических отклонений – на 36 %.

3.2. Оценки максимальных значений числа облачных слоев по данным радиозондирования атмосферы за период 1964–2014 годов

Ниже проанализированы результаты определения максимального числа облачных слоев в атмосферном слое 0–10 км над уровнем земли. Определение границ и количества облачности выполнено на основе данных радиозондовых наблюдений, проводимых на станциях, расположенных в различных широтах за 1964–2014 гг. Обсуждается вопрос о зависимости максимального числа облачных слоев от числа передаваемых уровней в радиозондовых телеграммах. Полученные результаты качественно согласуются с данными аэростатных экспериментов.

Большой научный интерес представляют результаты исследований физических процессов в тропосфере, приводящих к резким изменениям влажности воздуха в тонких слоях без существенного изменения температурного режима [101].

В связи с разработкой и развитием дистанционных радиофизических методов и средств зондирования атмосферы большую ценность представляют данные, полученные в результате аэростатных экспериментов [101].

В экспериментах на свободных аэростатах были обнаружены перемежающиеся слои с аномально высокой и низкой влажностью. Они встречаются достаточно часто, и вероятность их появления летом в ночные и утренние часы практически одинакова [101].

Самолетные исследования, проведенные М.Б. Фридзоном с ОАД и конденсационным гигрометром «Торос», показали, что в полярных районах в тропосфере в диапазоне высот 3–8 км при совершенно безоблачной атмосфере образуются протяженные области (зоны), в которых относительная влажность может приближаться к 85–90 %. В те же дни на других высотах или в других областях могут существовать замкнутые сухие зоны («сухие облака»), в которых влажность понижается до нескольких процентов. Горизонтальные размеры таких «сухих облаков» достигают 20–50 км. Резкое

уменьшение относительной влажности до 5 % неоднократно отмечалось и в слоях под тропопаузой. Вертикальный размер таких зон может составлять всего несколько сотен метров, и обычными системами радиозондирования они не регистрируются [101].

М. Б. Фридзоном были проведены эксперименты на свободных аэростатах, при которых удалось одновременно поднять до высоты 30 км прецизионные высокочувствительные и малоинерционные радиотехнические приборы, измеряющие влажность и температуру атмосферы, совместно с серийными радиозондами [101]. При помощи аттестованных прецизионных малоинерционных приборов были зарегистрированы:

- слоистая структура атмосферы, в которой зоны высокой и низкой относительной влажности чередуются по мере повышения высоты. Переходы от зоны с высокой влажностью к зоне с низким ее значением могут не сопровождаться заметным изменением температуры воздуха. В одной и той же воздушной массе количество ярко выраженных таких зон может достигать 10–12 [101];
- тонкие слои с очень низким содержанием водяного пара (с относительной влажностью ниже 5 %) на высотах, превышающих 2–3 км, причем выше и ниже этих слоев влажность может достигать практически предельных значений 85–90 %. Наличие таких зон подтвердили и самолетные исследования, проведенные с участием М. Б. Фридзона с аналогичными малоинерционными датчиками влажности. Как показали данные самолетных исследований, указанные сухие зоны имеют горизонтальную протяженность от 20 до 50 км и являются неким антиподом облаков – «сухими облаками» [101].

В работе [481] было проведено сравнение вертикальной структуры облачных слоев, определенных на основе данных радиозондирования и с использованием радаров за многолетний период. Метод, использованный для определения облачных слоев, основан на существовании некоторого критического значения относительной влажности. Согласно результатам этого исследования, максимальное число слоев, определенных по данным радиозондирования, составляло 5, по данным измерения с помощью радаров – 4.

Предметом исследования в данном разделе является температурно-влажностное расслоение атмосферы в слое 0–10 км над уровнем земли на облачные слои и безоблачные прослойки между ними. Рассмотрен вопрос о максимальном числе облачных слоев, определенном по данным радиозондирования. Обсуждается вопрос о зависимости максимального числа облачных слоев от числа передаваемых уровней в радиозондовых телеграммах.

3.2.1. Данные и методы

В качестве информационной базы использовались данные за 1964–2014 гг. из проконтролированного глобального массива радиозондовых наблюдений КАРДС [6, 213], пополненного текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74] для станций в различных широтах земного шара.

Для определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, использовался СЕ-метод [7, 109, 166]. При расчете числа слоев были использованы только те зондирования, при которых имелись данные как для температуры, так и для влажности до высоты 10 км. При расчетах было поставлено ограничение на число слоев, 20 слоев в исследуемом атмосферном слое. Учитывались облачные слои, определенные с помощью СЕ-метода, толщиной более 50 метров.

3.2.2. Максимальное число облачных слоев

В табл. 3.2.1 – 3.2.3 приведено максимальное число облачных слоев, определенных с помощью СЕ-метода, для ОС с количеством облачности 0 – 100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0 – 10 км над уровнем подстилающей поверхности для сроков 00 и 12 GMT для арктических, антарктических станций и станций, расположенных в средних и низких широтах. Также в них показано соответствующее максимальное число переданных уровней в аэрологической телеграмме за 1964 – 2014 годы.

Из данных табл. 3.2.1 – 3.2.3 видно, что максимальное число переданных уровней в аэрологической телеграмме существенно изменяется в зависимости от станции во всех широтах. Для арктических российских станций оно изменяется от 79 для станции Остров Диксон до 114 для станции Оленек. При этом в слое 0 – 10 км максимальное число облачных слоев за год составляет 17 слоев.

Таблица 3.2.1

Максимальное число облачных слоев, определенных с помощью СЕ-метода, для 11 действующих российских арктических аэрологических станций. *N* – максимальное число переданных уровней в аэрологической телеграмме. 1964 – 2014 гг.

Индекс	Название станции	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	*N*
22113	Мурманск	16	13	13	12	16	82
22217	Кандалакша	16	17	16	17	17	103
22271	Шойна	18	16	18	17	18	99
23205	Нарьян-Мар	12	13	14	11	14	92
23330	Салехард	13	13	13	12	13	65
20674	Остров Диксон	14	17	15	14	17	79
23078	Норильск	11	12	11	11	12	88
24125	Оленек	15	17	16	16	17	114
21824	Тикси	15	13	16	19	19	85
24343	Жиганск	14	15	14	15	15	84
24266	Верхоянск	15	15	15	14	15	87

Таблица 3.2.2

Максимальное число облачных слоев, определенных с помощью CE-метода, для станций в низких и средних широтах земного шара. *N* – максимальное число переданных уровней в аэрологической телеграмме. 1964–2014 гг.

Индекс	Название станции	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	*N*
27612	Москва	16	14	15	14	16	91
27707	Сухиничи	14	14	13	14	14	87
03953	Обсерватория Валентия	20	20	20	20	20	205
10739	Штутгарт	20	20	20	20	20	166
11035	Вена	19	20	20	20	20	145
17130	Анкара	18	19	18	18	19	140
45004	Гонконг	20	20	20	20	20	152
48455	Бангкок	16	14	17	20	20	116
60715	Тунис–Карфаген	14	16	16	15	16	127
94578	Брисбен	20	20	20	20	20	159
68906	Остров Гоф	19	18	16	18	19	108
94998	Маккуори	20	20	20	20	20	173

Таблица 3.2.3

Максимальное число облачных слоев, определенных с помощью CE-метода, для антарктических аэрологических станций для сезонов и за год. *N* – максимальное число переданных уровней в аэрологической телеграмме. 1964–2014 гг.

Индекс	Название станции	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	N
89002	Ньюмайер	20	18	20	20	20	140
89009	Амундсен–Скотт	19	14	9	17	19	138
89022	Халли	20	20	20	20	20	191
89050	Беллинсгаузен	12	10	11	9	12	60
89512	Новолазаревская	15	15	13	14	15	87
89564	Маусон	20	20	20	20	20	156
89571	Дейвис	20	20	20	20	20	163
89592	Мирный	15	14	15	15	15	82
89611	Кейси	20	20	20	20	20	181

Для станций в средних и низких широтах максимальное число переданных уровней изменяется от 87 для российской станции Сухиничи до 205 для зарубежной прибрежной станции Обсерватория Валентия (более чем в 3 раза больше). При этом в слое 0–10 км максимальное число облачных слоев за год составляет 14 слоев для первой станции и 20 (т. е. предел на число слоев) – для второй. Анализ расчетов максимального числа облачных слоев с учетом яруса (для каждого яруса – свое ограничение на число ОС) показал, что для атмосферных слоев 0–2, 2–6 и 6–10 км для станции Сухиничи определено слоев 6, 8, 8, а для станции Обсерватория Валентия – 9, 13, 10 слоев соответственно.

Для антарктических станций максимальное число переданных уровней изменяется от 60 для станции Беллинсгаузен до 191 для Халли, т. е. более чем в 3 раза больше. При этом в слое 0–10 км максимальное число облачных слоев за год составляет 12 для первой станции и 20 (т. е. предел на число слоев) – для второй. Анализ расчетов максимального числа облачных слоев с учетом яруса показал, что для атмосферных слоев 0–2, 2–6 и 6–10 км для станции Беллинсгаузен определено 5, 6, 6 слоев, а для станции Халли – 7, 11, 9 слоев соответственно. При этом следует заметить, что максимальное число слоев в каждом ярусе не обязательно наблюдается одновременно.

Выводы

Получены новые обобщающие данные о вертикальной структуре атмосферы над земным шаром в слое 0–10 км за период 1964–1998 годов.

Приведены многолетние статистические характеристики для повторяемости, высот нижней и верхней границ и суммарной толщины облачных слоев с различным количеством облачности в атмосферном слое 0–10 км для января и июля за период 1964–1998 годов.

Результаты расчетов можно интерпретировать следующим образом. Для слоя атмосферы 0–10 км и зимой и летом характерно расслоение на облачные слои и прослойки между ними. В исследованных регионах оно отмечено в 70–100 % наблюдений с данными о температуре и влажности до высоты 10 км в зависимости от региона земного шара. При этом максимальна повторяемость малооблачных и сплошных облачных слоев, регионально она изменяется в пределах 9–99 и 11–96 % соответственно.

При сравнении результатов расчетов повторяемости следует учитывать, что в среднем самолетное зондирование завышает повторяемость облаков и осадков на 5–10 %, а над некоторыми регионами – до 25 % [41].

Для января и июля диапазоны изменений статистических характеристик повторяемости и суммарной толщины облачных слоев с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода различаются слабо для территории земного шара. Их различия проявляются при анализе повторяемости и суммарной толщины облачных слоев с учетом количества облачности.

Диапазоны изменений средней повторяемости облачных слоев с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода различаются слабо также при их рассмотрении с учетом сезона.

Сезонные изменения для верхних пределов диапазонов изменений средней толщины облачных слоев с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода выражены слабо.

Показано, что сезонные различия в диапазонах региональных изменений для перечисленных параметров облачных слоев выражены слабо. Они проявляются при рассмотрении повторяемости облачных слоев и суммарной толщины в отдельных ярусах, а также с учетом количества облачности.

Полученные результаты о суммарной толщине облачных слоев согласуются с результатами, полученными по данным сетевого самолетного зондирования.

Для малооблачных слоев в январе и июле амплитуды изменения средних значений как для нижней, так и для верхней границы облачных слоев различаются слабо, не более чем на 4 и 14 % соответственно.

Амплитуды изменения среднеквадратических отклонений верхней границы облачных слоев для обоих месяцев практически совпадают, разница не превышает 3 %, а для нижней границы их разница составляет 24 %.

Для сплошных облачных слоев в январе и июле амплитуды изменения средних значений нижней границы различаются слабо, а для среднеквадратических отклонений их разница составляет 50 %. Для верхней границы амплитуды изменения в январе и июле различаются существенно: для средних значений – на 27 %, для среднеквадратических отклонений – на 36 %.

Оценки средних значений параметров облачных слоев были использованы авторами для оценок их климатических изменений.

Изложенные результаты расширяют наши знания об пространственно-временной изменчивости повторяемости, суммарной толщины и границ облачных слоев с различным количеством облачности. Они могут быть полезны при решении различных задач, например при изучении радиационной энергетики атмосферы, для оценки условий распространения магнитных и радиоволн, обеспечения работы авиации, а также для интерпретации результатов измерений параметров облачной атмосферы другими методами с помощью приборов, расположенных на поверхности Земли и установленных на спутниках.

Показано, что прямой зависимости числа облачных слоев, определенных по данным радиозондирования, от числа передаваемых в аэрологической телеграмме уровней нет. Но более детальные профили, получаемые на зарубежных станциях, позволяют определить более тонкую вертикальную структуру облачных слоев. Полученные результаты качественно согласуются с данными аэростатных экспериментов.

Более детально вертикальная структура облачных слоев рассмотрена в следующей главе.

Глава 4

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ АТМОСФЕРЫ НАД РЕГИОНАМИ

4.1. Результаты исследования вертикальной структуры атмосферы над Калужской областью

Интерес к вопросу об изучении вертикальной структуры атмосферы по данным наблюдений проявляется в связи с его важностью при изучении радиационной энергетики атмосферы, для оценки условий распространения световых, магнитных и радиоволн, обеспечения работы авиации [7, 18, 26, 27, 28, 35, 36, 41, 109, 216, 335].

Исследования вертикальной структуры атмосферы проводятся на основе данных, полученных с помощью космических аппаратов [26, 61, 216, 298, 319, 382–384], радаров и лидаров [109, 147, 319, 335, 481], полученных при самолетных зондированиях [41, 118, 319], при радиозондировании атмосферы [7, 13, 63, 453, 454, 481], во время экспериментов на свободных аэростатах [101]. Ее изучение актуально в различных слоях атмосферы: как в свободной атмосфере [7, 26–28, 35, 36], так и в пограничном слое [18]. В частности, большое внимание уделяется изучению вертикальной структуры облачности, восстановленной по данным радиозондирования, с целью определения ее долгопериодных характеристик [7, 109, 164, 384, 454, 481]. Это объясняется тем фактом, что данные радиозондирования собраны за достаточно длинный период наблюдений [6, 7, 213].

Предметом исследования в данной работе является температурно-влажностное расслоение атмосферы в слое 0–10 км над уровнем земли на облачные слои и безоблачные прослойки между ними, детально рассмотрен вопрос о пространственно-временной изменчивости его параметров (повторяемости облачных слоев, их числа и суммарной толщины, верхней и нижней границы) на примере аэрологической станции Сухиничи, расположенной в центре европейской территории РФ за период 1964–2007 гг.

Для определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, использовался СЕ-метод [7, 109, 166]. Его апробация состояла в проведении анализа правильности определения яруса, количества облаков, точности его определения с учетом яруса и форм облачности для плотных и тонких облаков [7, 166]. Также было выполнено сравнение высот границ облачности, восстановленных разными методами по радиозондовым профилям влажности и температуры, с высотами границ, полученными с других наблюдательных платформ [7, 109, 335]. Кроме того, были сопоставлены возможности различных методов определения облачного и безоблачного состояния небосвода, проанализирована их чувствительность к изменению

разрешения профилей. При апробации СЕ-метода показано, что результаты, полученные с его помощью, отражают наличие отдельных облачных слоев и безоблачных прослоек [7, 109, 335], и это позволяет объективно оценить характеристики вертикальной структуры температурно-влажностного расслоения атмосферы в слое 0–10 км.

4.1.1. Данные и методы

Использовались данные за 1964–2007 гг. из проконтролированного глобального массива радиозондовых наблюдений КАРДС [6, 213], пополненного текущими данными из массива АЭРОСТАБ [5] для аэрологической станции Сухиничи, расположенной на юге Калужской области, в центре европейской части России.

Исследования проводились для атмосферного слоя 0–10 км над уровнем земли на основе наблюдений в сроки 00 и 12 GMT (Greenwich Mean Time). При расчете средних значений были использованы только те зондирования, при которых имелись данные как для температуры, так и для влажности до высоты 10 км.

Так как во время зондирования облачность могла отсутствовать, только те месяцы, которые содержат, по крайней мере, 10 зондирований с одним или более облачными слоями, были включены во временные ряды. Известно, что облачность оказывает воздействие на солнечную радиацию, приходящую к поверхности Земли, и на земное излучение [95], поэтому исследования вертикальной структуры облачных слоев проведены раздельно для ночного и дневного срока.

Для изучения вертикальной структуры облачных слоев, ее внутригодовой изменчивости были рассчитаны многолетние средние значения параметров облачных слоев с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода для атмосферных слоев 0–2, 2–6, 6–10, 0–6, 2–10, 0–10 км для месяцев, сезонов и года в целом. Первые три слоя соответствуют нижнему, среднему и верхнему ярусам облачности [17, 108, 465].

Ниже покрытие небосвода облаками с количеством 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % называется малым, рассеянным, разорванным и сплошным. При рассмотрении облачных слоев с фиксированным количеством облачности допускалось существование других облачных слоев.

4.1.2. Облачные слои с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода

В табл. 4.1.2.1 и 4.1.2.2 показаны диапазоны внутригодовых изменений средних значений параметров облачных слоев с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и их многолетние средние значения в атмосферных слоях 0–10, 0–2, 2–6, 6–10 км над уровнем подстилающей поверхности для сроков 00 и 12 GMT для станции Сухиничи за период 1964–2007 гг.

Таблица 4.1.2.1

Диапазоны (*D*) внутригодовых изменений средних значений параметров облачных слоев с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и их многолетние средние значения (*G*) в атмосферном слое 0–10 км над уровнем подстилающей поверхности для сроков 00 и 12 GMT. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

Параметр ОС	*D*		*G*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
0–10 км				
Повторяемость, %	99–100	99–100	99	99
Суммарная толщина, м	2630–2860	2800–3140	2700	2900
Число слоев	4,3–4,7	4,6–4,9	4,5	4,7
Высота верхней границы, м	9000–9400	9000–9400	9100	9100
Высота нижней границы, м	800–1000	450–700	900	600

Таблица 4.1.2.2

Диапазоны (*D*) внутригодовых изменений средних значений параметров облачных слоев с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и их многолетние средние значения (*G*) в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10 км над уровнем подстилающей поверхности для сроков 00 и 12 GMT. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

Параметр ОС	*D*		*G*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
6–10 км				
Повторяемость, %	92–98	94–98	95	96
Суммарная толщина, м	1000–1100	1100–1300	1250	1250
Число слоев	1,7–1,9	1,7–1,9	1.8	1.8
Высота верхней границы, м	9200–9400	9200–9400	9300	9300
Высота нижней границы, м	7000–7200	6900–7200	7100	7100
2–6 км				
Повторяемость, %	88–96	91–96	93	94
Суммарная толщина, м	1000–1200	1000–1120	1200	1000
Число слоев	1,8–2,1	1,6–2,1	1,9	2,0
Высота верхней границы, м	5000–5100	4900–5100	5000	5000
Высота нижней границы, м	2500–2900	2500–2900	2700	2700
0–2 км				
Повторяемость, %	84–89	91–96	87	93
Суммарная толщина, м	570–600	620–900	600	800
Число слоев	1,4–1,8	1,6–1,8	1,6	1,7
Высота верхней границы, м	1450–1700	1400–1800	1500	1600
Высота нижней границы, м	450–800	350–450	700	350

На рис. 4.1.2.1 для сроков 00 и 12 GMT приведены многолетние средние значения повторяемости облачных слоев с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, их суммарной толщины и числа слоев в изучаемых атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год. Рис. 4.1.2.1 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений рассматриваемых параметров для дневного и ночного срока.

Как видно из рис. 4.1.2.1 *а*, осредненная повторяемость ОС в слое 0–10 км составляет 99–100 % случаев с данными о температуре и влажности до высоты 10 км для каждого срока, месяца, сезона и за год. Диапазоны ее внутригодовых изменений в зависимости от срока для остальных рассматриваемых атмосферных слоев различаются слабо: в слоях 0–2, 2–6, 6–10, 0–6, 2–10 км ОС были определены в 84–96, 88–96, 92–98, 97–100 и 92–98 % соответствующего числа случаев. Только для повторяемости ОС в слое 0–2 км сезонный ход имеет U-образный вид для ночного и куполообразный – для дневного срока: в срок 00 GMT она летом минимальна, а в срок 12 GMT – максимальна.

Среднемесячная суммарная толщина ОС (рис. 4.1.2.1 *б*) в слоях атмосферы 0–10, 0–2, 2–6, 6–10, 0–6, 2–10 км внутри года изменяется в пределах 2630–3140, 570–900, 1000–1200, 1000–1300, 1400–2000, 2000–2400 м соответственно и составляет приблизительно 25–30 % от толщины рассматриваемого атмосферного слоя. Ее внутригодовая изменчивость видна более четко в дневной срок, чем в ночной, для атмосферных слоев, содержащих нижнюю облачность (0–2, 0–6, 0–10 км).

Среднемесячное число ОС (см. рис. 4.1.2.1 *в*) в течение года слабо варьирует в каждом из атмосферных слоев 0–10, 0–2, 2–6, 6–10, 0–6, 2–10 км в пределах 4,3–4,9, 1,4–1,8, 1,8–2,1, 1,7–1,9, 2,9–3,3 и 3,1–3,4 соответственно. Для сроков 00 и 12 GMT оно в летний период для слоев 0–10, 0–2, 0–6, 6–10 км минимально, а для слоев 2–6 и 2–10 км – максимально.

На рис. 4.1.2.2 для сроков 00 и 12 GMT приведены многолетние средние значения верхней и нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в изучаемых атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год. Рис. 4.1.2.2 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений границ ОС для дневного и ночного срока в различных слоях атмосферы.

Для средней высоты верхней границы ОС (см. рис. 4.1.2.2 *а*) в слоях 0–10, 0–2, 2–6, 6–10, 0–6, 2–10 км диапазон внутригодовых изменений составляет приблизительно 9000–9400, 1400–1800, 4900–5100, 9200–9400, 4600–4800 и 9200–9400 м, а для нижней границы облачных слоев (см. рис. 4.1.2.2 *б*) – 600–1100, 350–800, 2500–2900, 6900–7200, 600–1100 и 2700–3500 м соответственно. Внутригодовая изменчивость средней высоты верхней границы ОС в каждом изучаемом атмосферном слое выражена слабо, ее характер одинаков для обоих сроков.

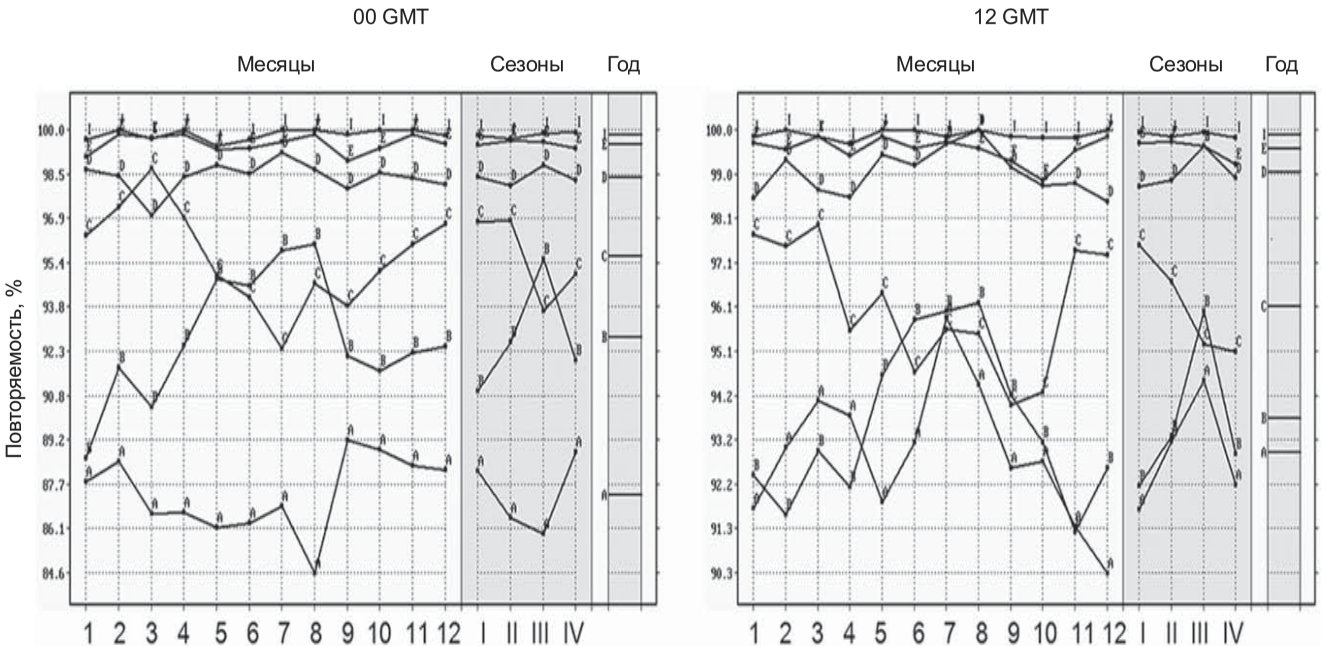


Рис. 4.1.2.1а. Многолетние средние значения повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

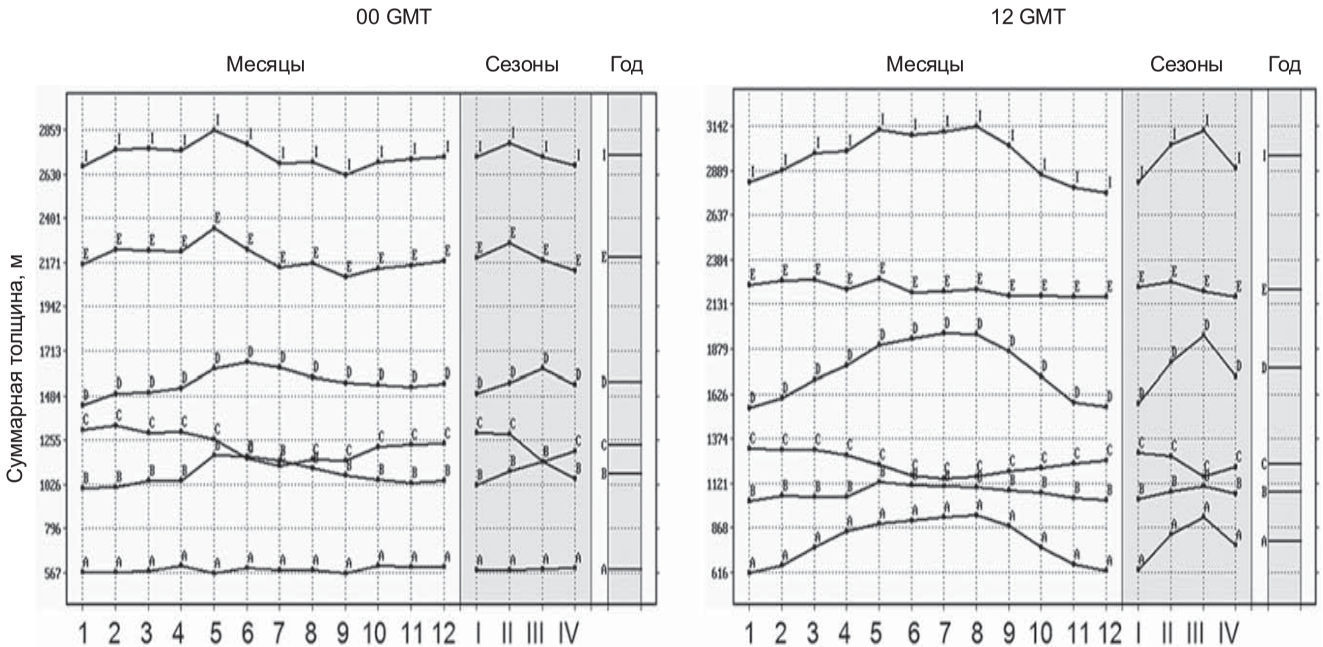


Рис. 4.1.2.1б. Многолетние средние значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

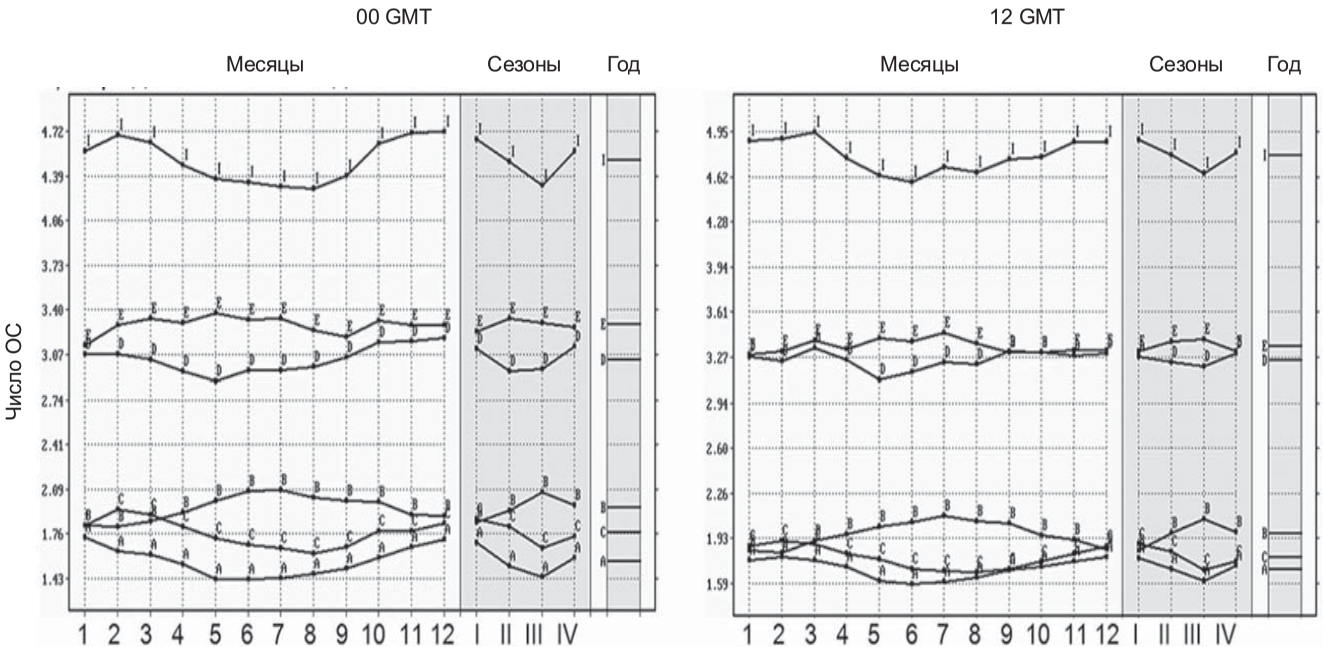


Рис. 4.1.2.1в. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

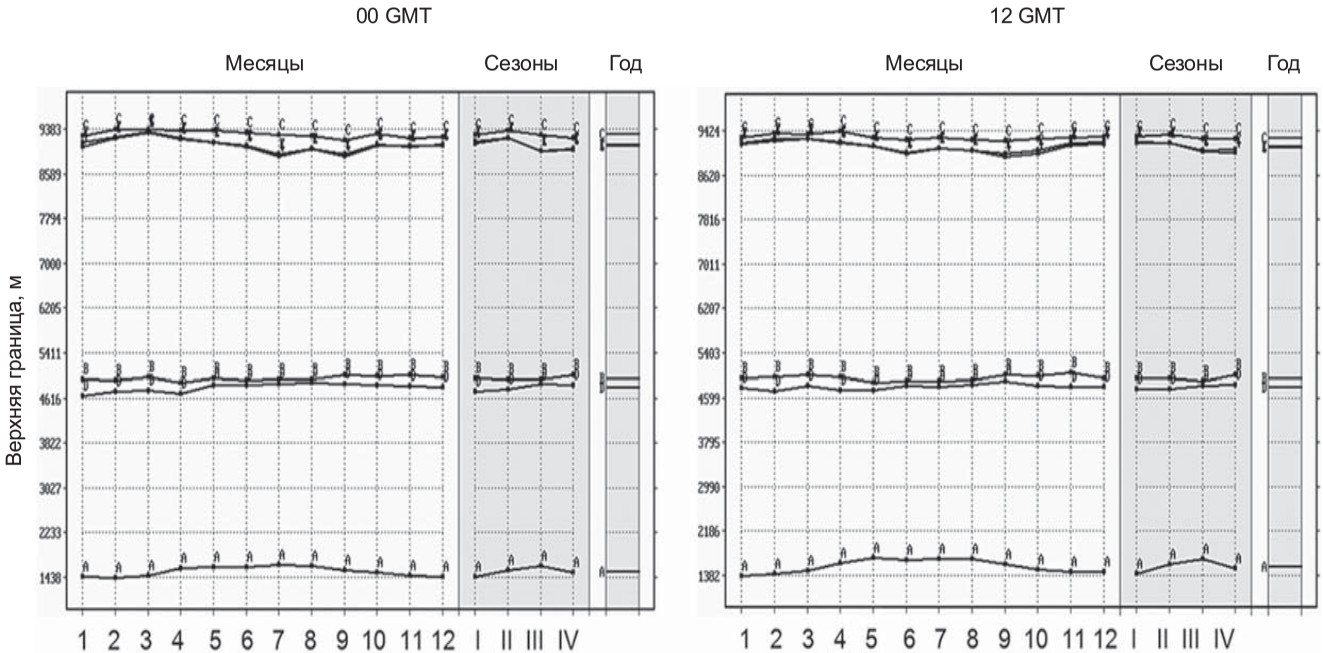


Рис. 4.1.2.2а. Многолетние средние значения верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

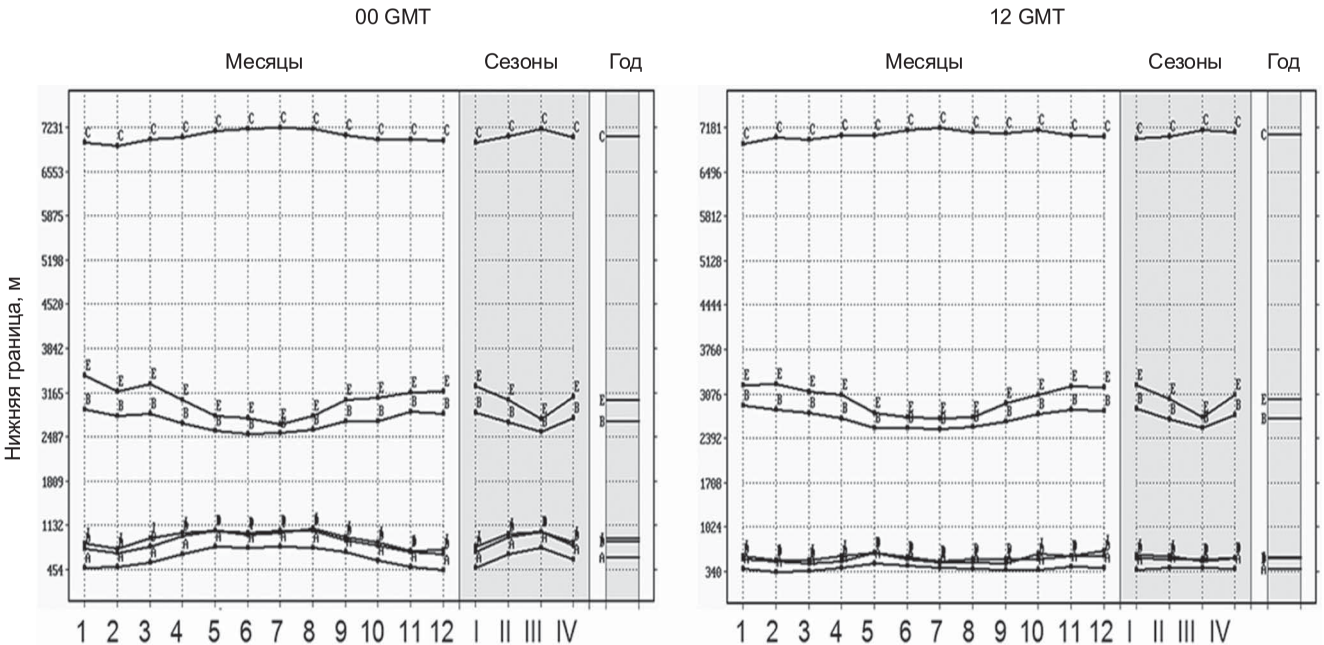


Рис. 4.1.2.2 б. Многолетние средние значения нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

4.1.3. Характеристики параметров облачных слоев с учетом количества облачности

Вертикальная структура ОС, обсуждавшаяся выше, недостаточно детальна. В табл. 4.1.3.1 показаны диапазоны внутригодовых изменений средних месячных значений параметров ОС с различным количеством облачности и их многолетние средние значения в атмосферном слое 0–10 км над уровнем подстилающей поверхности для сроков 00 и 12 GMT для станции Сухиничи за период 1964–2007 гг.

В табл. 4.1.3.2–4.1.3.4 показаны диапазоны внутригодовых изменений средних месячных значений параметров ОС с различным количеством облачности и их многолетние средние значения в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10 км над уровнем подстилающей поверхности для сроков 00 и 12 GMT для станции Сухиничи за период 1964–2007 гг.

Таблица 4.1.3.1

Диапазоны (*D*) внутригодовых изменений средних месячных значений параметров ОС с учетом градации количества облачности и их многолетние средние значения (*G*) в атмосферном слое 0–10 км над уровнем подстилающей поверхности для сроков 00 и 12 GMT. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	*D*		*G*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
Повторяемость, %				
0–20 %	48–80	53–87	65	72
20–60 %	35–50	36–52	43	47
60–80 %	38–46	38–45	42	42
80–100 %	62–92	52–92	77	69
Суммарная толщина, м				
0–20 %	1000–1400	1150–1870	1250	1570
20–60 %	770–900	800–1030	840	920
60–80 %	1040–1230	1100–1250	1160	1170
80–100 %	1100–1630	1010–1560	1390	1330
Число слоев				
0–20 %	2,00–3,00	2,08–2,86	2,52	2,63
20–60 %	1,28–1,42	1,35–1,45	1,36	1,42
60–80 %	1,16–1,31	1,21–1,31	1,46	1,29
80–100 %	2,00–3,00	1,80–2,95	2,53	2,42
Высота верхней границы, м				
0–20 %	4450–5800	4830–5870	5150	5400
20–60 %	5350–5800	5400–6500	5700	5800
60–80 %	5600–6700	5870–6950	6300	6370
80–100 %	6950–8200	7200–8200	7570	7370
Высота нижней границы, м				
0–20 %	1680–2570	1000–2650	1980	1450
20–60 %	3650–4200	3650–4600	3850	3900
60–80 %	3900–4620	4200–4950	4350	4400
80–100 %	1750–4300	1650–4600	2930	3500

Таблица 4.1.3.2

Диапазоны (*D*) внутригодовых изменений средних месячных значений параметров ОС с учетом градации количества облачности и их многолетние средние значения (*G*) в атмосферном слое 0–2 км над уровнем подстилающей поверхности для сроков 00 и 12 GMT. Станция Сухиничи. 1964 – 10.2007 гг.

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	*D*		*G*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
0–2 км				
Повторяемость, %				
0–20 %	21–52	23–68	38	51
20–60 %	13–20	13–22	17	17
60–80 %	10–14	12–17	13	14
80–100 %	22–66	19–67	41	37
Суммарная толщина, м				
0–20 %	300–530	360–820	600	670
20–60 %	320–450	380–700	400	550
60–80 %	570–700	680–820	650	750
80–100 %	420–500	480–540	470	500
Число слоев				
0–20 %	1,24–1,48	1,30–1,53	1,38	1,44
20–60 %	1,02–1,16	1,02–1,20	1,26	1,10
60–80 %	1,00–1,04	1,24–1,48	1,02	1,04
80–100 %	1,24–1,48	1,19–1,54	1,36	1,40
Высота верхней границы, м				
0–20 %	1400–1600	1300–1550	1500	1400
20–60 %	1100–1600	1000–1700	1400	1350
60–80 %	1240–1750	1150–1700	1500	1450
80–100 %	1170–1450	1160–1700	1300	1360
Высота нижней границы, м				
0–20 %	780–1280	340–1000	900	500
20–60 %	610–1150	500–1000	900	750
60–80 %	520–1150	430–930	770	680
80–100 %	470–870	450–1000	670	700

Таблица 4.1.3.3

Диапазоны (*D*) внутригодовых изменений средних месячных значений параметров ОС с учетом градации количества облачности и их многолетние средние значения (*G*) в атмосферном слое 2–6 км над уровнем подстилающей поверхности для сроков 00 и 12 GMT. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	*D*		*G*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
2–6 км				
Повторяемость, %				
0–20 %	44–64	44–67	53	58
20–60 %	16–20	16–22	20	21

Окончание табл. 4.1.3.3

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	*D*		*G*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
60–80 %	16–23	16–23	19	19
80–100 %	33–52	26–48	39	33
Суммарная толщина, м				
0–20 %	700–900	780–900	800	830
20–60 %	520–650	540–640	660	610
60–80 %	770–900	760–870	850	820
80–100 %	650–810	550–810	730	690
Число слоев				
0–20 %	1,36–1,48	1,49–1,65	1,42	1,60
20–60 %	1,07–1,17	1,04–1,18	1,12	1,13
60–80 %	1,05–1,11	1,03–1,17	1,09	1,10
80–100 %	1,14–1,48	1,27–1,44	1,42	1,37
Высота верхней границы, м				
0–20 %	4250–4800	4550–4840	4550	4600
20–60 %	3900–4400	4050–4600	4170	4150
60–80 %	4000–4700	4100–4700	4360	4350
80–100 %	4200–4700	3900–4650	4470	4350
Высота нижней границы, м				
0–20 %	3000–3170	2970–3200	3100	3000
20–60 %	3200–3800	3150–3900	3400	3450
60–80 %	2900–3750	3050–3700	3350	3400
80–100 %	3050–3350	2950–3350	3200	3200

Таблица 4.1.3.4

Диапазоны (*D*) внутригодовых изменений средних месячных значений параметров ОС с учетом градации количества облачности и их многолетние средние значения (*G*) в атмосферном слое 6–10 км над уровнем подстилающей поверхности для сроков 00 и 12 GMT. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	*D*		*G*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
6–10 км				
Повторяемость, %				
0–20 %	16–34	19–46	24	30
20–60 %	16–24	17–29	20	24
60–80 %	20–28	22–27	23	25
80–100 %	43–68	33–64	57	50
Суммарная толщина, м				
0–20 %	740–950	850–960	850	900
20–60 %	750–9850	760–960	850	850
60–80 %	940–1080	870–1020	1000	950
80–100 %	780–1090	730–1100	1000	960

Окончание табл. 4.1.3.4

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	*D*		*G*	
	00 GMT	12 GMT	00 GMT	12 GMT
Число слоев				
0–20 %	1,32–1,70	1,29–1,41	1,54	1,36
20–60 %	1,06–1,32	1,09–1,30	1,20	1,00
60–80 %	1,04–1,16	1,05–1,13	1,10	1,10
80–100 %	1,33–1,68	1,20–1,64	1,53	1,50
Высота верхней границы, м				
0–20 %	7850–8200	7550–8380	7900	8000
20–60 %	8400–8800	8600–8860	8600	8800
60–80 %	8500–9040	8700–9000	8670	8750
80–100 %	9200–9400	9200–9400	9300	9300
Высота нижней границы, м				
0–20 %	6560–6760	6600–6920	6700	6700
20–60 %	7350–7850	7400–7880	7550	7700
60–80 %	7230–7980	7600–7960	7600	7660
80–100 %	7400–8160	7450–8350	7750	7750

На рис. 4.1.3.1–4.1.3.5 приведены многолетние средние значения параметров ОС с учетом срока, временного интервала, атмосферного слоя и градации количества облачности. Рис. 4.1.3.1–4.1.3.5 демонстрируют особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений рассматриваемых параметров ОС с учетом количества облачности для дневного и ночного срока.

Из рис. 4.1.3.1 и табл. 4.1.3.1 видно, что среднемесячная повторяемость ОС в слое 0–10 км зависит от количества облачности и составляет 48–87 % для малооблачных и 52–92 % – для сплошных ОС. Для ОС с рассеянным и разорванным покрытием небосвода она существенно меньше – 35–52 и 38–46 % соответственно. Преобладающая повторяемость малооблачных и сплошных ОС во всех рассматриваемых атмосферных слоях характерна для сроков 00 и 12 GMT.

Для обоих сроков внутригодовой ход среднемесячных значений повторяемости сплошных ОС в каждом из рассматриваемых слоев имеет U-подобную форму и малооблачных – куполоподобную. Рис. 4.1.3.1 показывает его «проседание» с увеличением количества облачности от 0–20 до 80–100 % поверхности небосвода.

Среднегодовые значения повторяемости малооблачных и сплошных ОС в слое 0–10 км составляют 65–77 % с небольшим преимуществом повторяемости ночью сплошных, а днем – малооблачных слоев (см. рис. 4.1.3.1 *а*, 4.1.3.1 *г* и табл. 4.1.3.1). Для ОС с рассеянным и разорванным покрытием небосвода они составляют 42–47 % и практически не зависят от срока наблюдения (см. рис. 4.1.3.1 *б* и 4.1.3.1 *в* и табл. 4.1.3.1).

Отметим различия в среднегодовых значениях повторяемости ОС с учетом количества облачности в трех ярусах для дневного и ночного срока.

В верхнем ярусе наиболее часто отмечаются сплошные ОС (см. табл. 4.1.3.4). Их повторяемость в срок 00 GMT составляет 57 %, а в срок 12 GMT – 50 %. Для остальных градаций она составляет около 25 % практически независимо от срока.

В среднем ярусе преимущественно отмечаются малооблачные слои (см. табл. 4.1.3.3). Их повторяемость составляет 53 и 58 % , а сплошных ОС – 39 и 33 % для сроков 00 и 12 GMT соответственно. Повторяемости ОС с рассеянным и разорванным покрытием небосвода составляют около 20 % для обоих сроков.

Для ОС нижнего яруса наиболее значительно проявляется различие для дневного и ночного срока в повторяемости малооблачных слоев: они определены в 38 % для срока 00 GMT и в 51 % – для срока 12 GMT (см. табл. 4.1.3.2). Повторяемости сплошных ОС для сроков 00 и 12 GMT различаются слабо: они составляют 41 и 37 % соответственно. Повторяемости ОС с рассеянным и разорванным покрытием небосвода составляют для обоих сроков менее 17 %.

На рис. 4.1.3.2 приведены многолетние средние значения суммарной толщины ОС с учетом срока, временного интервала, атмосферного слоя и градации количества облачности. Рис. 4.1.3.2 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений суммарной толщины ОС с учетом количества облачности для дневного и ночного срока.

Среднемесячная суммарная толщина ОС (табл. 4.1.3.1 и рис. 4.1.3.2) в слое 0–10 км зависит от количества облачности и составляет 1000–1870 м для малооблачных и 1100–1630 м – для сплошных ОС. Диапазоны ее изменений для ОС с рассеянным и разорванным покрытием небосвода существенно меньше – 770–1030 и 1040–1250 м соответственно.

Отметим различия в среднемесячных значениях суммарной толщины ОС с учетом количества облачности в трех ярусах для сроков 00 и 12 GMT.

Рис. 4.1.3.2 и табл. 4.1.3.2–4.1.3.4 показывают, что среднемесячная толщина малооблачных слоев в сроки 00 и 12 GMT минимальна для ОС нижнего яруса, а для ОС среднего и верхнего различается по величине незначительно для всех месяцев.

Для обоих сроков толщина ОС в верхнем ярусе с рассеянным, разорванным и сплошным покрытием небосвода максимальна, а в нижнем ярусе минимальна для каждого месяца.

На рис. 4.1.3.3 приведены многолетние средние значения числа ОС с учетом срока, временного интервала, атмосферного слоя и градации количества облачности. Рис. 4.1.3.3 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений числа ОС с учетом количества облачности для дневного и ночного срока.

Среднее число ОС (см. рис. 4.1.3.3 и табл. 4.1.3.1) для слоя 0–10 км зависит от количества облачности. Оно составляет 2,0–3,0 для малооблачных, 1,8–3,0 – для сплошных ОС, 1,28–1,45 и 1,16–1,31 – для ОС с рассеянным и разорванным покрытием небосвода соответственно.

Для всех рассматриваемых атмосферных слоев в оба срока средние значения и диапазоны изменений числа малооблачных и сплошных облачных слоев в основном больше числа других облачных слоев (см. рис. 4.1.3.3 и табл. 4.1.3.1–4.1.3.4).

Амплитуда годового хода числа сплошных ОС в слое 0–10 км для дневного срока больше, чем для ночного, а малооблачных ОС – наоборот, для ночного срока больше, чем для дневного (см. рис. 4.1.3.3 и табл. 4.1.3.1).

Следует отметить существование периода стабильности числа малооблачных и сплошных ОС в 00 GMT с января по март (см. рис. 4.1.3.3).

В оба срока среднемесячные значения числа малооблачных ОС в слоях 0–10, 0–6, 2–10 км увеличиваются в теплый период и уменьшаются в холодный. Для сплошных ОС, наоборот, они в холодный период увеличиваются и в теплый – уменьшаются. Из рис. 4.1.3.3 видно, как с увеличением количества облачности число ОС в летний период уменьшается.

Отметим различия в среднемесячных значениях числа ОС с учетом количества облачности в трех ярусах для 00 и 12 GMT. Наибольшее число малооблачных слоев определено в среднем ярусе, а сплошных облачных слоев – в верхнем для всех месяцев в оба срока. Для всех градаций количества облачности максимальные среднемесячные значения числа облачных слоев в нижнем и среднем ярусах определены в срок 12 GMT, а в верхнем – в срок 00 GMT.

На рис. 4.1.3.4 приведены многолетние средние значения верхней границы облачных слоев с учетом срока, временного интервала, атмосферного слоя и градации количества облачности. Рис. 4.1.3.4 демонстрируют особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений верхней границы облачных слоев с учетом количества облачности для дневного и ночного срока.

Средняя высота верхней границы ОС (рис. 4.1.3.4 и табл. 4.1.3.1) в слое 0–10 км возрастает с увеличением количества облачности. Она составляет 4450–5870 м для малооблачных и 6950–8200 м – для сплошных облачных слоев; диапазоны ее изменений для облачных слоев с рассеянным и разорванным покрытием небосвода – 5350–6500 и 5600–6950 м соответственно. В оба срока ее максимальные значения для малооблачных ОС определены летом, а для сплошных облачных слоев – весной.

При рассмотрении высоты верхней границы облачных слоев с учетом яруса видно (рис. 4.1.3.4 и табл. 4.1.3.2–4.1.3.4), что только для облачных слоев верхнего яруса средняя высота верхней границы возрастает с увеличением количества облачности для обоих сроков.

Для малооблачных ОС нижнего яруса внутригодовая изменчивость средней высоты верхней границы выражена слабо для обоих сроков, а для ОС с разорванным, рассеянным и сплошным покрытием небосвода имеет место выраженный годовой ход с большими значениями в теплые месяцы (рис. 4.1.3.4 и табл. 4.1.3.2). Внутригодовая изменчивость средней высоты верхней границы таких облачных слоев более значительна в дневной срок, по сравнению с ночным, и составляет в зависимости от количества облачности 550–700 и 300–500 м соответственно (см. рис. 4.1.3.4 и табл. 4.1.3.2).

Для малооблачных облачных слоев среднего яруса большие значения средней высоты верхней границы отмечены летом и меньшие – зимой, а для облачных слоев с рассеянным, разорванным и сплошным покрытием облаками – наоборот (см. рис. 4.1.3.4 и табл. 4.1.3.3). Внутригодовая изменчивость средней высоты верхней границы облачных слоев с малым и рассеянным покрытием небосвода более значительна в ночной срок, чем в дневной, для облачных слоев с разорванным и сплошным покрытием небосвода – наоборот.

На рис. 4.1.3.5 приведены многолетние средние значения высоты нижней границы ОС с учетом срока, временного интервала, атмосферного слоя и градации количества облачности. Рис. 4.1.3.5 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений высоты нижней границы облачных слоев в изучаемых слоях с учетом количества облачности для дневного и ночного срока.

Среднемесячная высота нижней границы облачных слоев (рис. 4.1.3.5 и табл. 4.1.3.1) в слое 0–10 км зависит от количества облачности и изменяется в интервале 1000–2650 м для малооблачных и 1650–4600 м – для сплошных облачных слоев. Диапазоны ее изменений для облачных слоев с рассеянным и разорванным покрытием небосвода значительно меньше и составляют 3650–4600 и 3900–4950 м соответственно. Для всех градаций количества облачности амплитуда ее годового хода для дневного срока больше, чем для ночного.

В слоях атмосферы 0–2, 0–6, 0–10 км для обоих сроков минимальная высота нижней границы малооблачных слоев отмечена в теплое время года и максимальная – зимой, а для сплошных облачных слоев, наоборот, максимальная – летом и минимальная – зимой (см. рис. 4.1.3.5 *а*, *г*).

Для малооблачных облачных слоев среднего яруса минимальная среднесезонная высота нижней границы отмечена в срок 00 GMT – зимой, в срок 12 GMT – весной, а максимальная в срок 00 GMT – летом и в срок 12 GMT – зимой и летом, а для сплошных облачных слоев в оба срока максимальная – зимой и минимальная – летом (см. рис. 4.1.3.5 *а*, *г*).

В верхнем ярусе наибольшие значения среднесезонных высот нижней границы облачных слоев отмечены летом и наименьшие – зимой и весной для всех градаций количества облачности в оба срока. Их разница возрастает с увеличением количества облачности (см. рис. 4.1.3.5 *а–г*).

Для нижней облачности среднегодовая высота нижней границы облачных слоев (табл. 4.1.3.1 и рис. 4.1.3.5) в дневной срок возрастает с увеличением количества облачности от 500 до 700 м, а в ночной срок понижается от 900 до 670 м. Амплитуда ее внутригодового изменения для малооблачных и сплошных облачных слоев в дневной срок больше, чем в ночной.

На рис. 4.1.3.6 и 4.1.3.7 приведены многолетние средние значения суммарной толщины прослоек (ПР) между облачными слоями с различным количеством облачности 0–100, 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % поверхности небосвода, и с учетом градаций для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год.

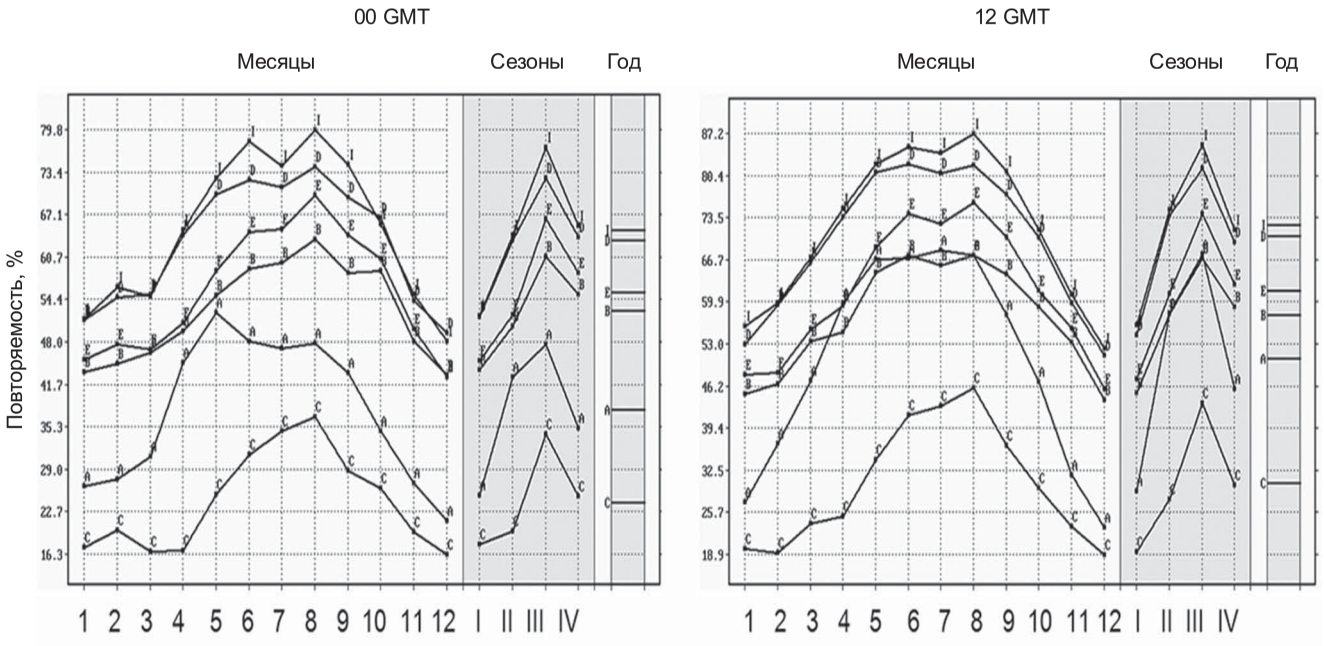


Рис. 4.1.3.1 а. Многолетние средние значения повторяемости ОС с количеством облачности 0–20 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

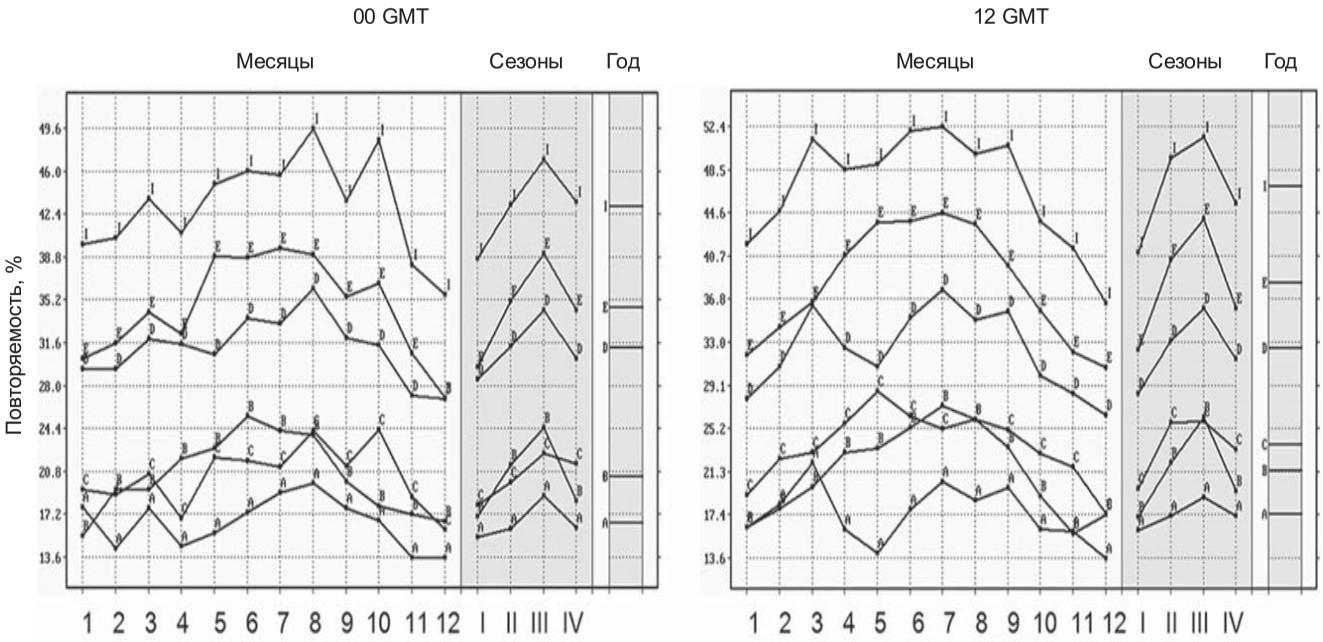


Рис. 4.1.3.1б. Многолетние средние значения повторяемости ОС с количеством облачности 20–60 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

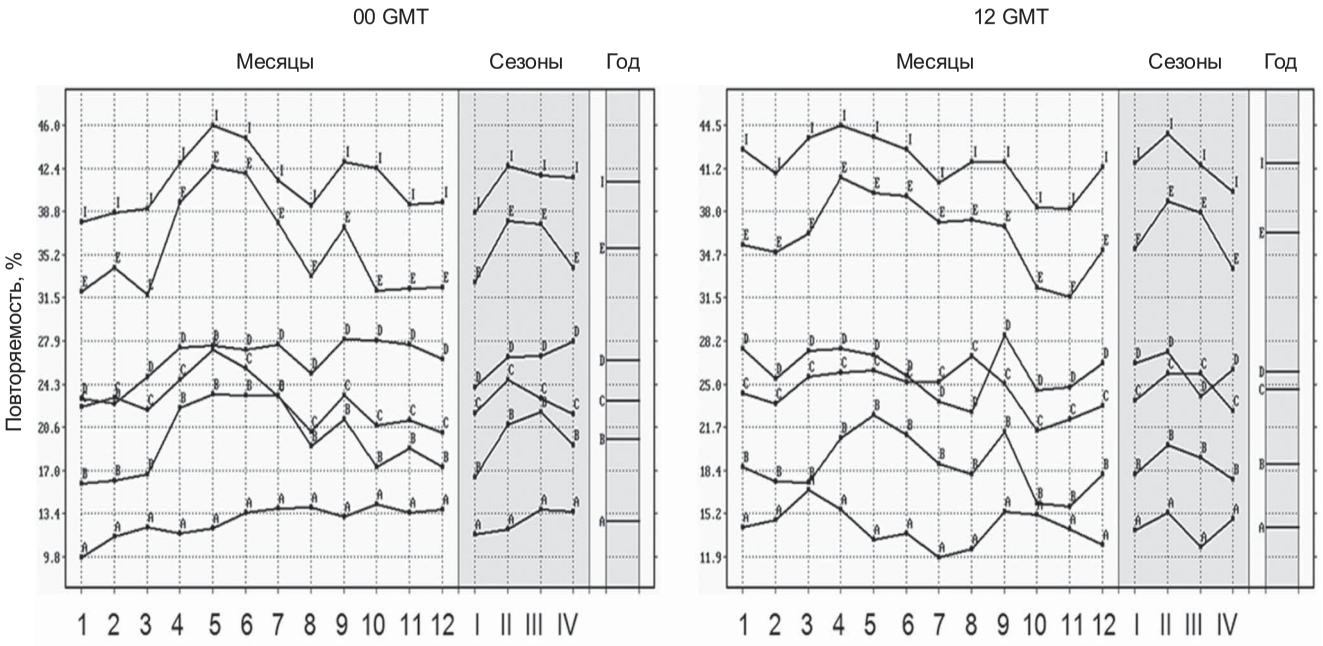


Рис. 4.1.3.1в. Многолетние средние значения повторяемости ОС с количеством облачности 60–80 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

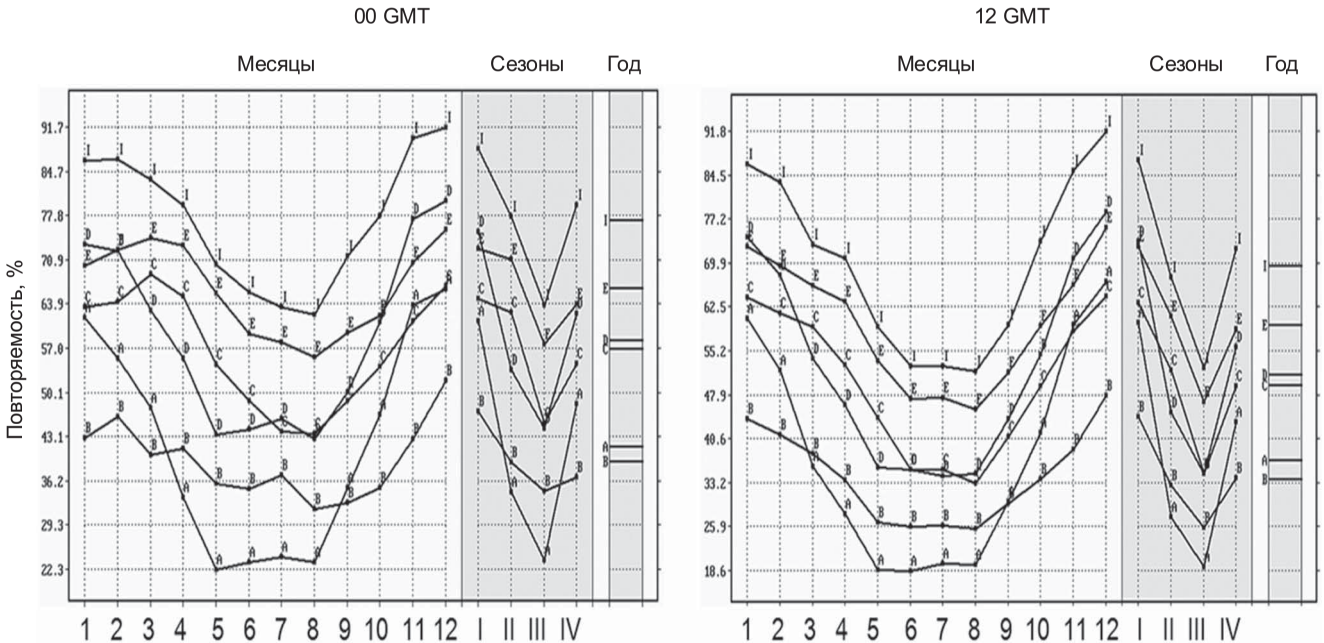


Рис. 4.1.3.1г. Многолетние средние значения повторяемости ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

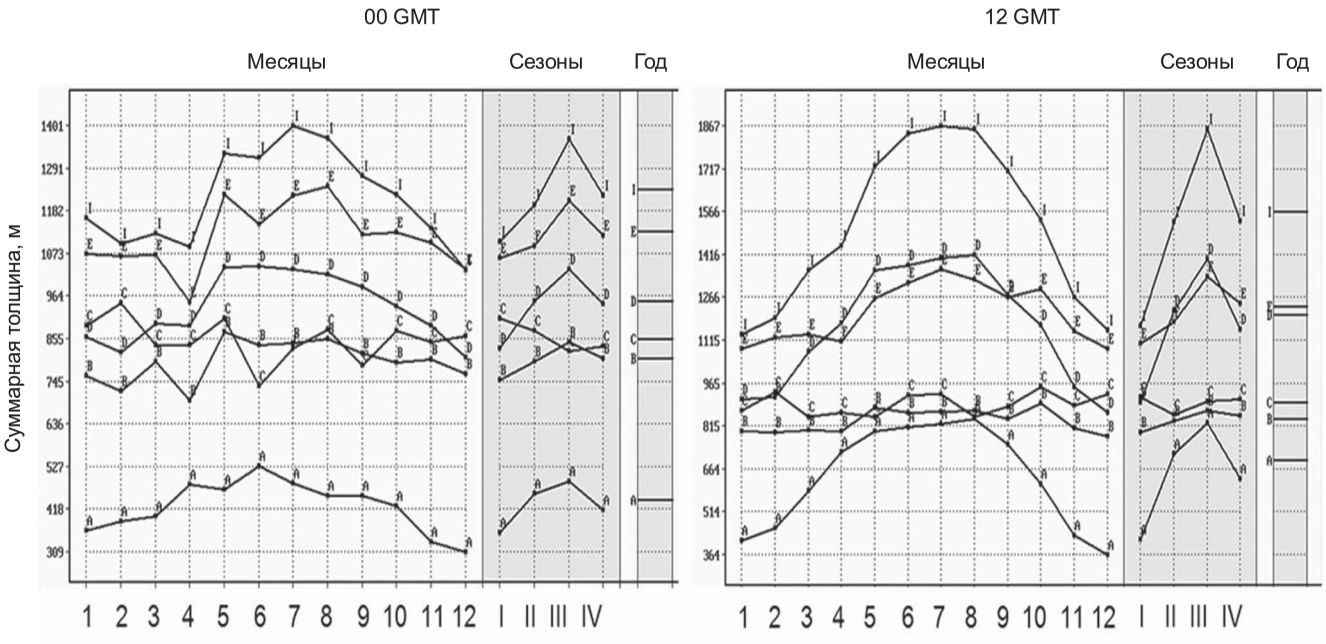


Рис. 4.1.3.2 а. Многолетние средние значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–20 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

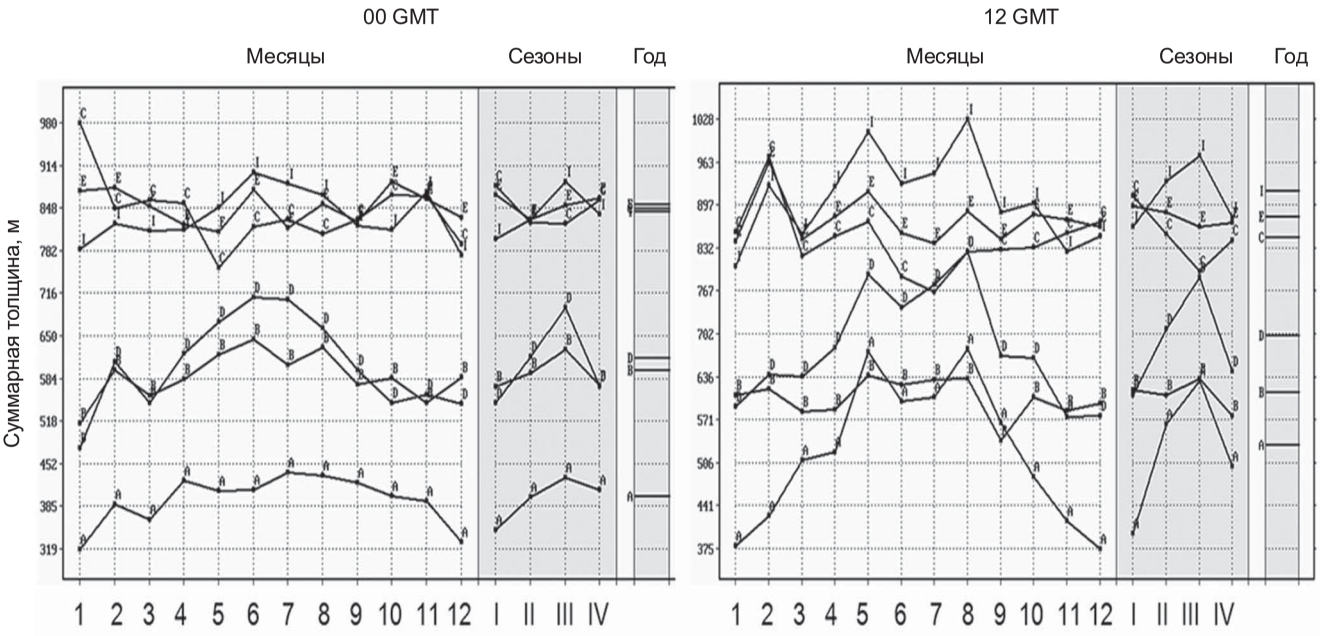


Рис. 4.1.3.2б. Многолетние средние значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 20–60 % поверхности небосводадля сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

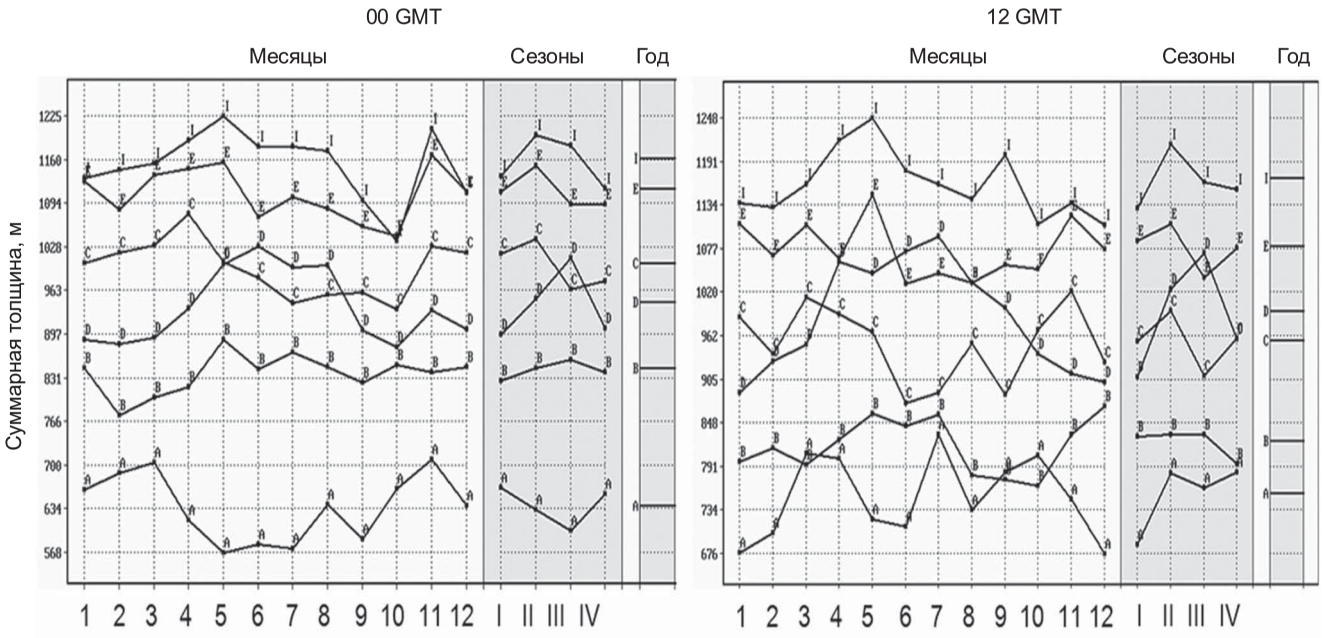


Рис. 4.1.3.2 в. Многолетние средние значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 60–80 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

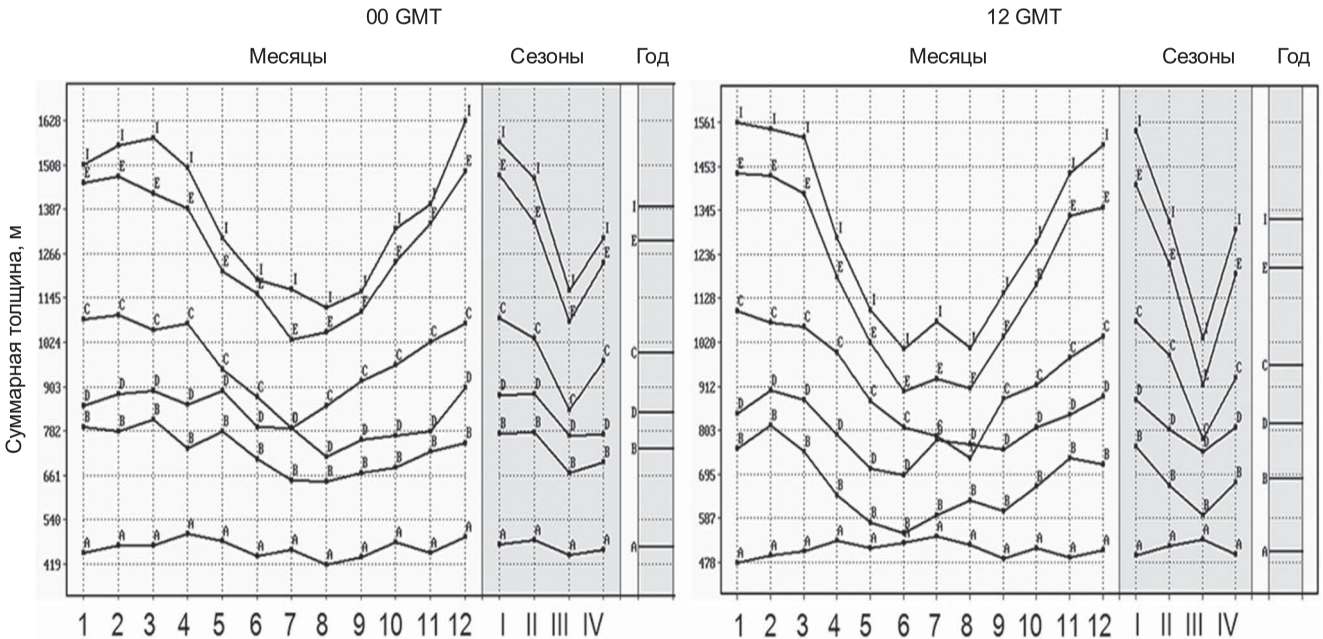


Рис. 4.1.3.2г. Многолетние средние значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

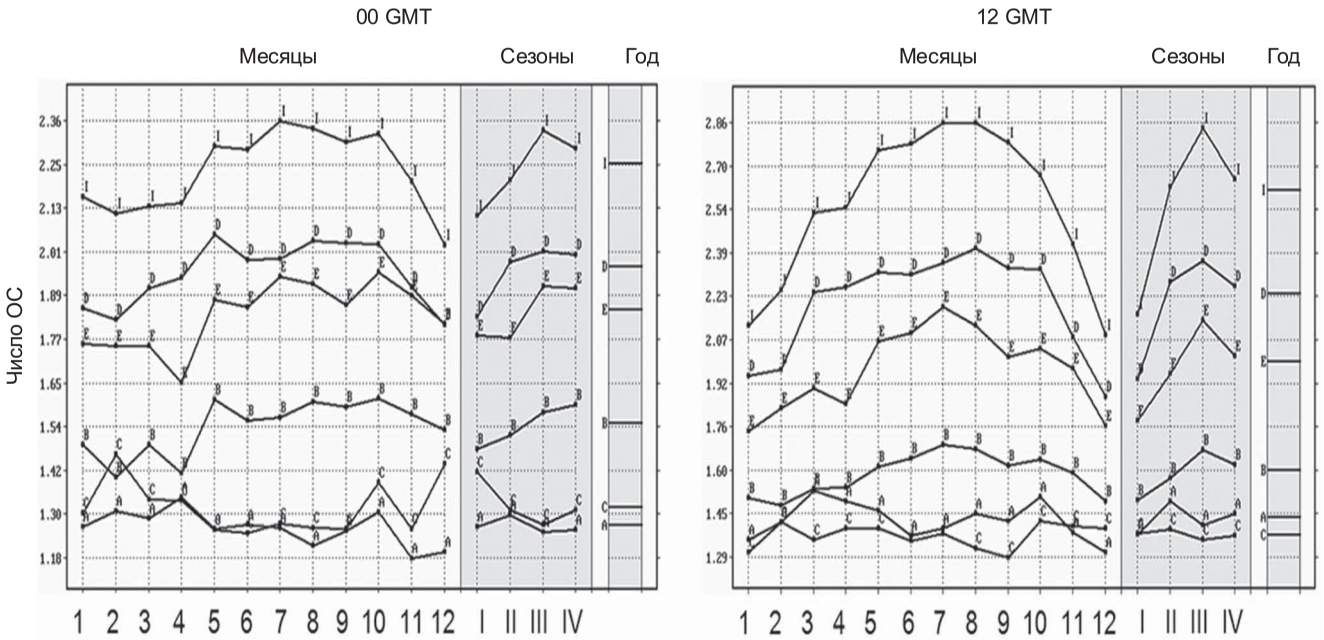


Рис. 4.1.3.3 а. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–20 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

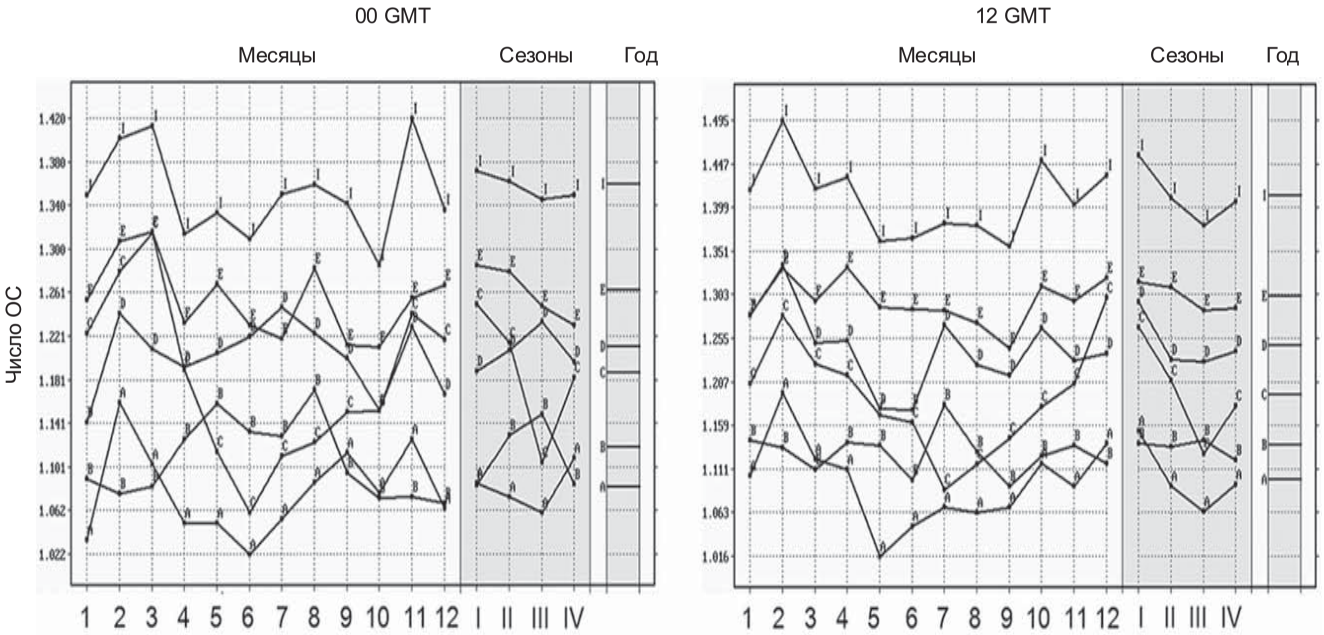


Рис. 4.1.3.3б. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 20–60 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

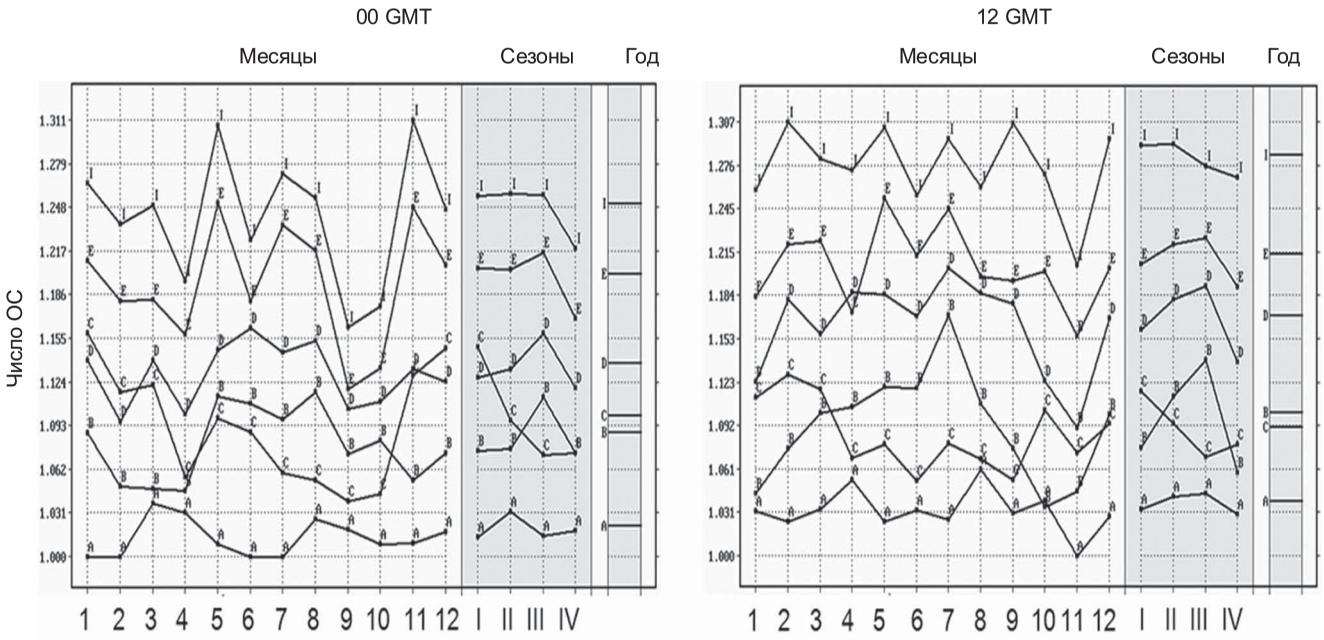


Рис. 4.1.3.3в. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 60–80 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

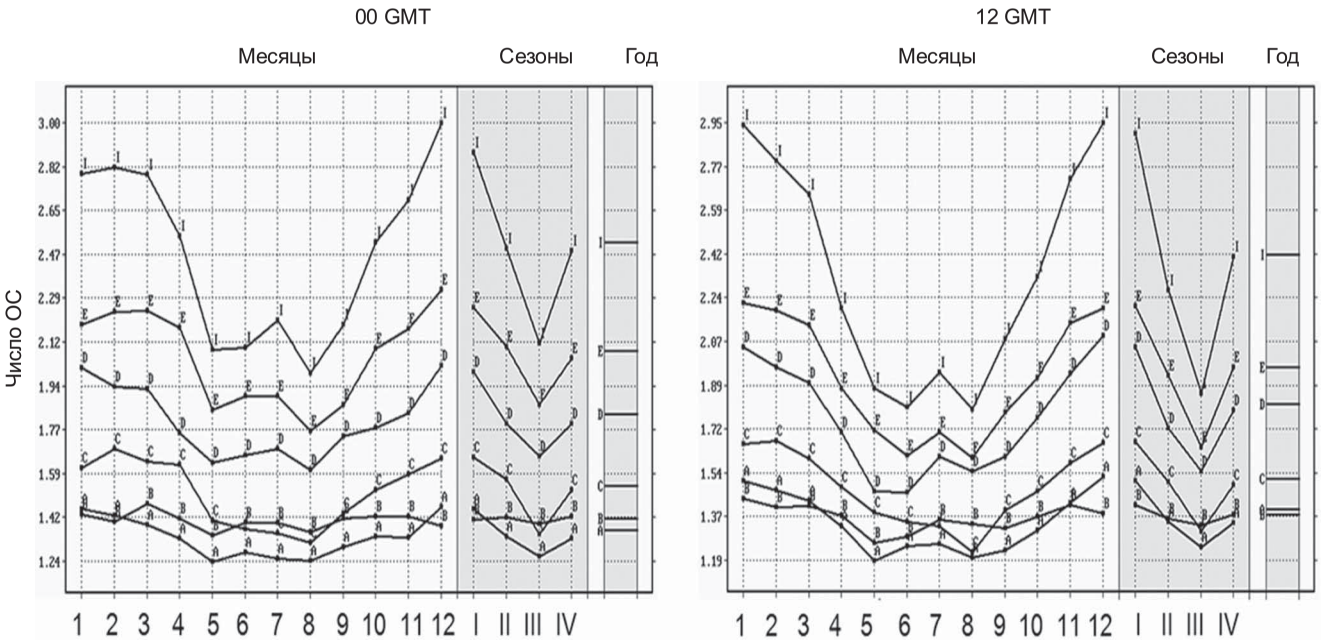


Рис. 4.1.3.3г. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

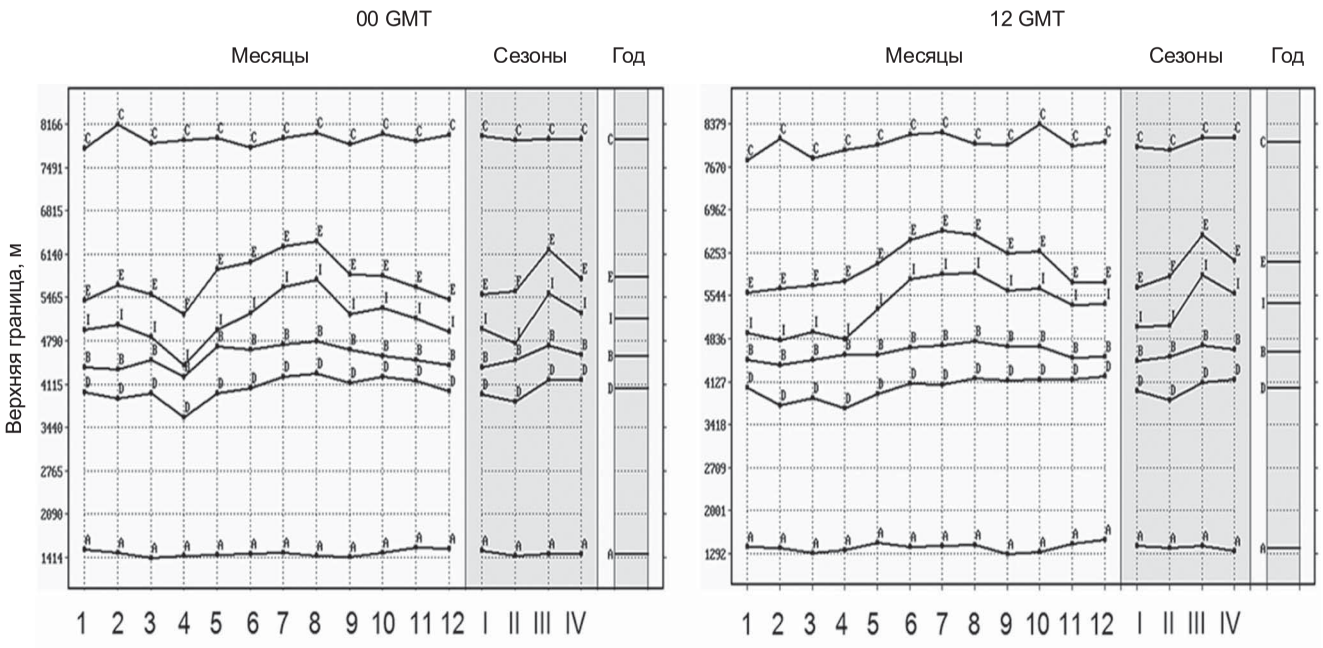


Рис. 4.1.3.4 а. Многолетние средние значения верхней границы ОС с количеством облачности 0–20 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

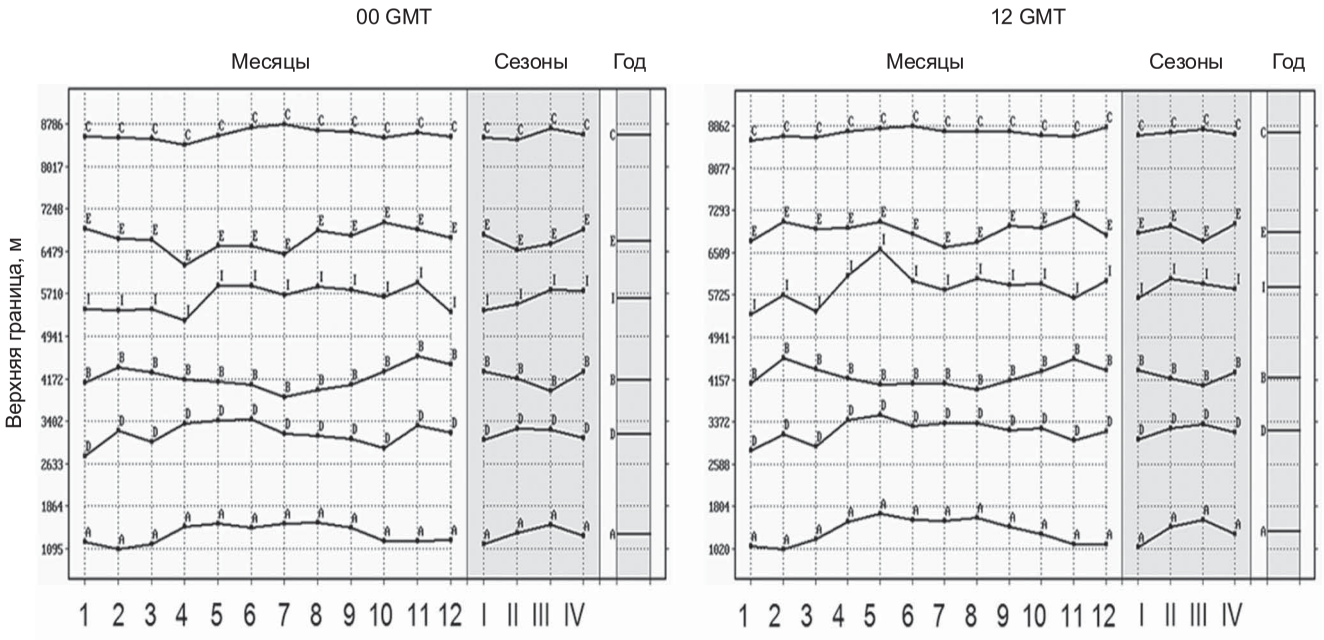


Рис. 4.1.3.4б. Многолетние средние значения верхней границы ОС с количеством облачности 20–60 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

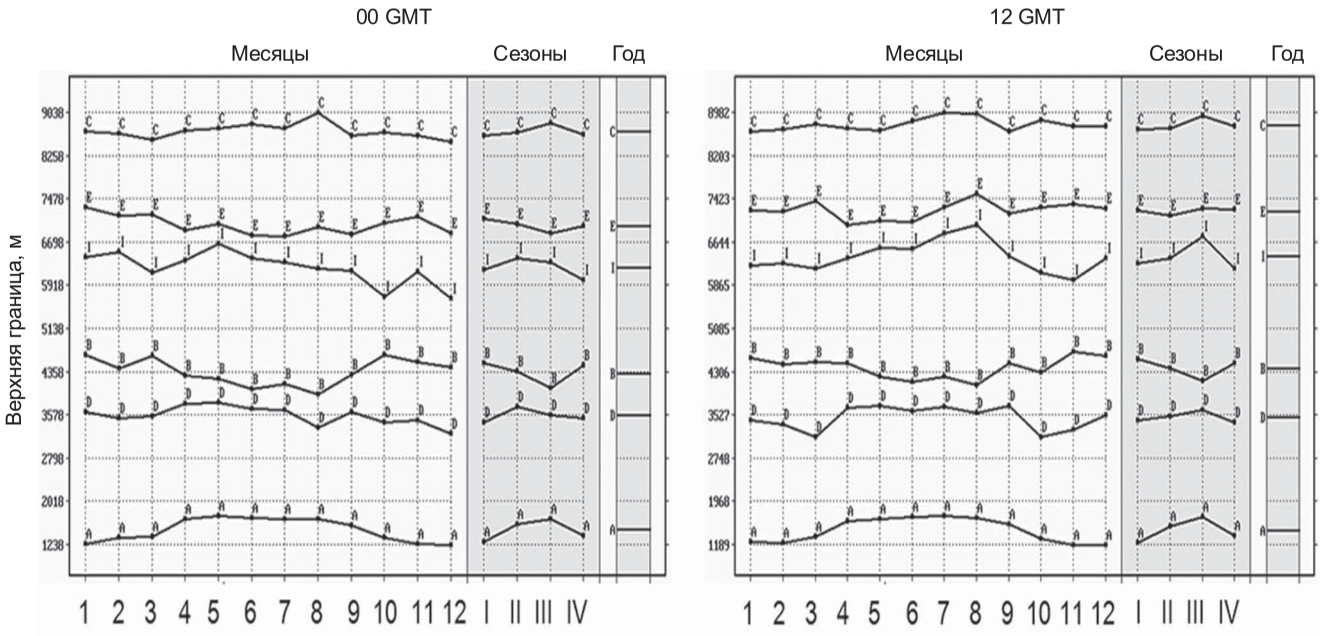


Рис. 4.1.3.4в. Многолетние средние значения верхней границы ОС с количеством облачности 60–80 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

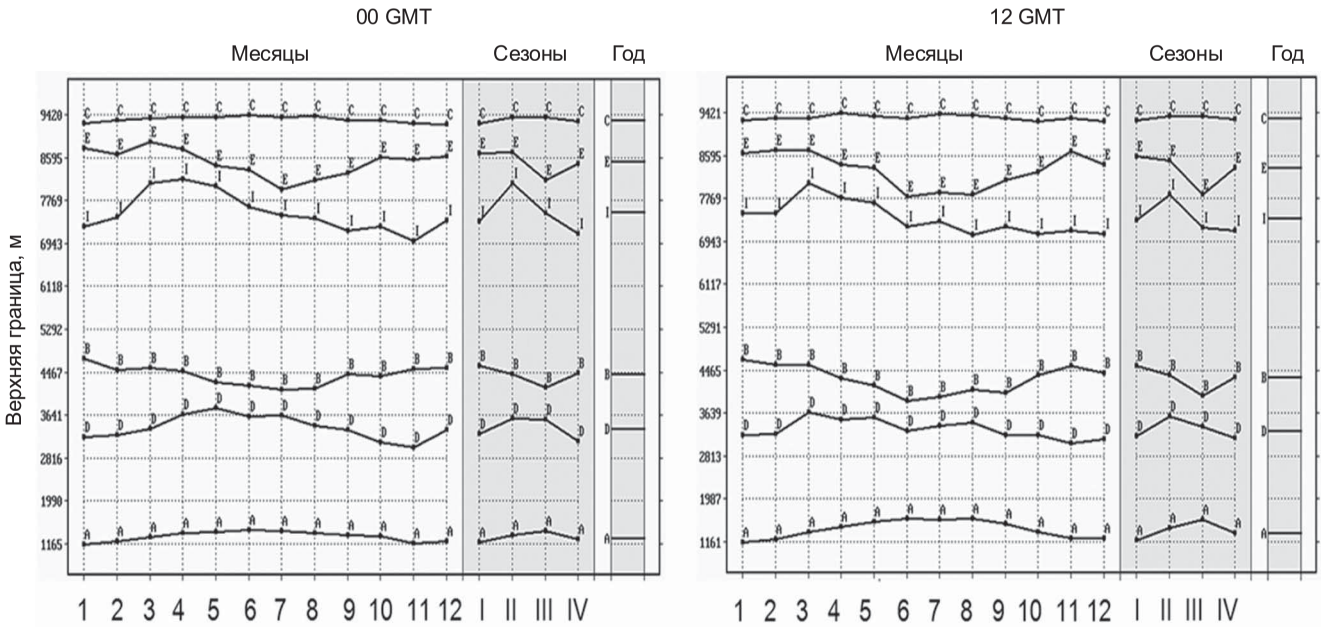


Рис. 4.1.3.4 г. Многолетние средние значения верхней границы ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

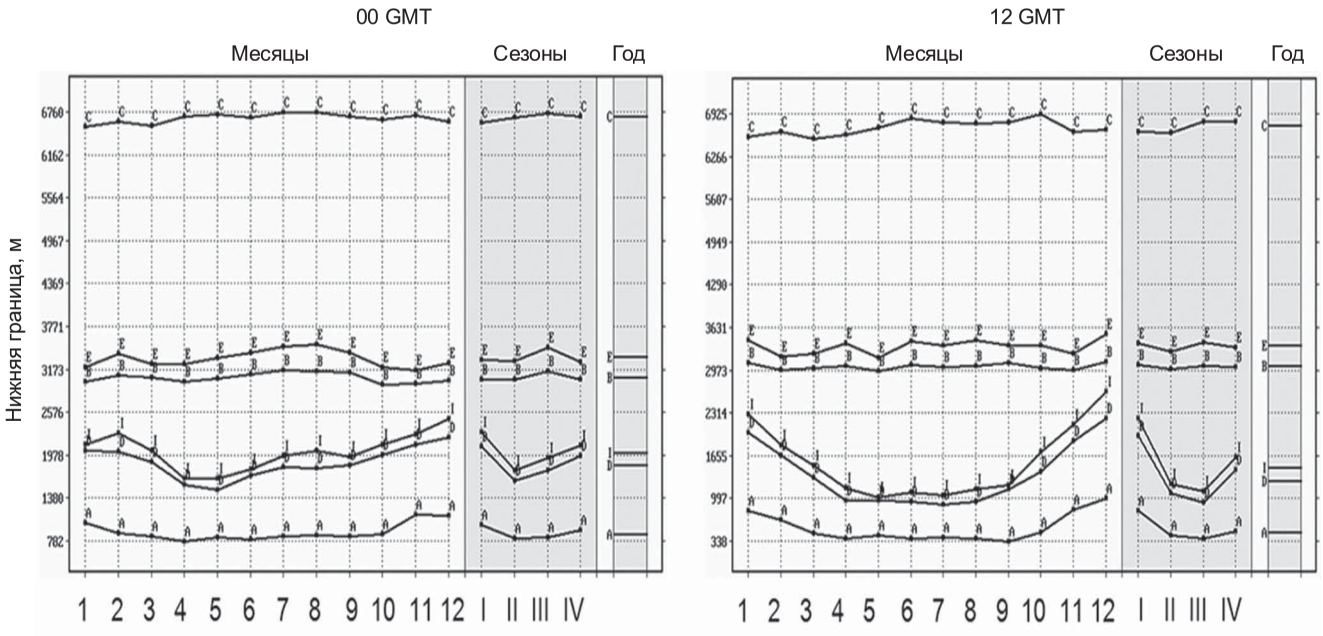


Рис. 4.1.3.5 а. Многолетние средние значения нижней границы ОС с количеством облачности 0–20 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

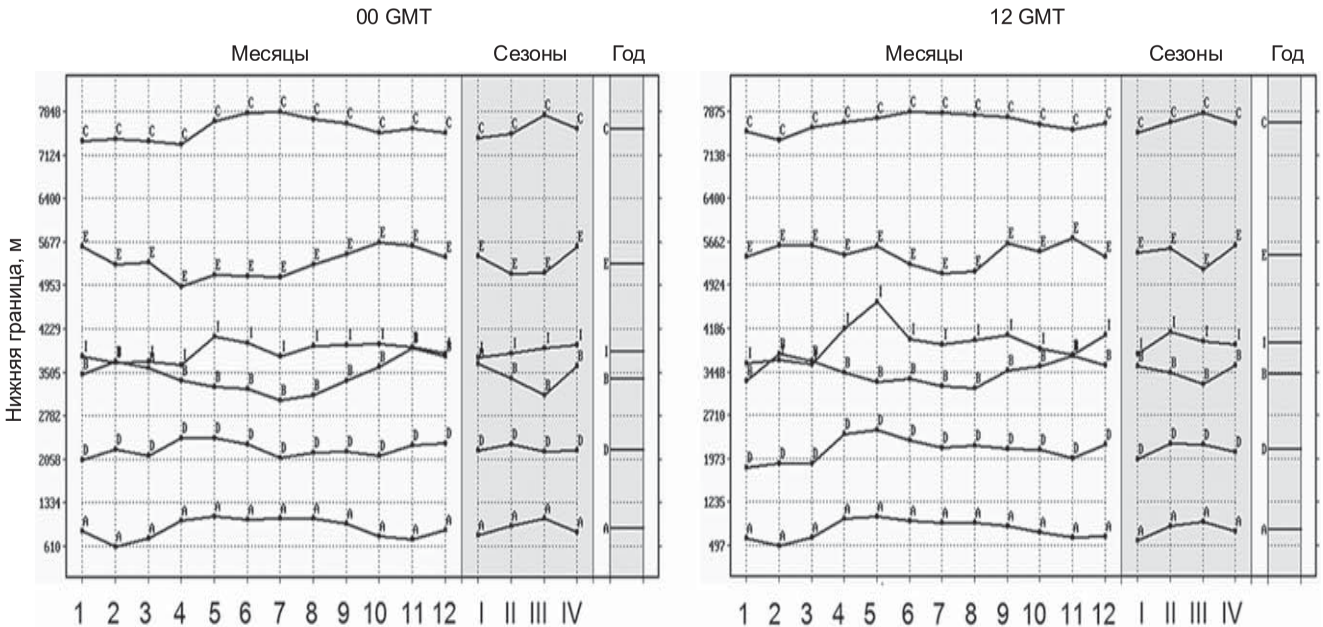


Рис. 4.1.3.5 б. Многолетние средние значения нижней границы ОС с количеством облачности 20–60 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

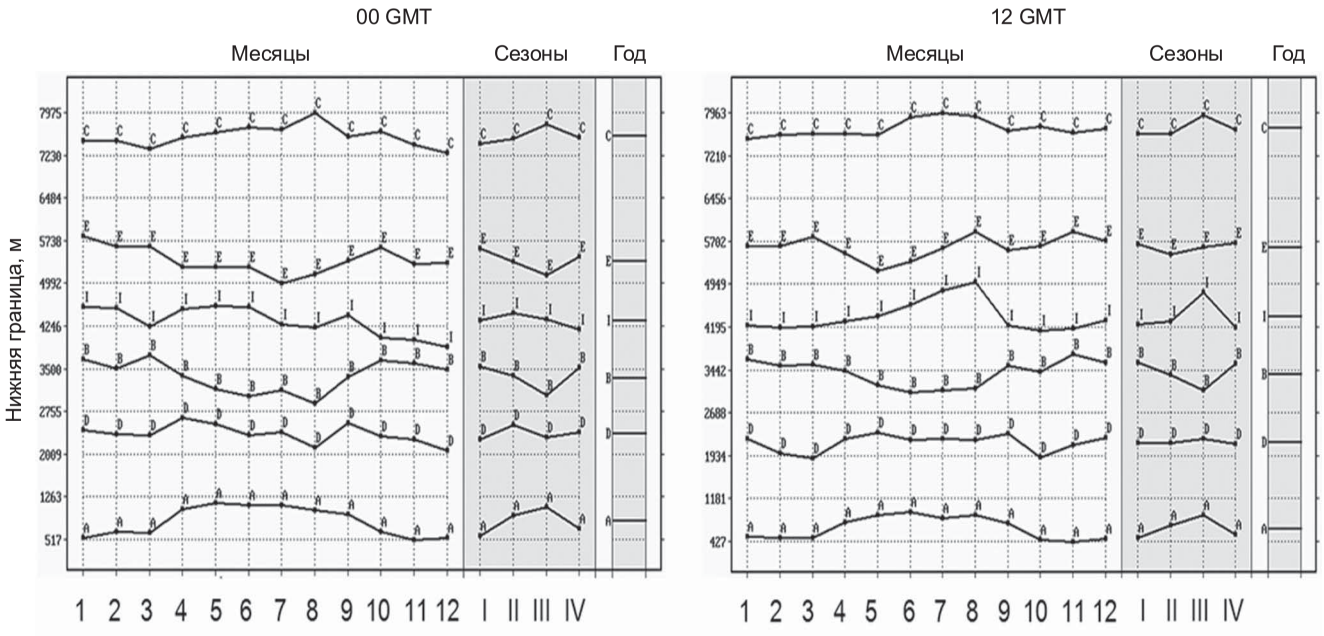


Рис. 4.1.3.5в. Многолетние средние значения нижней границы ОС с количеством облачности 60–80 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

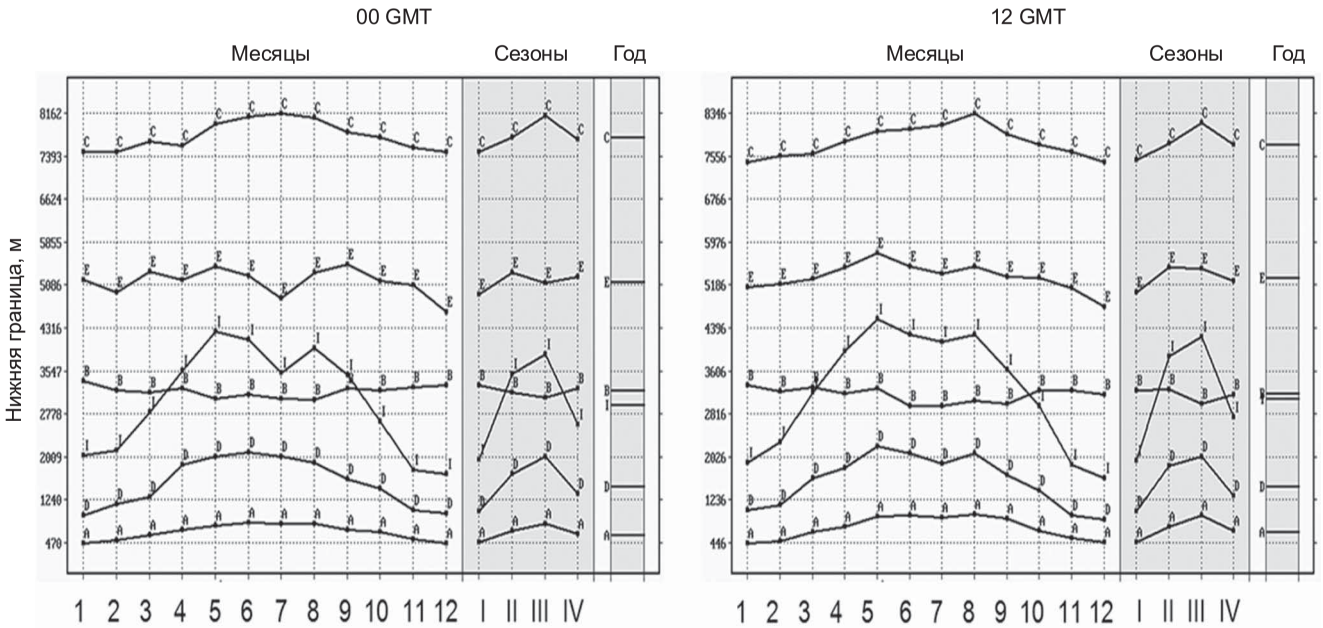


Рис. 4.1.3.5г. Многолетние средние значения нижней границы ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

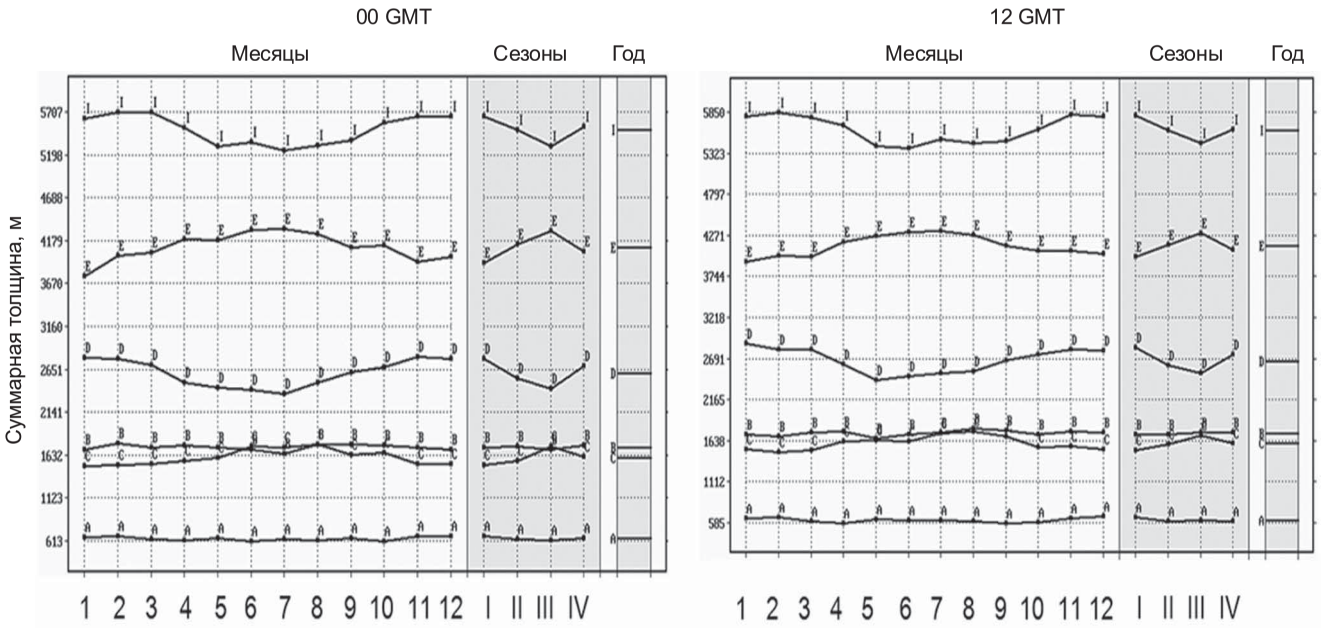


Рис. 4.1.3.6. Многолетние средние значения суммарной толщины безоблачных прослоек (ПР) между ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год.
Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км.
Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

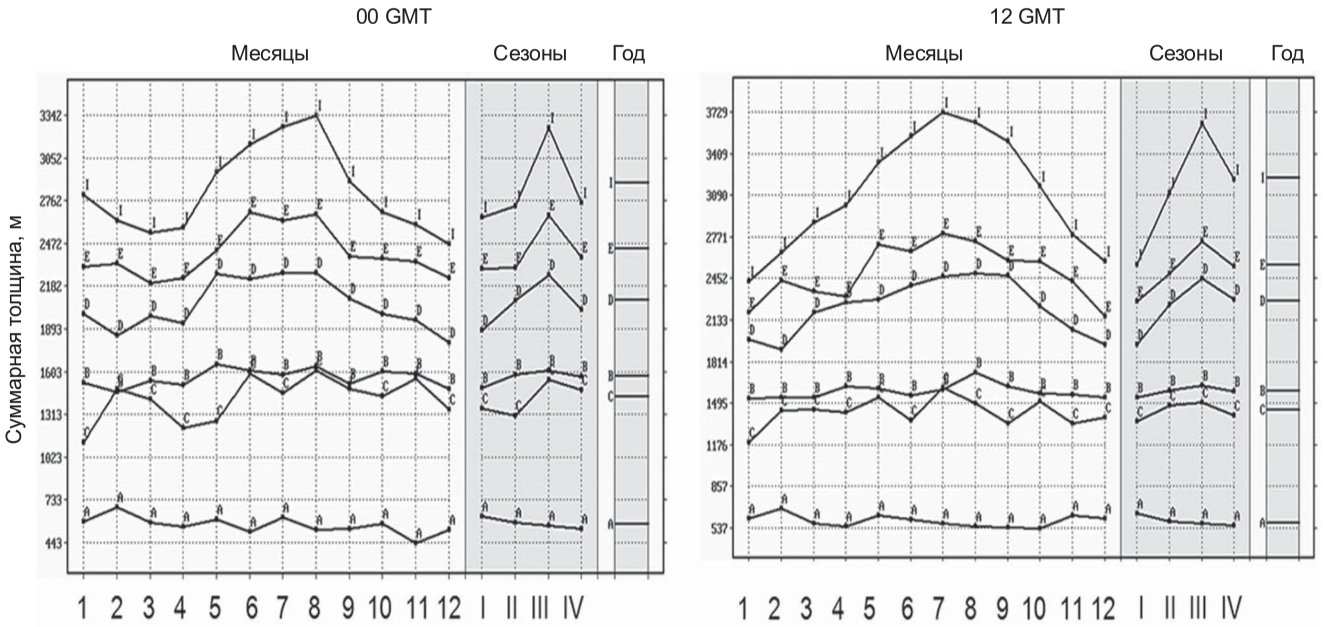


Рис. 4.1.3.7а. Многолетние средние значения суммарной толщины прослоек (ПР) между ОС с количеством облачности 0–20 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год. Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км. Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

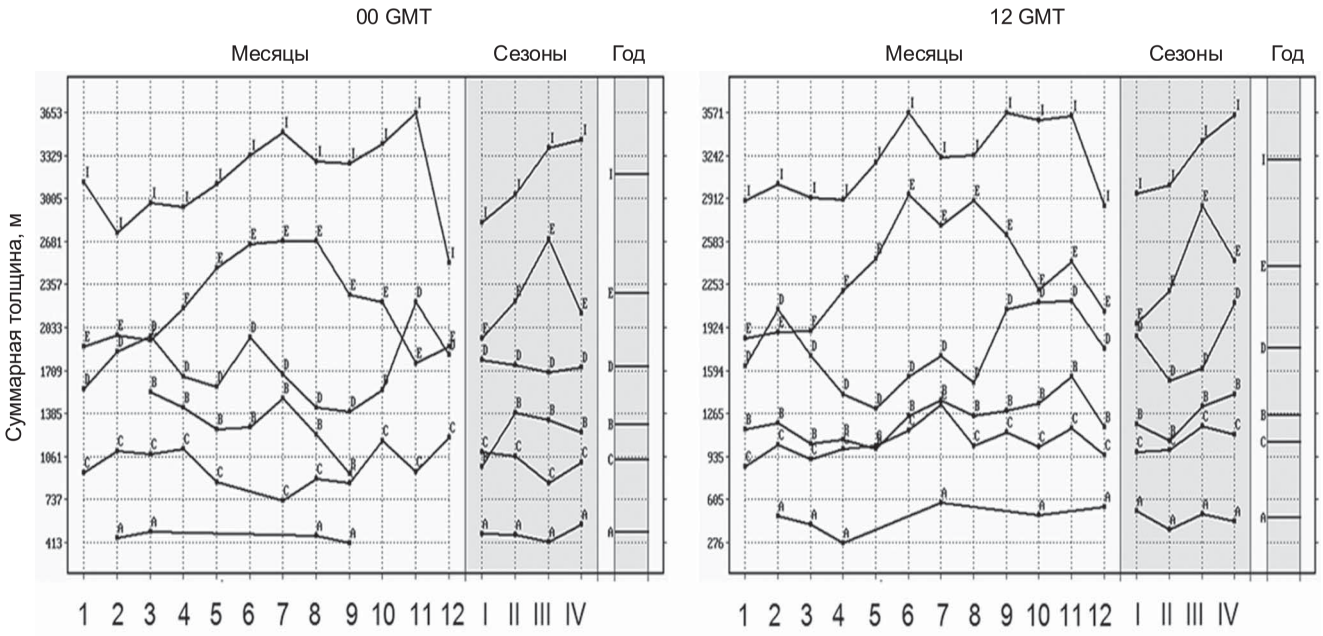


Рис. 4.1.3.7б. Многолетние средние значения суммарной толщины безоблачных прослоек (ПР) между ОС с количеством облачности 20–60 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год.
Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км.
Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

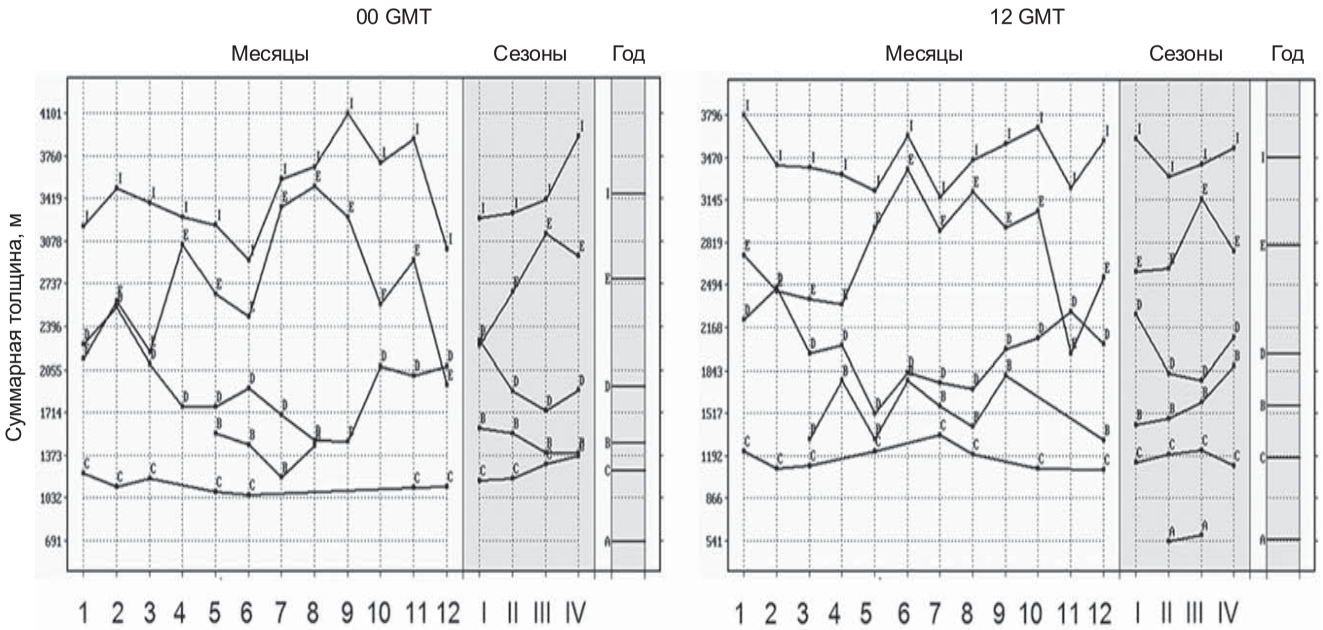


Рис. 4.1.3.7в. Многолетние средние значения суммарной толщины безоблачных прослоек (ПР) между ОС с количеством облачности 60–80 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год.
Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км.
Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

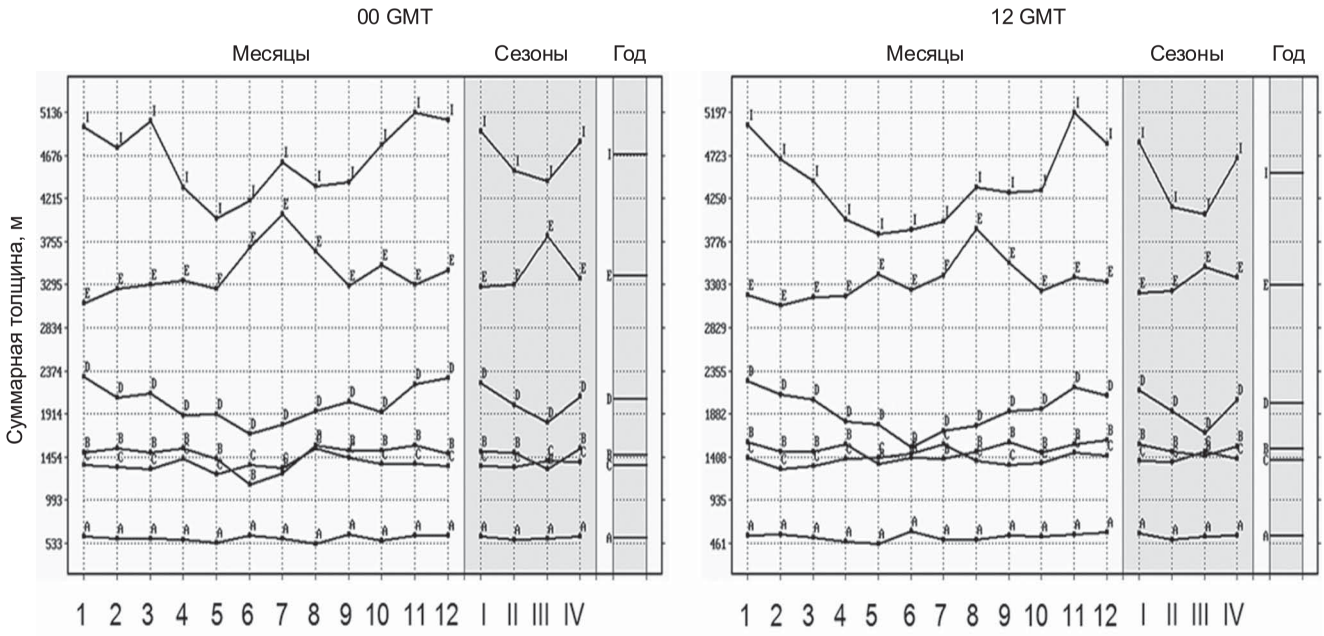


Рис. 4.1.3.7г. Многолетние средние значения суммарной толщины безоблачных прослоек (ПР) между ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода для сроков 00 (левый столбец) и 12 GMT (правый столбец) в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона (I – зима) и за год.
Линии A – для слоя 0–2 км; B – 2–6 км; C – 6–10 км; D – 0–6 км; E – 2–10 км; I – 0–10 км.
Станция Сухиничи. 1964–2007 гг.

Выводы

Представлены количественные оценки пространственно-временной изменчивости параметров вертикальной структуры ОС, полученные на основе данных радиозондовых наблюдений, проводимых на станции Сухиничи за 1964–2007 гг. Показано, что внутригодовые различия как для дневного, так и ночного срока в многолетних среднемесячных и среднесезонных значениях повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, их числа, суммарной толщины, высот нижней и верхней границ в атмосферном слое 0–10 км выражены слабо.

Внутригодовые различия в среднемесячных/среднесезонных значениях повторяемости ОС, их числа и суммарной толщины проявляются при учете количества облачности в ОС как в слое 0–10 км, так и в отдельных ярусах. Для дневного и ночного срока они проявляются в максимальных и минимальных значениях для холодного и теплого времени года.

ОС были определены в более чем 87 % наблюдений в каждом из рассматриваемых слоев. В среднем определено 4,3–4,9 ОС в слое 0–10 км, а в каждом ярусе – 1,4–2,1, суммарная толщина ОС составляет приблизительно 25–30 % от толщины рассматриваемого атмосферного слоя, амплитуда изменения границ – 100–400 м.

Полученные результаты о суммарной толщине ОС согласуются с результатами, полученными по данным сетевого самолетного зондирования.

Результаты могут быть полезны при изучении энергетики атмосферы, при интерпретации результатов измерений параметров облачной атмосферы другими методами.

Работы по исследованию вертикальной структуры ОС над Калужской областью были частично поддержаны грантами проектов РФФИ и Администрации Калужской области [21, 22] № 03-05-96287, 04-05-97207, 07-05-96402.

4.2. Вертикальная макроструктура облачных слоев над Арктикой по данным российских аэрологических станций

Предметом исследования в данном разделе является температурно-влажностное расслоение атмосферы в слое 0–10 км над уровнем земли на облачные слои и безоблачные прослойки между ними над Арктикой РФ. Рассмотрен вопрос о пространственно-временной изменчивости его параметров (повторяемости ОС, их числа и суммарной толщины, верхней и нижней границы).

Для определения границ облачных слоев и количества облачности в них по профилям температуры и влажности был использован СЕ-метод [7, 109,166]. Для Арктического региона на данных эксперимента SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean, США) было проведено сравнение границ облачных слоев, предсказанных СЕ-методом, и облачности, детектированной облакомером, радаром, лидаром, спутником и при самолетном зондировании [7, 109]. Результаты сравнения показали, что:

• CE-метод дает дополнительную возможность для изучения облаков по радиозондовым профилям температуры и влажности;

• метод детектирует влажные слои, из которых будут формироваться облака в течение ближайших нескольких часов (эти слои еще не фиксируются при наземных наблюдениях за облаками в данный момент, но будут детектированы после формирования, обычно радаром); метод детектирует влажные слои, которые являются некоторой формой оставшихся облаков после их разложения (через несколько часов) и которые детектируются при самолетном зондировании с помощью прибора для определения изображения облачных частиц – CPI (Cloud Particle Imager);

• результаты CE-метода слабо зависят от разрешения профилей температуры и влажности.

В данном разделе в качестве информационной базы служили данные радиозондовых наблюдений, проводимых на российских арктических аэрологических станциях, содержащиеся в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74].

4.2.1. Данные и методы

В качестве информационной базы служили данные радиозондовых наблюдений за период 1964–2014 гг., проводимых на российских арктических станциях Остров Диксон, Тикси, Мурманск, Кандалакша, Шойна, Нарьян-Мар, Салехард, Оленек, Верхоянск, Жиганск, и за период 1978–2014 гг. для станции Норильск (см. табл. 4.2.1.1), содержащиеся в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74]. Предварительно был проведен анализ данных на наличие и полноту данных. Отобраны были российские арктические станции с наиболее полными временными рядами. На всех станциях проводились двусрочные наблюдения в сроки 00 и 12 GMT (Greenwich Mean Time).

Таблица 4.2.1.1

Действующие российские арктические аэрологические станции, использованные при исследовании

Индекс	Название станции	Широта	Долгота	Высота	Локальное время для 00 и 12 GMT
Североевропейский район Арктического региона РФ					
22113	Мурманск	68.98° с.ш.	33.12° в.д.	98	02; 14
22217	Кандалакша	67.15° с.ш.	32.35° в.д.	26	02; 14
22271	Шойна	67.88° с.ш.	44.13° в.д.	11	03; 15
23205	Нарьян-Мар	67.63° с.ш.	53.03° в.д.	9	04; 16
Западно-Сибирский район Арктического региона РФ					
23330	Салехард	66.53° с.ш.	66.67° в.д.	17	04; 16
20674	Остров Диксон	73.58° с.ш.	80.40° в.д.	47	05; 17
23078	Норильск	69.32° с.ш.	88.22° в.д.	61	06; 18

Окончание табл. 4.2.1.1

Индекс	Название станции	Широта	Долгота	Высота	Локальное время для 00 и 12 GMT
Восточно-Сибирский район Арктического региона РФ					
24125	Оленек	68.50° с.ш.	112.43° в.д.	204	07; 19
21824	Тикси	71.58° с.ш.	128.92° в.д.	2	09; 21
24343	Жиганск	66.77° с.ш.	123.40° в.д.	82	08; 20
24266	Верхоянск	67.47° с.ш.	133.40° в.д.	138	09; 21

Исследования проводились для атмосферного слоя 0–10 км над уровнем земли на основе наблюдений в сроки 00 и 12 GMT. При расчете средних значений были использованы только те зондирования, при которых имелись данные как для температуры, так и для влажности до высоты 10 км. Так как во время зондирования облачность могла отсутствовать, только те месяцы, которые содержат, по крайней мере, 10 зондирований с одним или более облачными слоями, были включены во временные ряды. Известно, что облачность оказывает воздействие на солнечную радиацию, приходящую к поверхности Земли, и на земное излучение [95], поэтому исследования вертикальной структуры ОС проведены раздельно для ночного и дневного срока.

Для изучения вертикальной структуры облачных слоев, ее внутригодовой изменчивости были рассчитаны многолетние средние значения параметров облачных слоев с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода для атмосферных слоев 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для месяцев, сезонов и года в целом. Первые три слоя соответствуют нижнему, среднему и верхнему ярусу облачности [17, 108, 465]. Ниже покрытие небосвода облаками с количеством 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % называется малым, рассеянным, разорванным и сплошным. При рассмотрении ОС с фиксированным количеством облачности допускалось существование других облачных слоев.

4.2.2. Статистические характеристики параметров вертикальной макроструктуры облачных слоев над Арктикой РФ

Повторяемость облачных слоев

Для расчетов средних значений параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы среди всех радиозондирований (телеграмм) были выбраны только полные зонды для температуры и влажности для атмосферного слоя 0–10 км.

На рис. 4.2.2.1 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения для повторяемости облачных слоев с количеством облачности 0–100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год для арктических станций РФ. Рис. 4.2.2.1 демонстрирует особенности

внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений повторяемости облачных слоев для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах Арктики РФ (АРФ).

На рис. 4.2.2.2 показаны многолетние средние значения для повторяемости облачных слоев с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих повторяемостях для сроков 12 и 00 GMT.

Рис. 4.2.2.1 и 4.2.2.2 демонстрируют, что средняя повторяемость ОС в слое 0–10 км близка к 99–100 % для всех станций для всех сезонов и месяцев. Соответственно, внутригодовая изменчивость для средних месячных значений повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT не превышает 1 %.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных повторяемостях ОС в слое 0–10 км для сроков 12 и 00 GMT не превышает 0,3 %.

Анализ рис. 4.2.2.1 и 4.2.2.2 для сезонов показал, что повторяемость облачных слоев в верхнем ярусе максимальна весной и минимальна летом или зимой. Ее максимальные среднесезонные значения для всех станций составляют 98–99 %, а минимальные – 96–97 %. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений для всех станций АРФ не превышает 4–5 %.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных повторяемостях облачных слоев в верхнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 0,8 % (см. рис. 4.2.2.2).

Повторяемость облачных слоев в среднем ярусе максимальна летом или осенью и минимальна зимой или весной. Ее максимальные средние сезонные значения для всех станций составляют 92–96 %, а минимальные – 90–94 %. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений для всех станций АРФ составляет 3–8 % (см. рис. 4.2.2.1 и 4.2.2.2).

Для разницы в соответствующих средних месячных повторяемостях ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости составляет 2,4–4,2 %, изменяясь в пределах от -1,8 до +2,4 % (см. рис. 4.2.2.2).

Согласно рис. 4.2.2.1 и 4.2.2.2, повторяемость облачных слоев в нижнем ярусе максимальна летом и минимальна зимой. Максимальные значения повторяемости ОС в нижнем ярусе составляют 90–95 %, а минимальные – 81–91 %. Амплитуда годового хода повторяемости составляет 4–13 %.

Рис. 4.2.2.2 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных повторяемостях облачных слоев в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT составляет 1,8–5,2 %. Разница средних месячных значений повторяемости ОС в слое 0–2 км изменяется от -2,8 до +2,4 %.

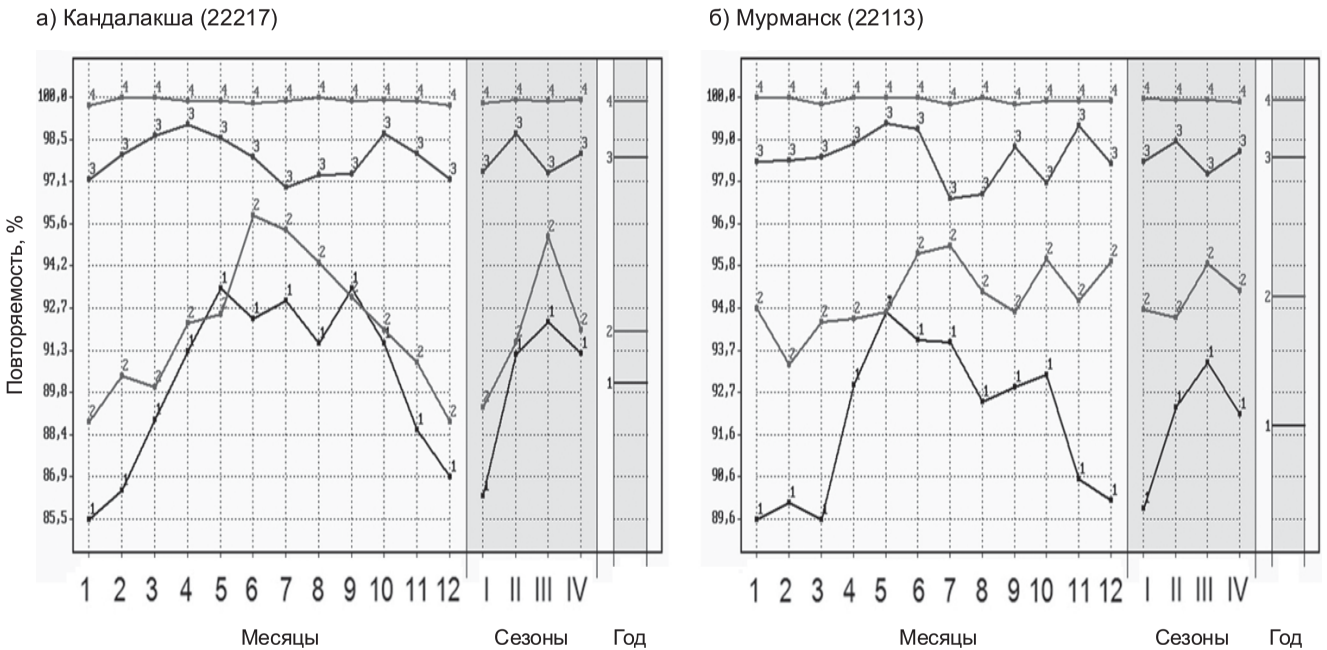


Рис. 4.2.2.1а, б. Многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,.., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

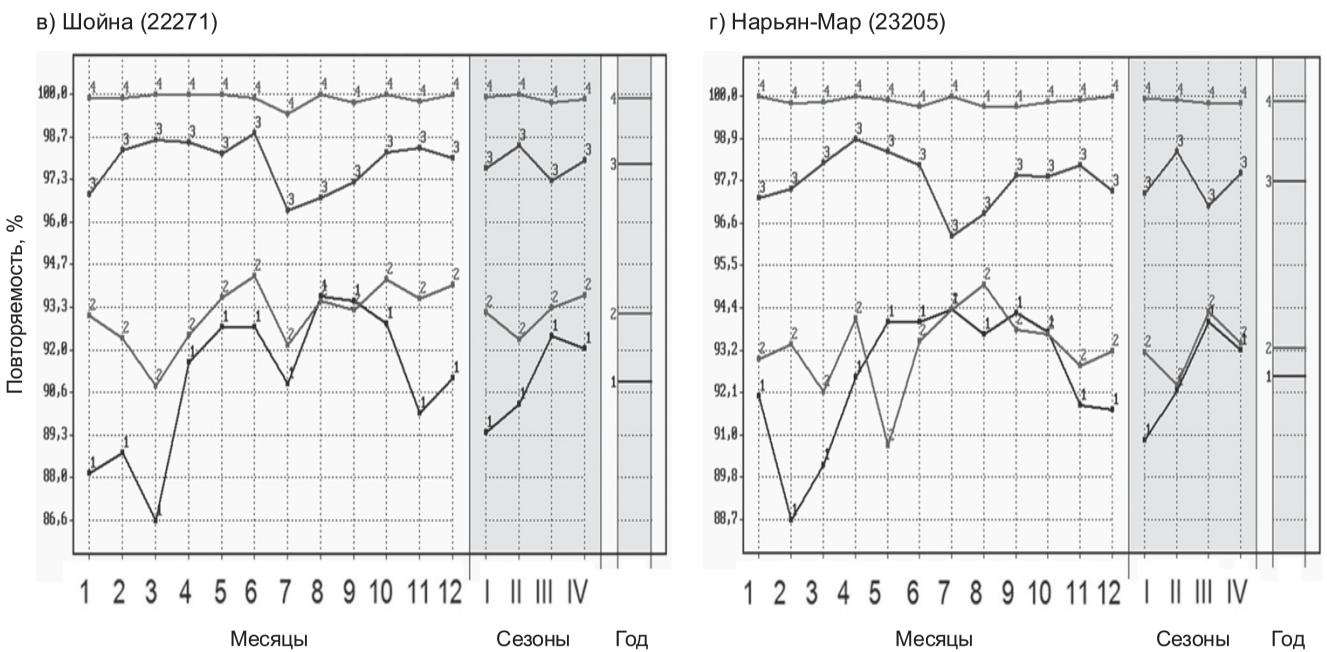


Рис. 4.2.2.1в, г. Многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,.., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

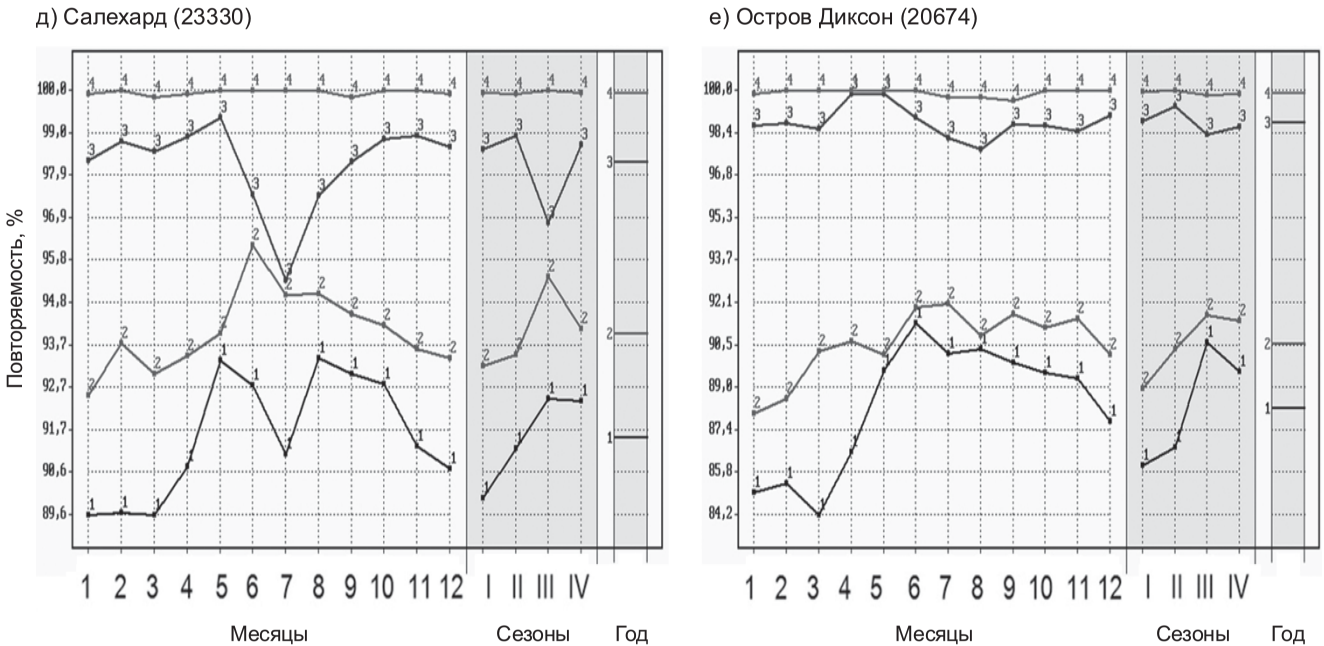
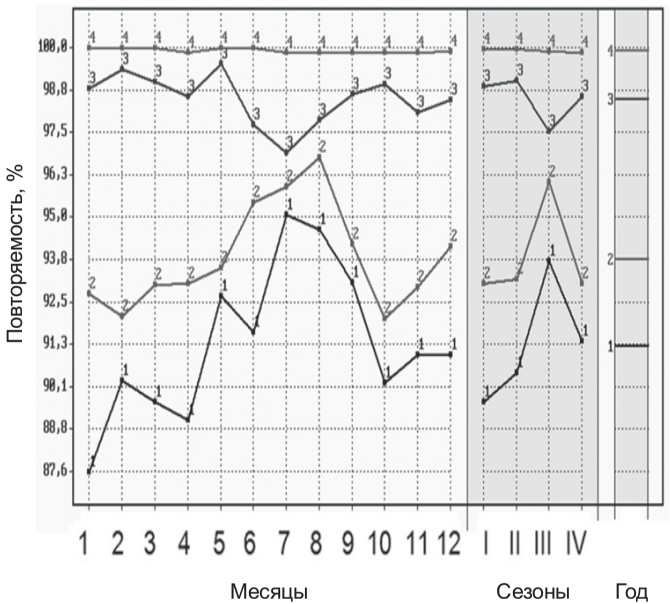


Рис. 4.2.2.1д, е. Многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,.., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

ж) Норильск (23078)



з) Оленек (24125)

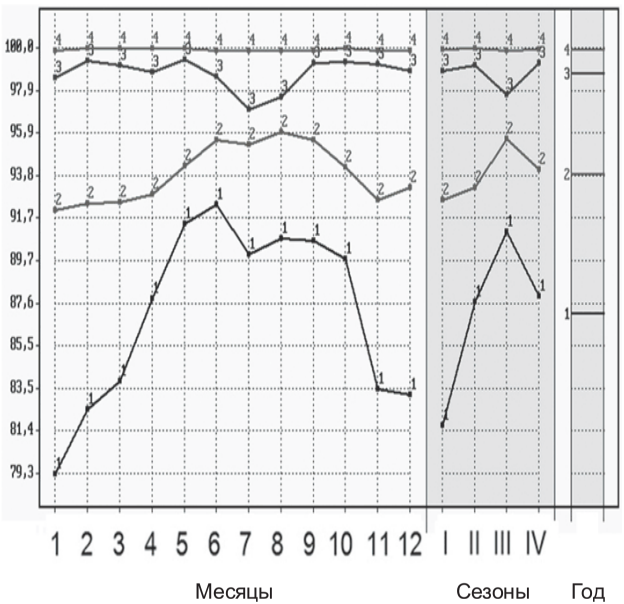


Рис. 4.2.2.1 ж, з. Многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,.., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

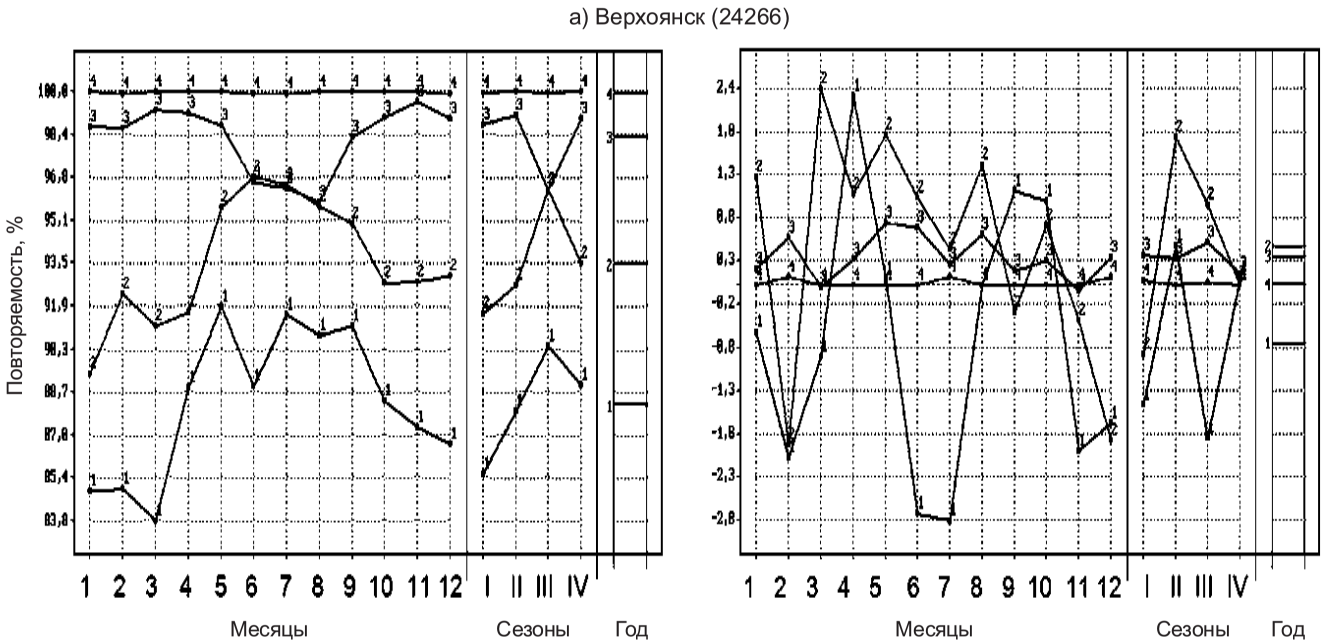


Рис. 4.2.2.2а. Многолетние средние значения (слева) для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,.., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих повторяемостях для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

б) Жиганск (24343)

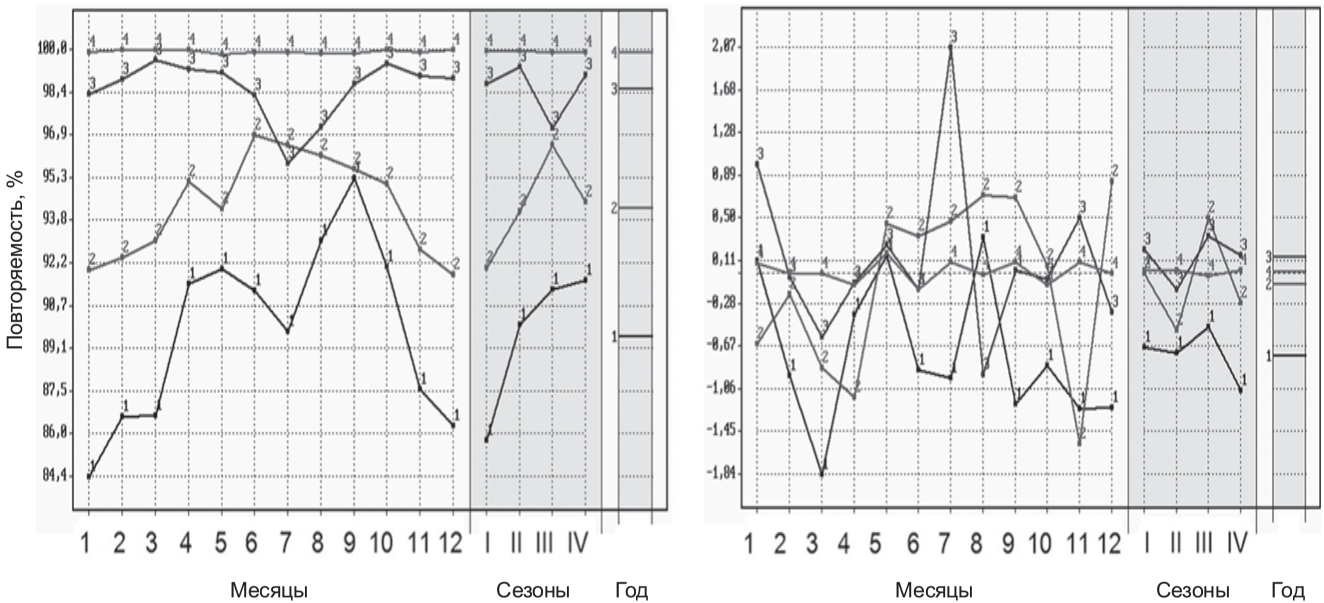


Рис. 4.2.2.2б. Многолетние средние значения (слева) для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,.., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих повторяемостях для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

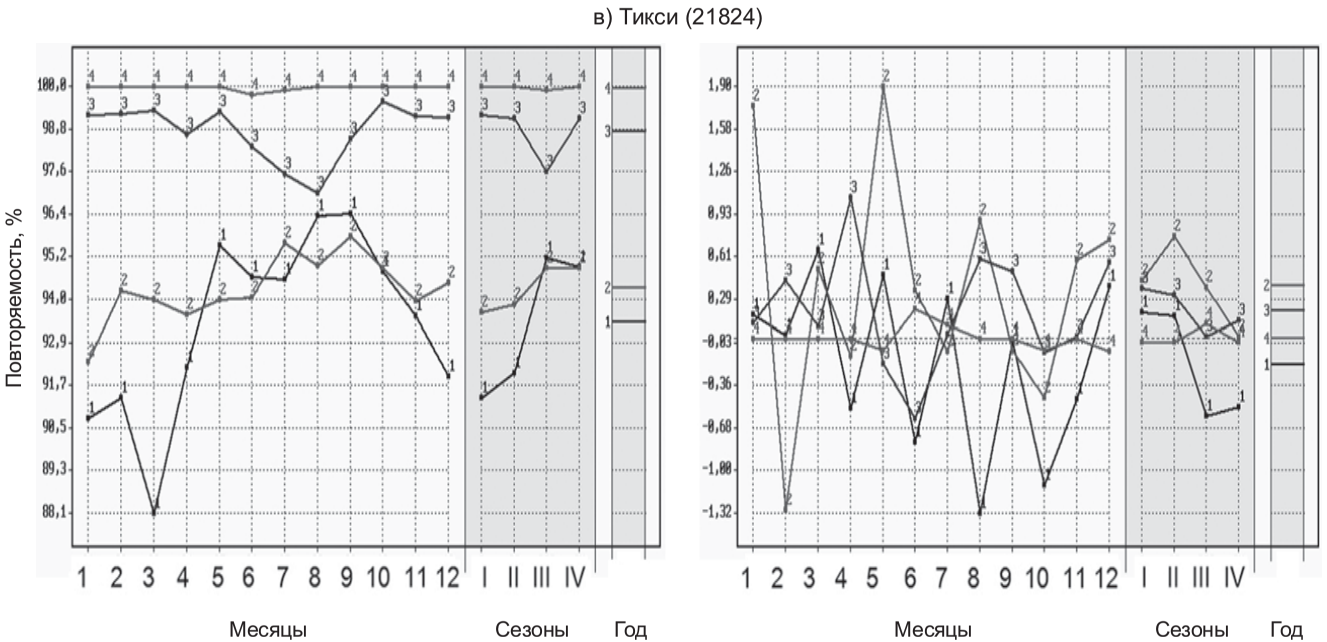


Рис. 4.2.2.2в. Многолетние средние значения (слева) для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,.., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих повторяемостях для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

Число облачных слоев

На рис. 4.2.2.3 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения для числа ОС с количеством облачности 0–100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год для арктических станций РФ. Рис. 4.2.2.3 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений числа ОС для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах Арктики РФ (АРФ).

На рис. 4.2.2.4 показаны многолетние средние значения для числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих значениях числа ОС для сроков 12 и 00 GMT.

Для сезонов рис. 4.2.2.3 и 4.2.2.4 демонстрируют, что максимальное число ОС в слое 0–10 км отмечено в основном летом, оно изменяется в диапазоне к 5,2–6,3 для всех станций, а минимальное – зимой, оно изменяется в диапазоне к 5,1–5,5. Соответственно, внутригодовая изменчивость для средних месячных значений числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT составляет 0,2–0,8 слоя. Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях числа ОС в слое 0–10 км для сроков 12 и 00 GMT не превышает 0,5 слоя (см. рис. 4.2.2.4). При этом сама разница изменяется от -0,3 до +0,2 слоя.

Анализ рис. 4.2.2.3 и 4.2.2.4 для сезонов показал, что число ОС в верхнем ярусе в основном максимально весной и минимально летом. Его максимальные среднесезонные значения для всех станций составляют 2,2–2,4 слоя, а минимальные – 2,0–2,2. Амплитуда годового хода его среднемесячных значений для всех станций АРФ изменяется в пределах 0,2–0,9 слоя. Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях числа ОС в верхнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 0,2 слоя (см. рис. 4.2.2.4). Разница изменяется в пределах от -1,12 до +0,12.

Число ОС в среднем ярусе максимально летом и минимально зимой. Его максимальные средние сезонные значения для всех станций составляют 2,1–2,8, а минимальные – 1,8–2,3. Амплитуда годового хода его среднемесячных значений для всех станций АРФ составляет 0,3–0,6 слоя (см. рис. 4.2.2.3 и 4.2.2.4). Для разницы в соответствующих средних месячных значениях числа ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости не превышает 0,2 слоя, изменяясь в пределах от -0,1 до +0,1 (см. рис. 4.2.2.4).

Согласно рис. 4.2.2.3 и 4.2.2.4, число ОС в нижнем ярусе максимально летом и минимально в остальные сезоны. Максимальные значения для числа ОС в нижнем ярусе составляют 1,9–2,0, а минимальные – 1,8–2,0. Для каждой станции амплитуда годового хода числа ОС составляет 0,1–0,2 слоя. Рис. 4.2.2.4 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях числа ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 0,3 слоя. Она изменяется от -0,2 до +0,1.

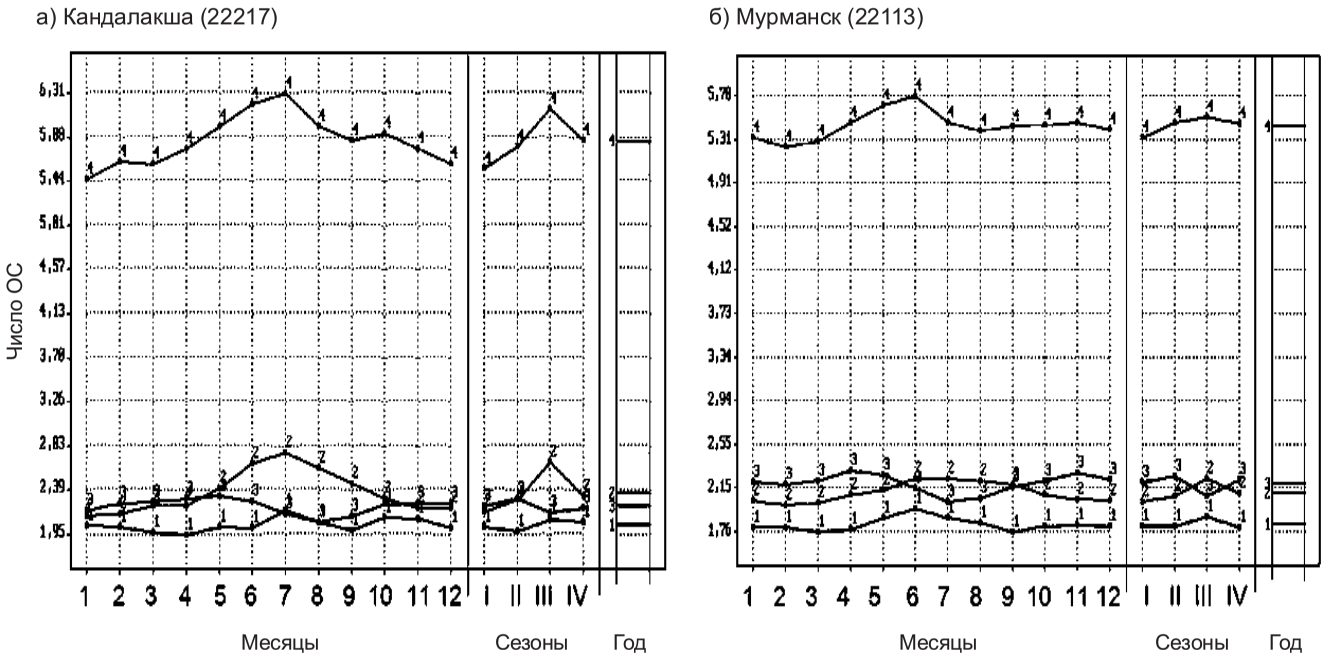


Рис. 4.2.2.3а, б. Многолетние средние значения для числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

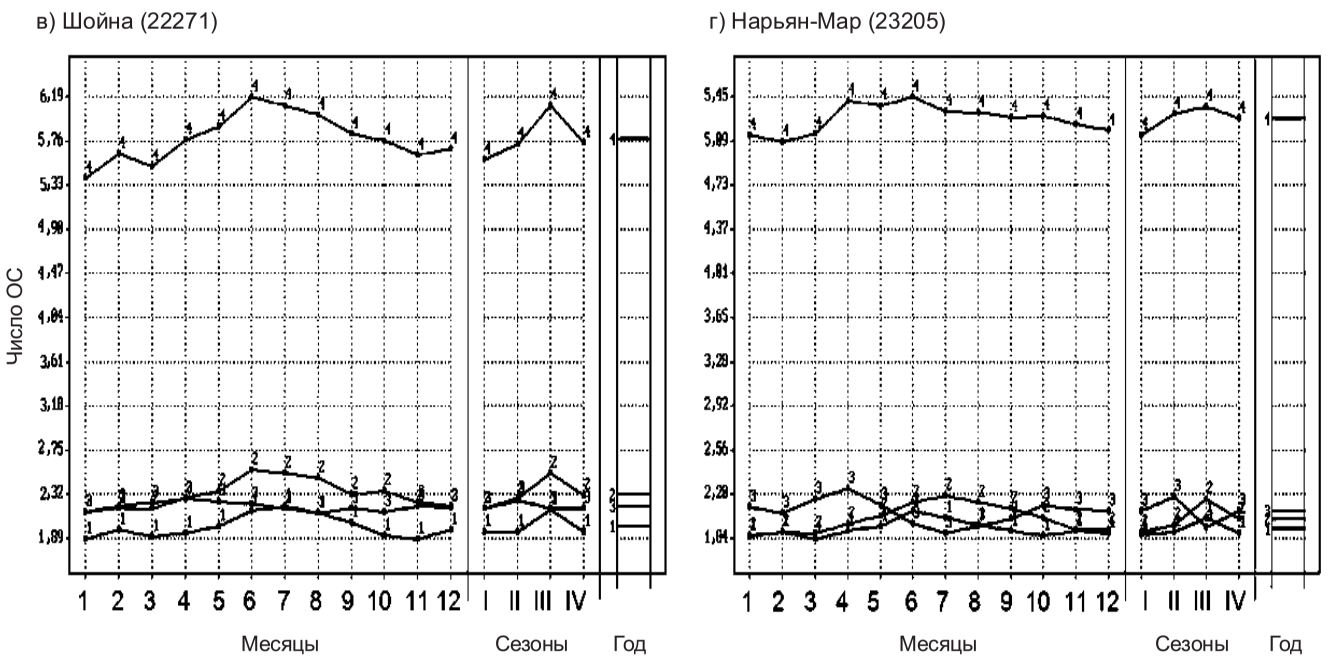


Рис. 4.2.2.3в, г. Многолетние средние значения для числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

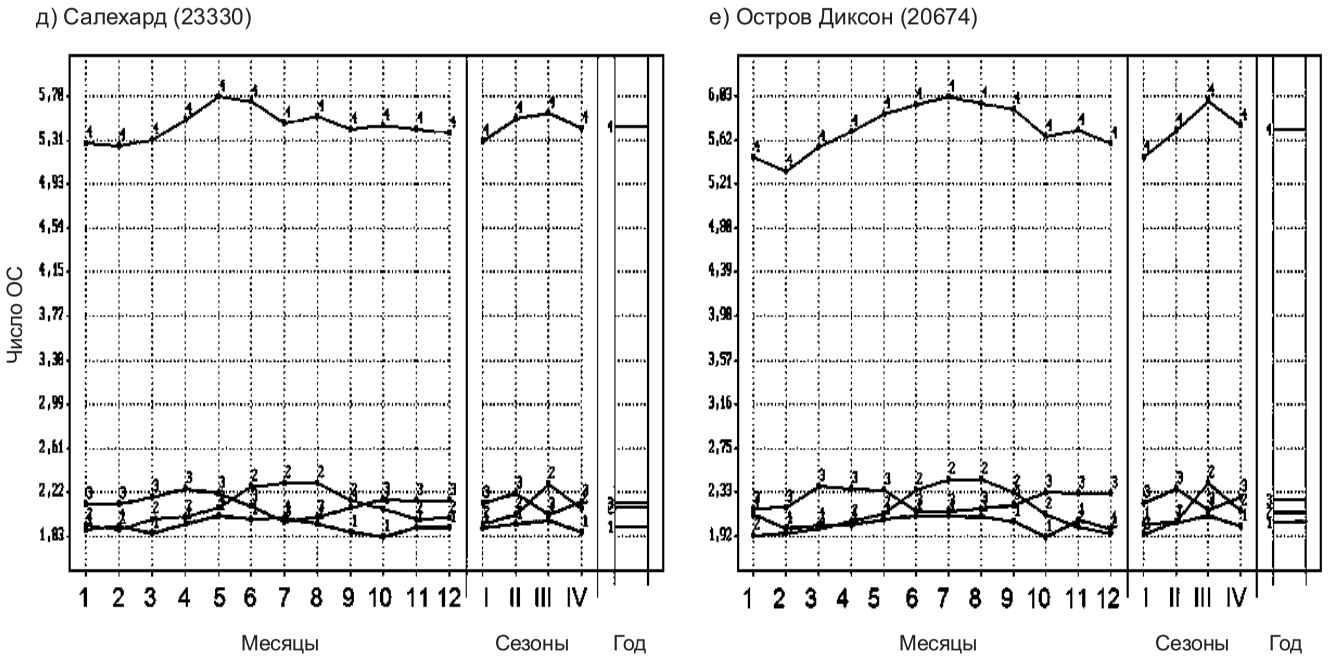


Рис. 4.2.2.3д, е. Многолетние средние значения для числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

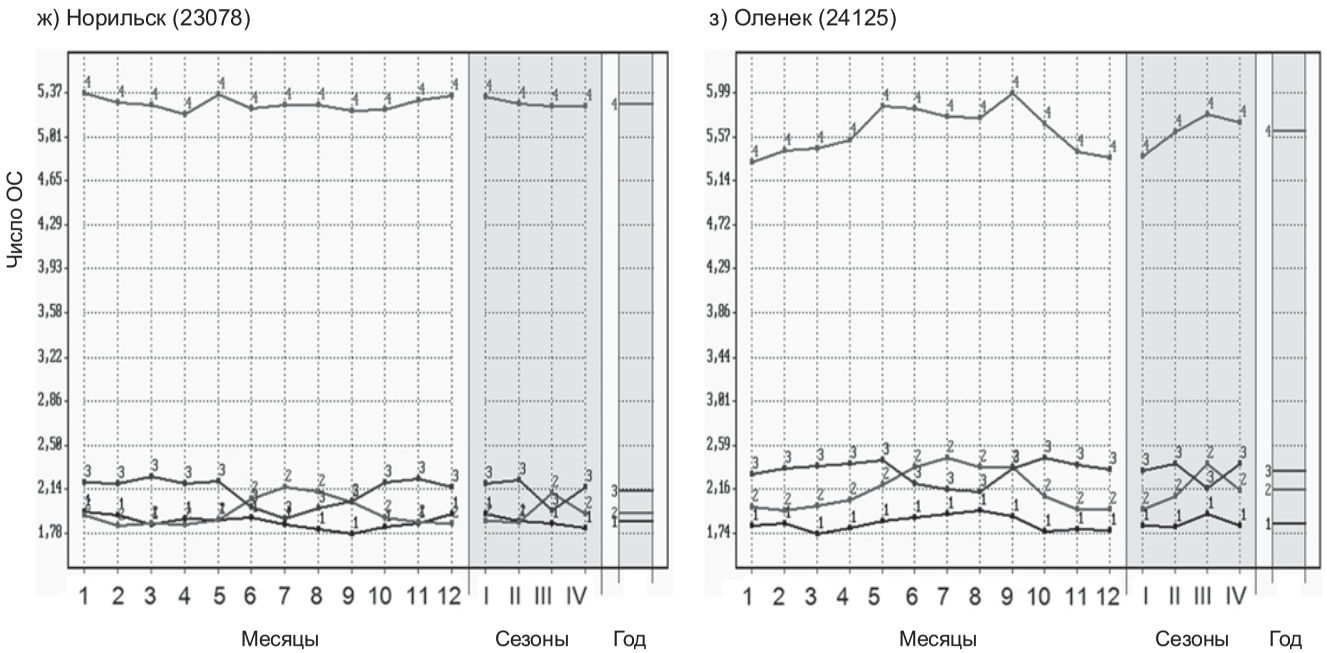


Рис. 4.2.2.3ж, з. Многолетние средние значения для числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

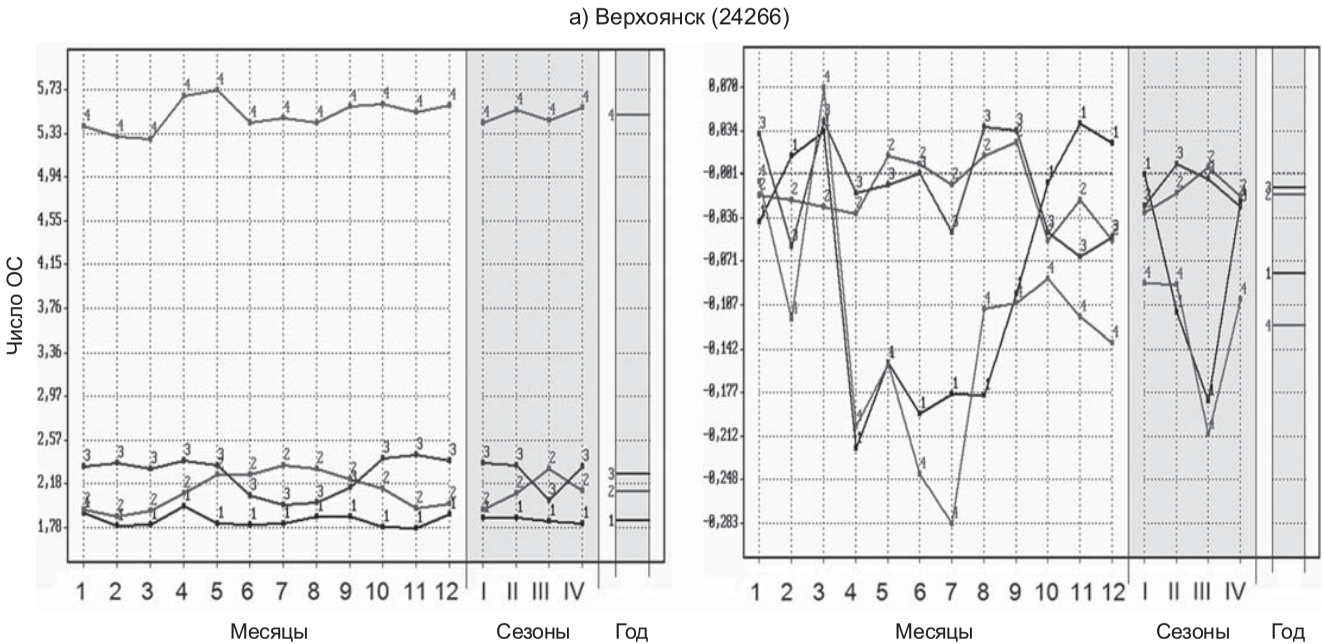


Рис. 4.2.2.4а. Многолетние средние значения (слева) для числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих числах ОС для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

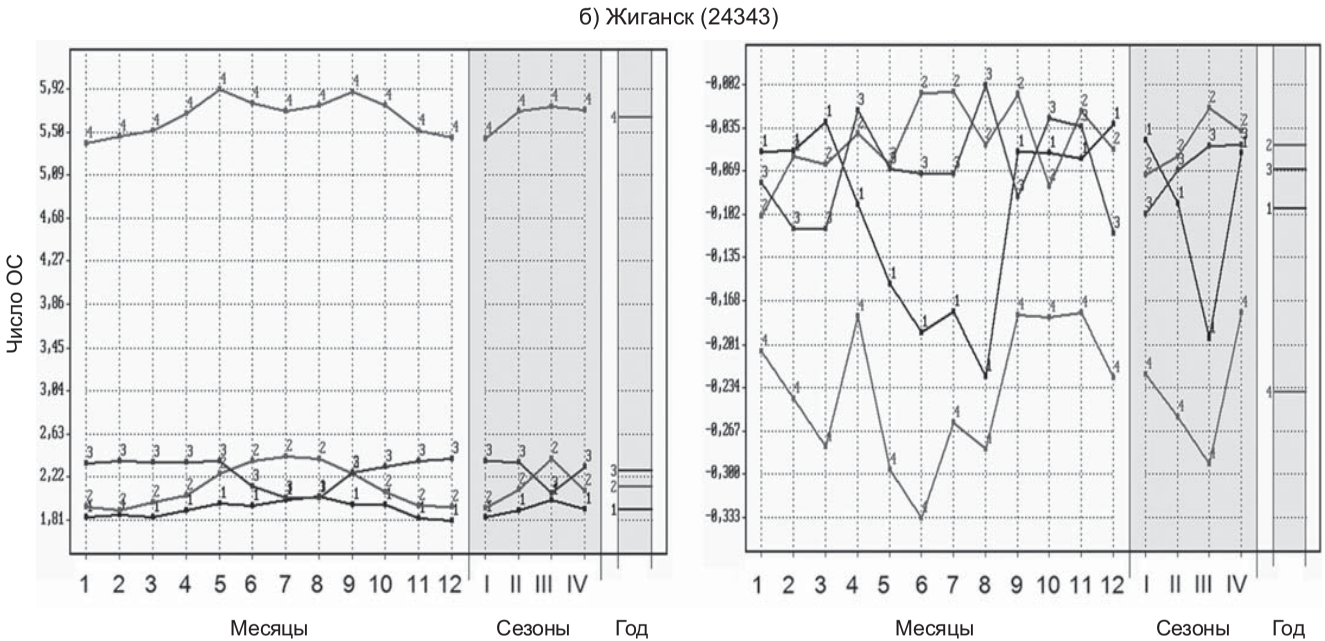


Рис. 4.2.2.4б. Многолетние средние значения (слева) для числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих числах ОС для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

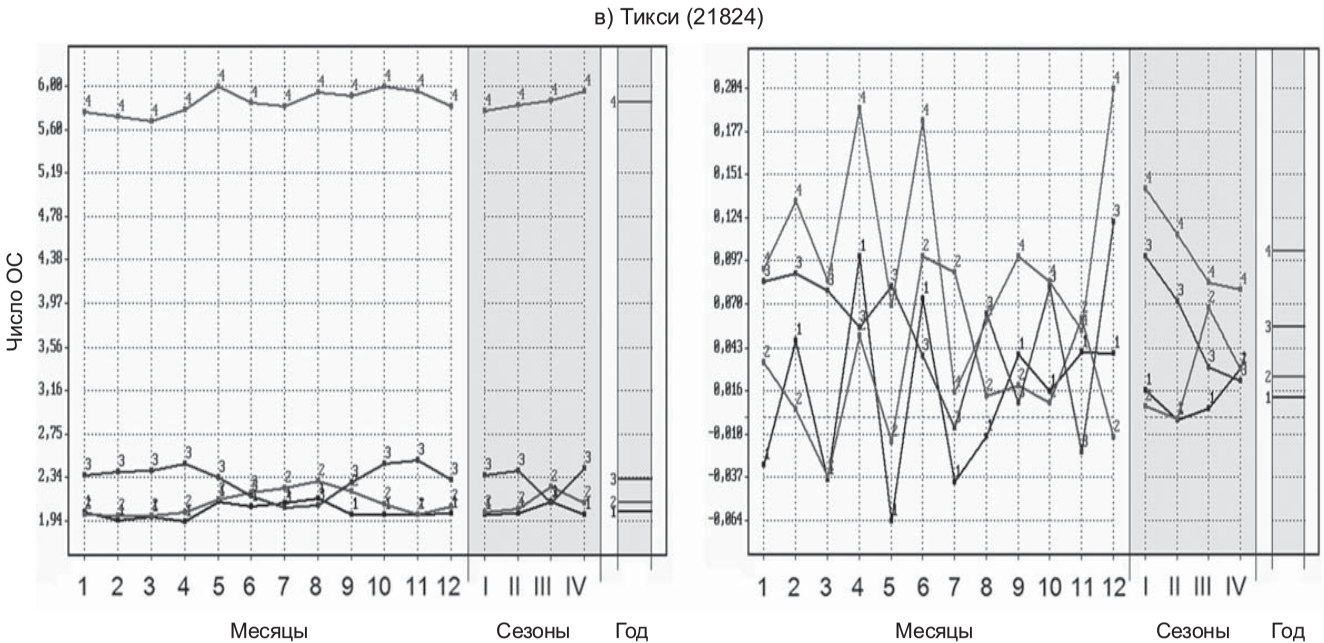


Рис. 4.2.2.4 в. Многолетние средние значения (слева) для числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих числах ОС для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

Суммарная толщина облачных слоев

На рис. 4.2.2.5 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год для арктических станций РФ. Рис. 4.2.2.5 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений суммарной толщины ОС для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах АРФ.

На рис. 4.2.2.6 показаны многолетние средние значения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих суммарных толщинах для сроков 12 и 00 GMT.

Рис. 4.2.2.5 и 4.2.2.6 демонстрируют, что для сезонов суммарная толщина ОС в слое 0–10 км максимальна в теплые сезоны, в основном весной, и минимальна зимой. Ее максимальные среднесезонные значения составляют 2600–2800 м, а минимальные – 2400–2500 м для всех станций для всех сезонов. Внутригодовая изменчивость для среднемесячных значений суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT составляют 200–360 м.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих среднемесячных значениях для суммарной толщины ОС в слое 0–10 км для сроков 12 и 00 GMT не превышает 143 м. Разница принимает значения от -56 до +124 м в зависимости от месяца и станции (рис. 4.2.2.6).

Анализ рис. 4.2.2.5 и 4.2.2.6 для сезонов показал, что толщина ОС в верхнем ярусе максимальна в переходные сезоны, в основном весной, и минимальна летом или осенью. Ее максимальные среднесезонные значения для всех станций составляют 1250–1400 м, а минимальные – 1100–1200 м. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений для всех станций составляет 130–250 м. Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных толщинах ОС в верхнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 100 м. Разница принимает значения от -38 до +84 м в зависимости от месяца и станции (см. рис. 4.2.2.6).

Толщина ОС в среднем ярусе максимальна летом или весной и минимальна зимой или в переходные сезоны. Ее максимальные средние сезонные значения для всех станций составляют 920–1100 м, а минимальные – 920–1000 м. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений для всех станций АРФ составляет 60–240 м (см. рис. 4.2.2.5 и 4.2.2.6).

Для разницы в соответствующих средних месячных значениях суммарной толщины ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости составляет 90 м. Сама разница изменяется в пределах от -53 до +80 м в зависимости от месяца и станции (см. рис. 4.2.2.6).

Согласно рис. 4.2.2.5 и 4.2.2.6, толщина ОС в нижнем ярусе максимальна летом или осенью, а минимальна зимой или осенью. Максимальные среднесезонные значения толщины ОС в нижнем ярусе составляют

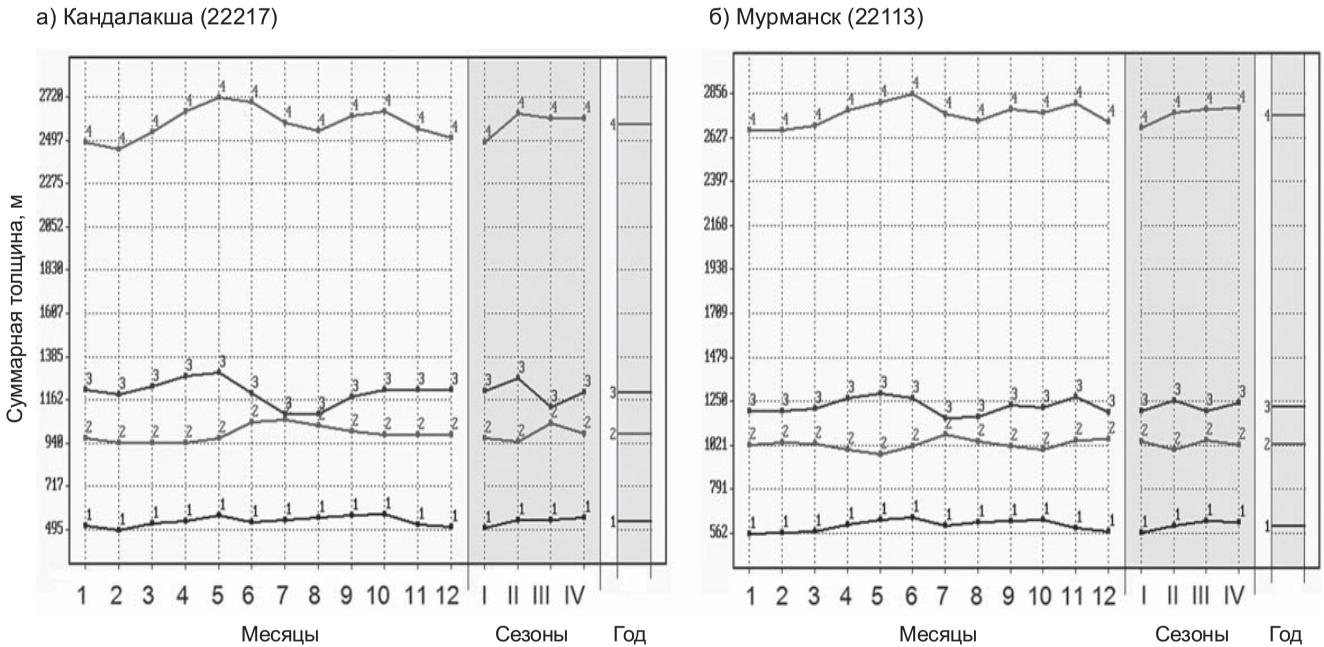


Рис. 4.2.2.5а, б. Многолетние средние значения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

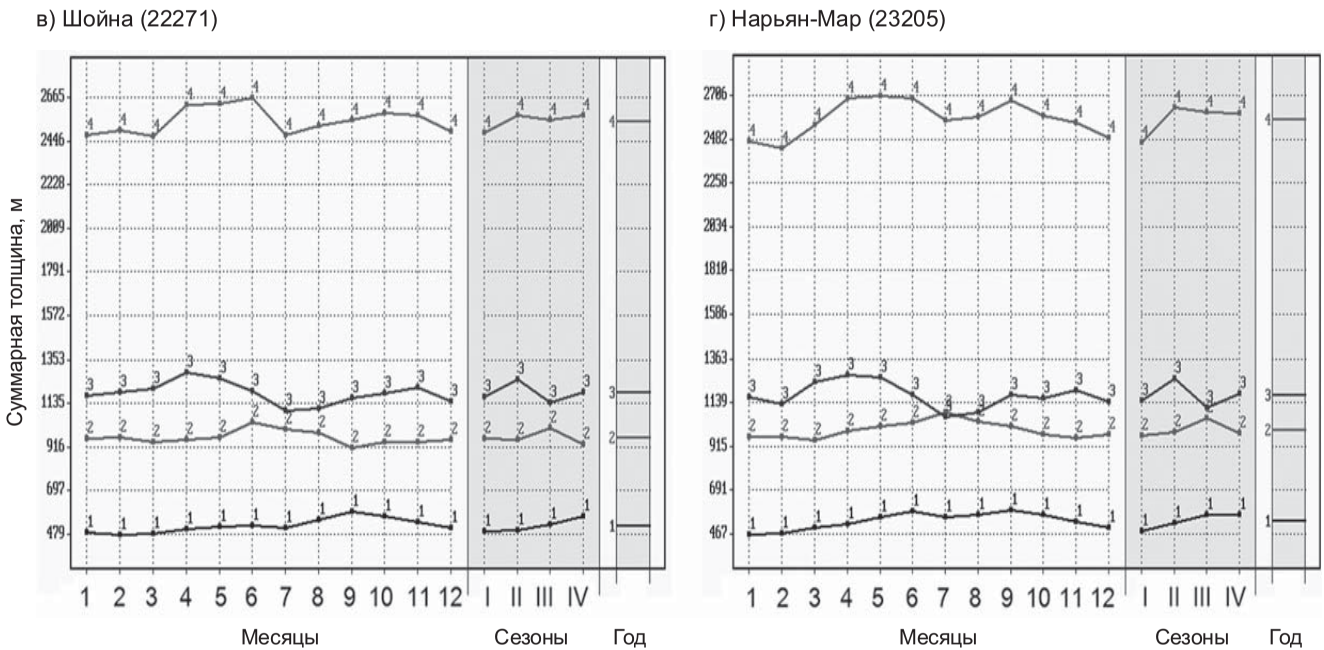
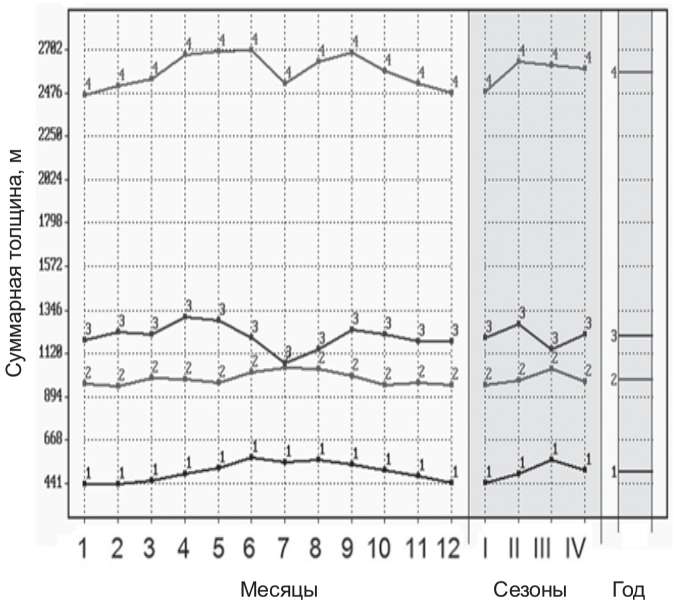


Рис. 4.2.2.5в, г. Многолетние средние значения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

д) Салехард (23330)



е) Остров Диксон (20674)

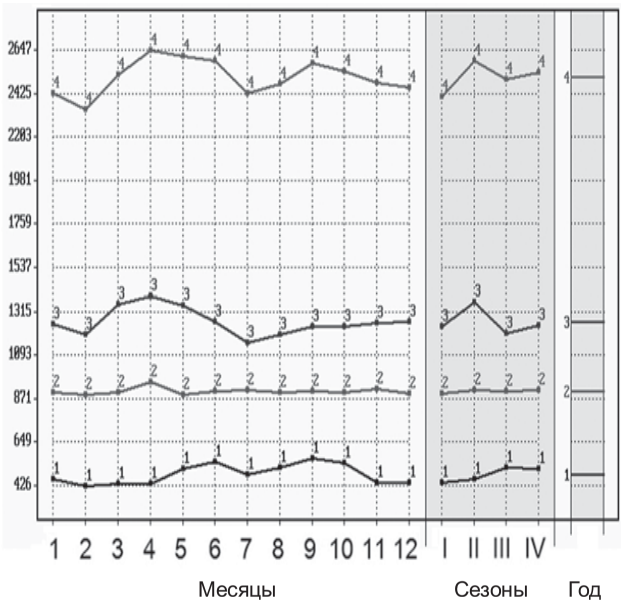


Рис. 4.2.2.5д, е. Многолетние средние значения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

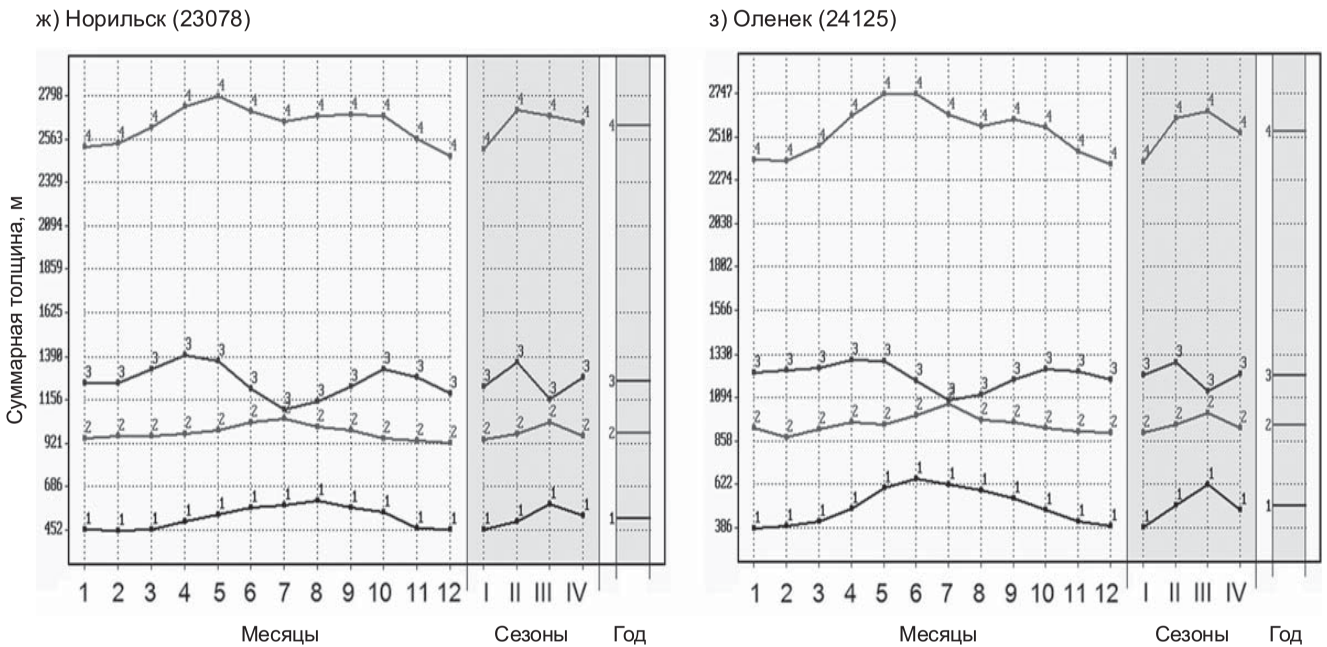


Рис. 4.2.2.5ж, з. Многолетние средние значения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

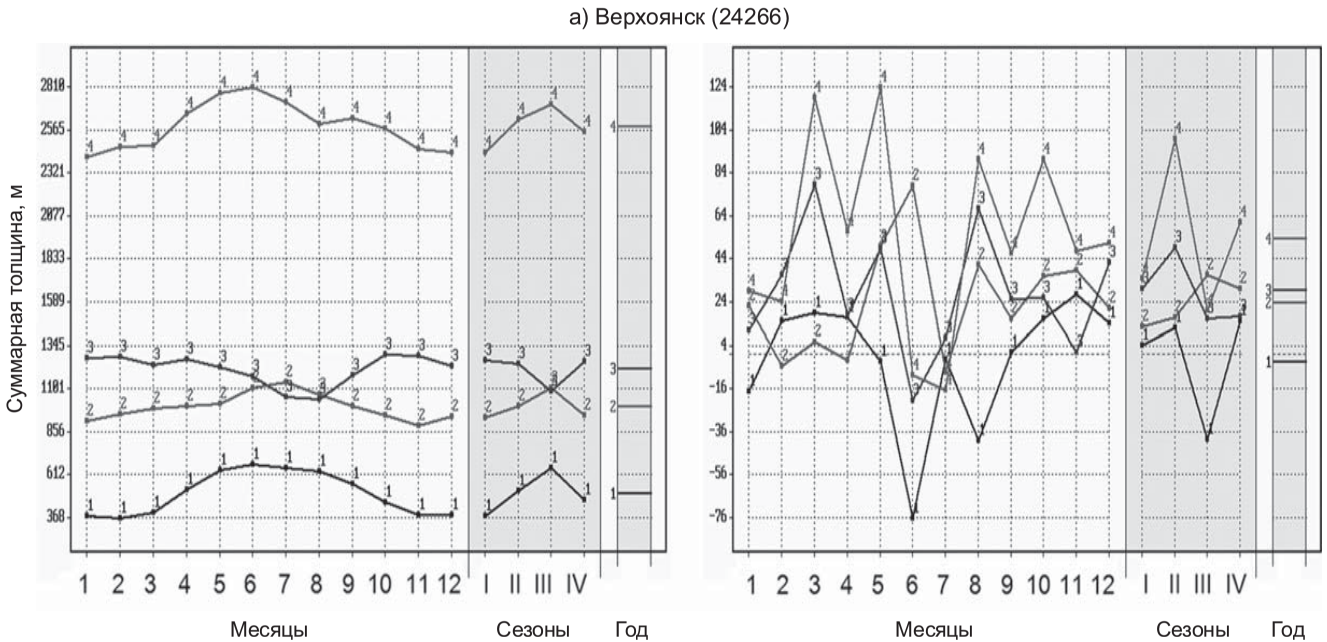


Рис. 4.2.2.6а. Многолетние средние значения (слева) для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих суммарных толщинах для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

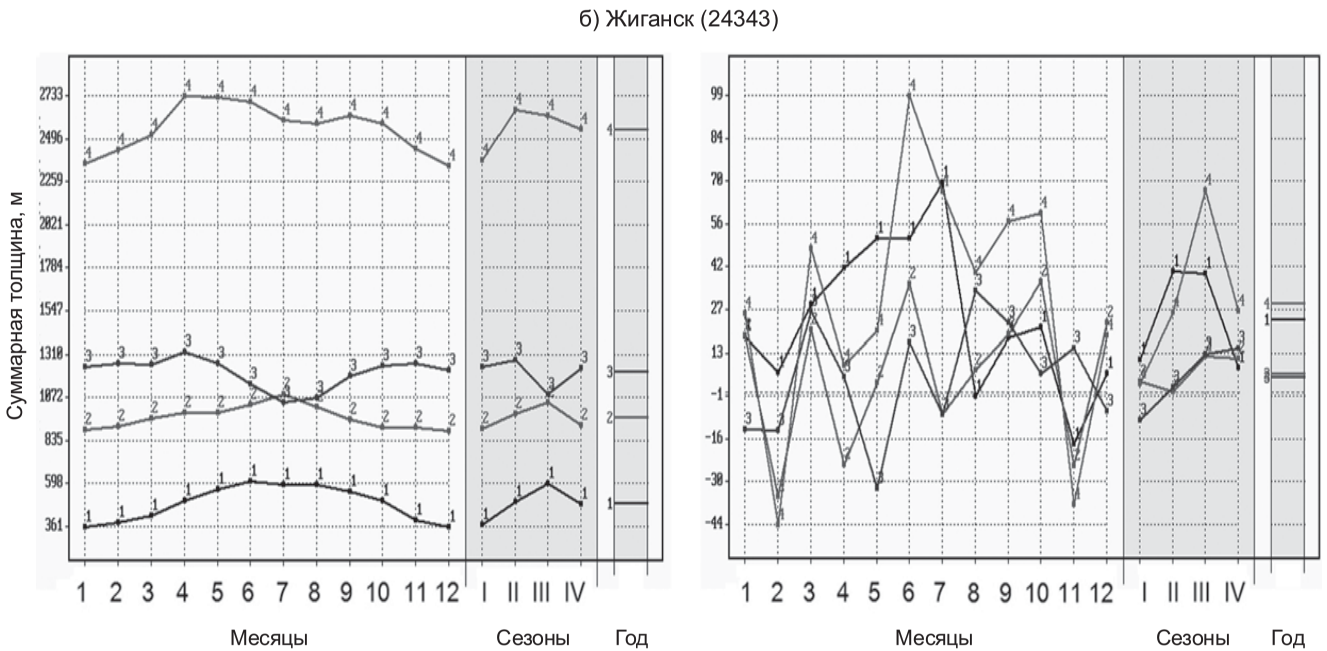


Рис. 4.2.2.6б. Многолетние средние значения (слева) для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0 – 100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих суммарных толщинах для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0 – 2 км; 2 – 2 – 6 км; 3 – 6 – 10 км; 4 – 0 – 10 км над уровнем земли.

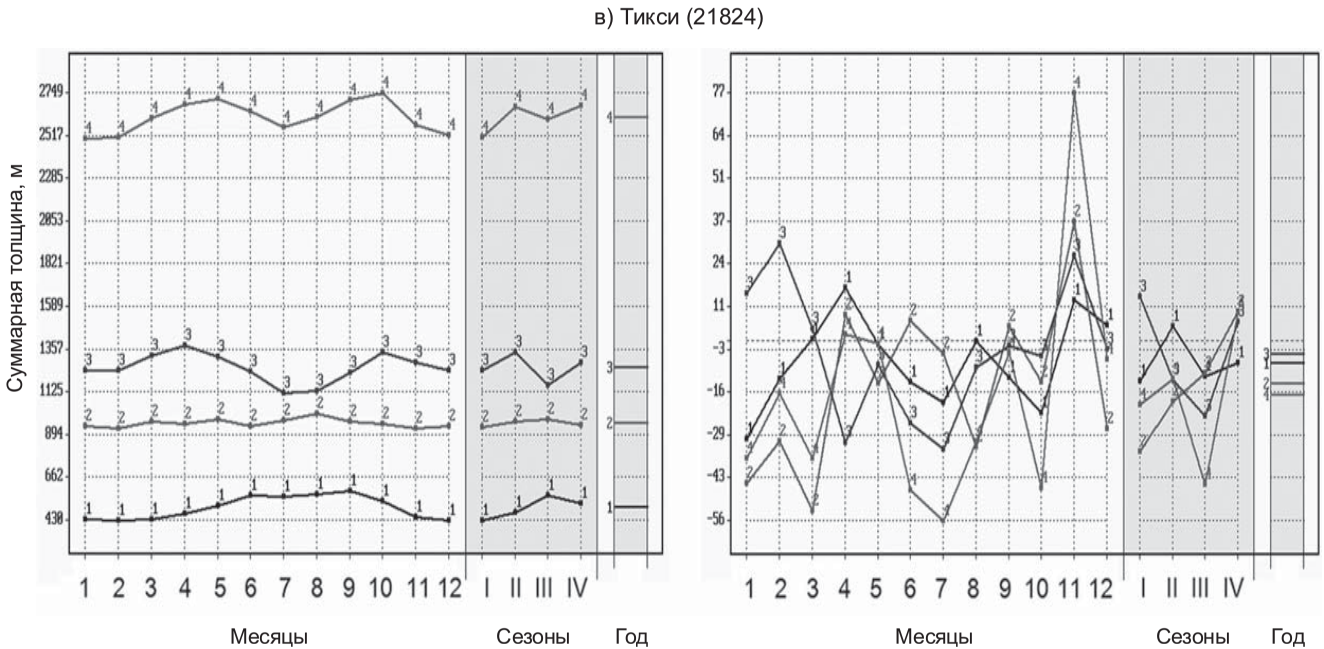


Рис. 4.2.2.6 в. Многолетние средние значения (слева) для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих суммарных толщинах для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

520 – 630 м, а минимальные – 360 – 560 м. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений для всех станций АРФ изменяется от 70 до 300 м.

Рис. 4.2.2.6 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных толщинах ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT составляет 50 – 100 м. Разница изменяется в пределах от -76 до +70 м в зависимости от месяца и станции.

Высота нижней границы облачных слоев

На рис. 4.2.2.7 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения для высоты нижней границы $H_{H\Gamma}$ ОС с количеством облачности 0 – 100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год для арктических станций РФ. Рис. 4.2.2.7 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных / среднесезонных значений $H_{H\Gamma}$ для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах Арктики РФ.

На рис. 4.2.2.8 показаны многолетние средние значения для $H_{H\Gamma}$ ОС с количеством облачности 0 – 100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих $H_{H\Gamma}$ для сроков 12 и 00 GMT.

Рис. 4.2.2.7 и 4.2.2.8 демонстрируют, что $H_{H\Gamma}$ ОС в слое 0 – 10 км для всех станций максимальна зимой и минимальна летом и составляет 750 – 1150 и 750 – 800 м соответственно. Внутригодовая изменчивость для средних месячных значений $H_{H\Gamma}$ ОС с количеством облачности 0 – 100 % для срока 00 GMT составляет около 150 – 350 м.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях $H_{H\Gamma}$ ОС в слое 0 – 10 км для сроков 12 и 00 GMT не превышает 190 м. В зависимости от станции и месяца интервал изменения разницы среднемесячных значений для сроков 12 и 00 GMT составляет -34 ... +208 м (см. рис. 4.2.2.8).

Анализ рис. 4.2.2.7 и 4.2.2.8 для сезонов показал, что $H_{H\Gamma}$ ОС в верхнем ярусе максимальна летом и минимальна зимой или весной. Ее максимальные среднесезонные значения для всех станций составляют 7100 – 7250 м, а минимальные – 6800 – 6900 м. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений для всех изучаемых станций АРФ составляет около 200 – 350 м.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных $H_{H\Gamma}$ ОС в верхнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 140 м. Значения разницы $H_{H\Gamma}$ для сроков 12 и 00 GMT изменяются от -77 до +66 м в зависимости от станции и месяца (см. рис. 4.2.2.8).

В среднем ярусе $H_{H\Gamma}$ ОС максимальна зимой или осенью и минимальна летом. Ее максимальные средние сезонные значения для всех станций составляют 2800 – 3000 м, а минимальные – 2480 – 2700 м. Амплитуда годового хода среднемесячных значений $H_{H\Gamma}$ ОС в среднем ярусе для всех изучаемых станций АРФ составляет около 200 – 400 м (см. рис. 4.2.2.7 и 4.2.2.8).

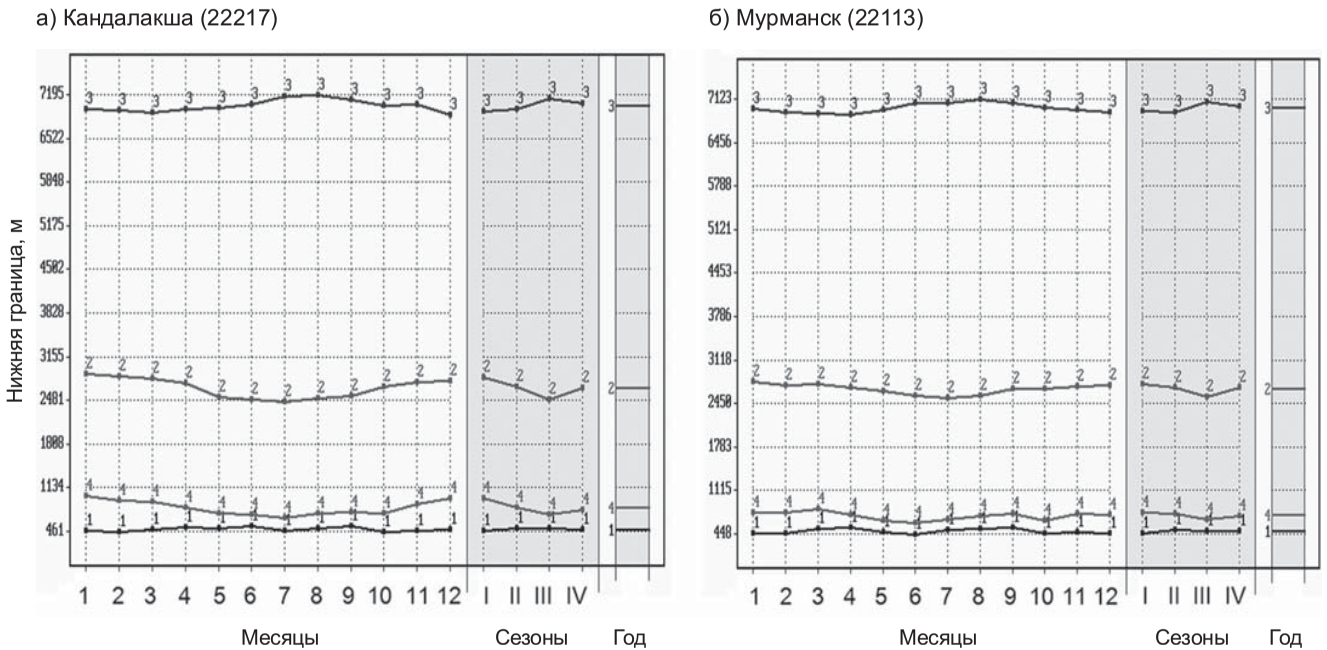


Рис. 4.2.2.7 а, б. Многолетние средние значения для высоты нижней границы, $H_{НГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

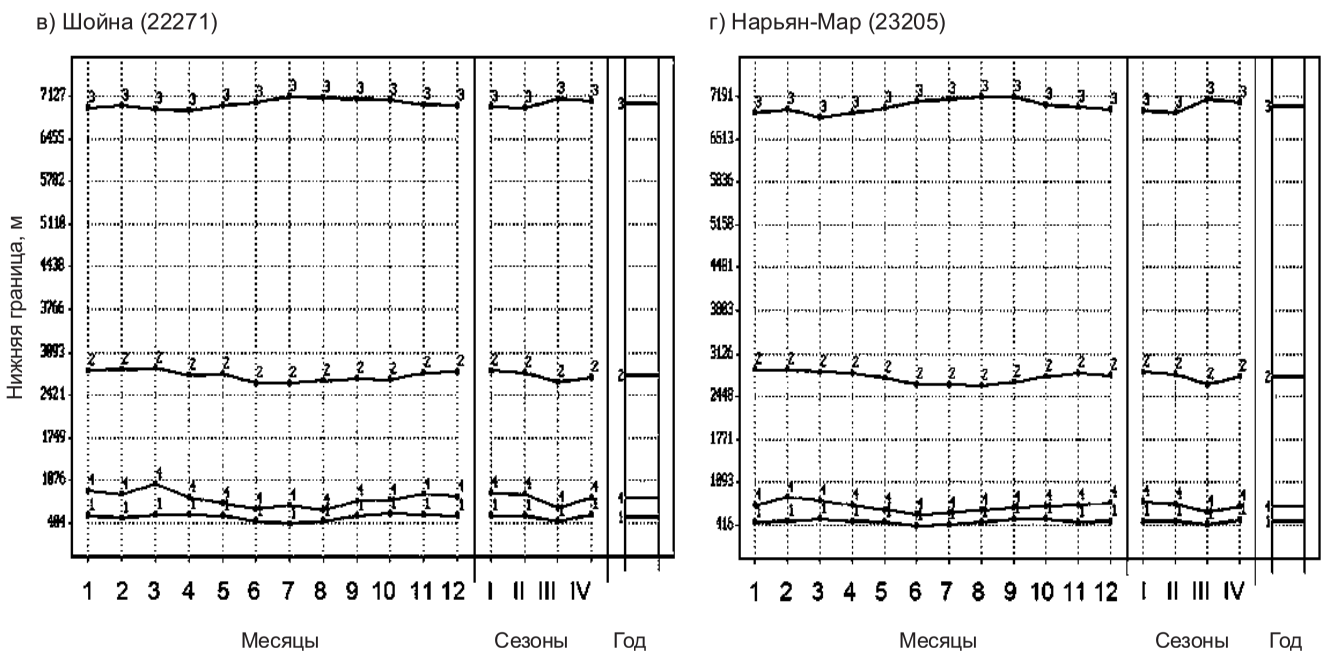


Рис. 4.2.2.7 в, г. Многолетние средние значения для высоты нижней границы, $H_{НГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

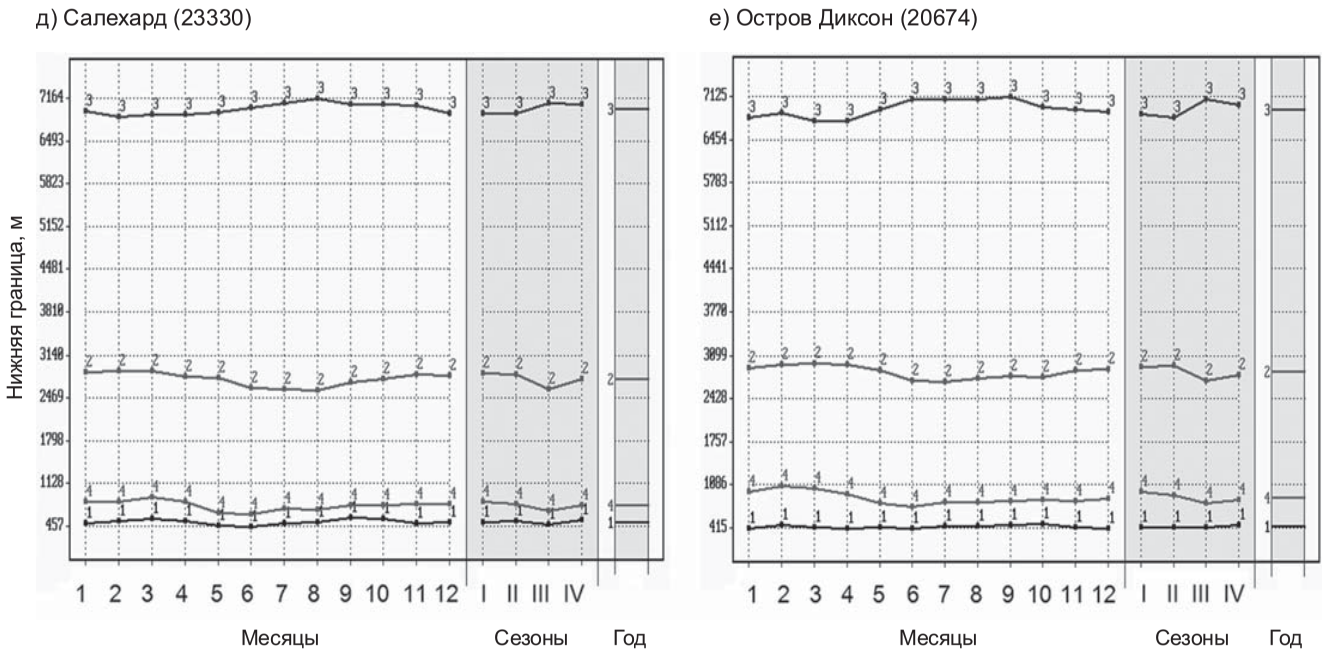


Рис. 4.2.2.7 д, е. Многолетние средние значения для высоты нижней границы, $H_{НГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

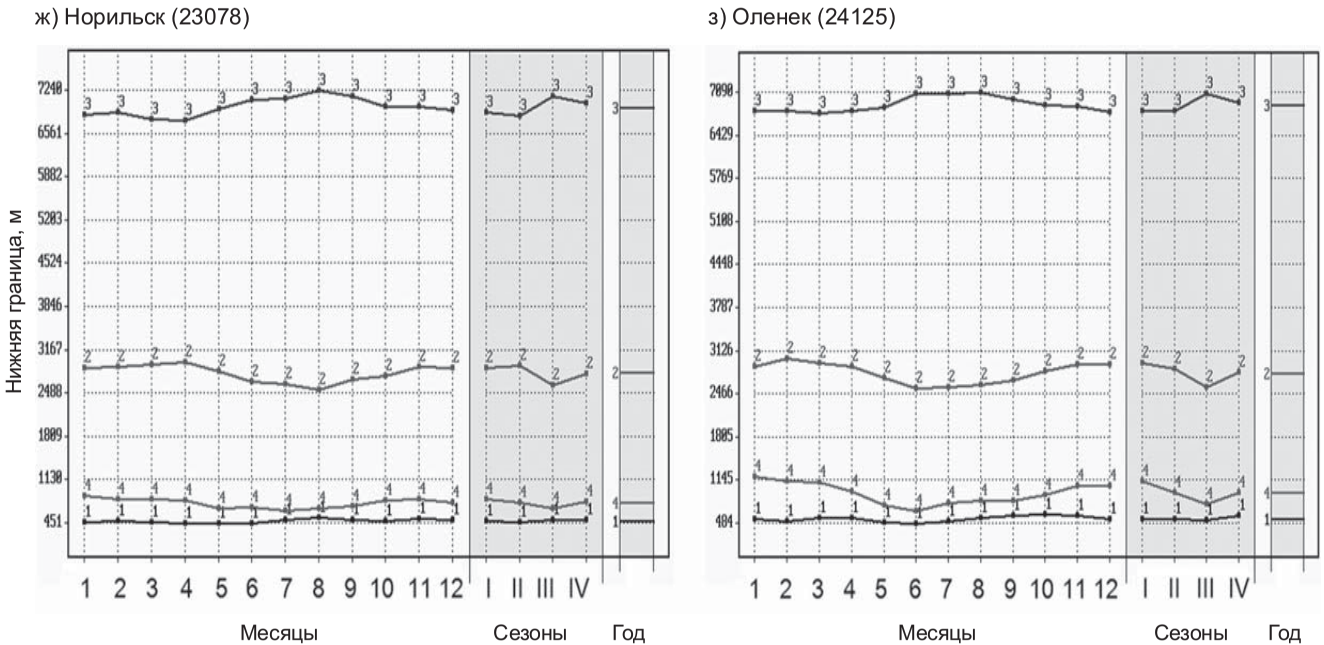


Рис. 4.2.2.7ж, з. Многолетние средние значения для высоты нижней границы, $H_{НГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

а) Верхоянск (24266)

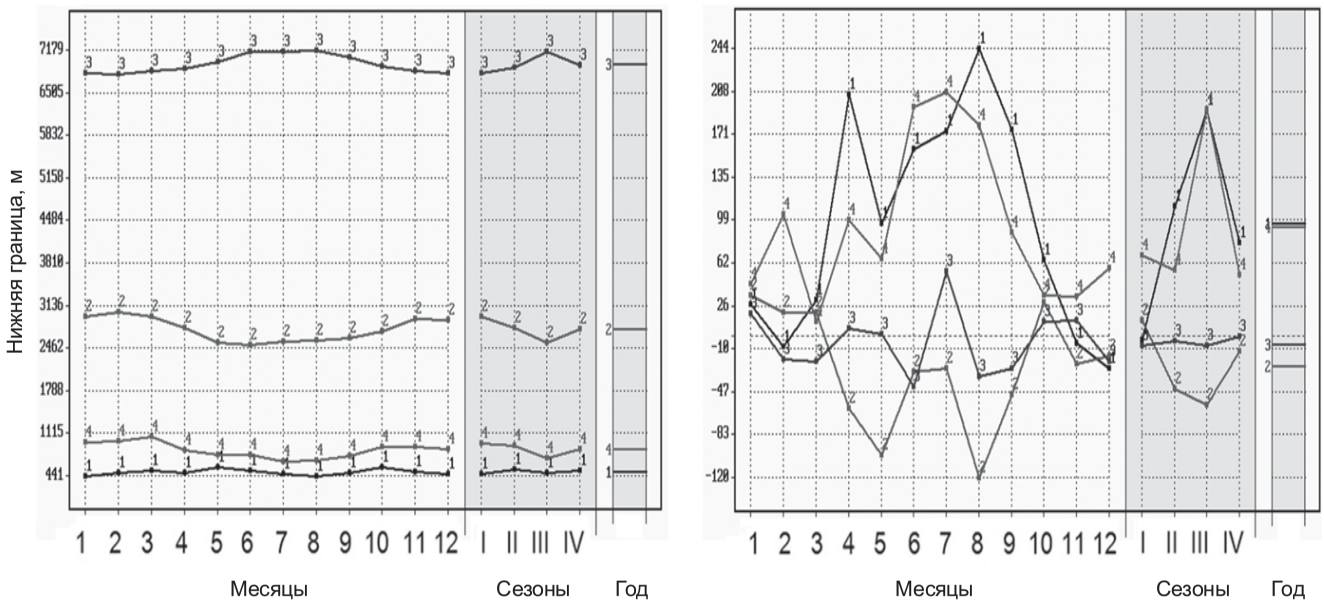


Рис. 4.2.2.8 а. Многолетние средние значения (слева) для высоты нижней границы, $H_{Hг}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих высотах нижней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

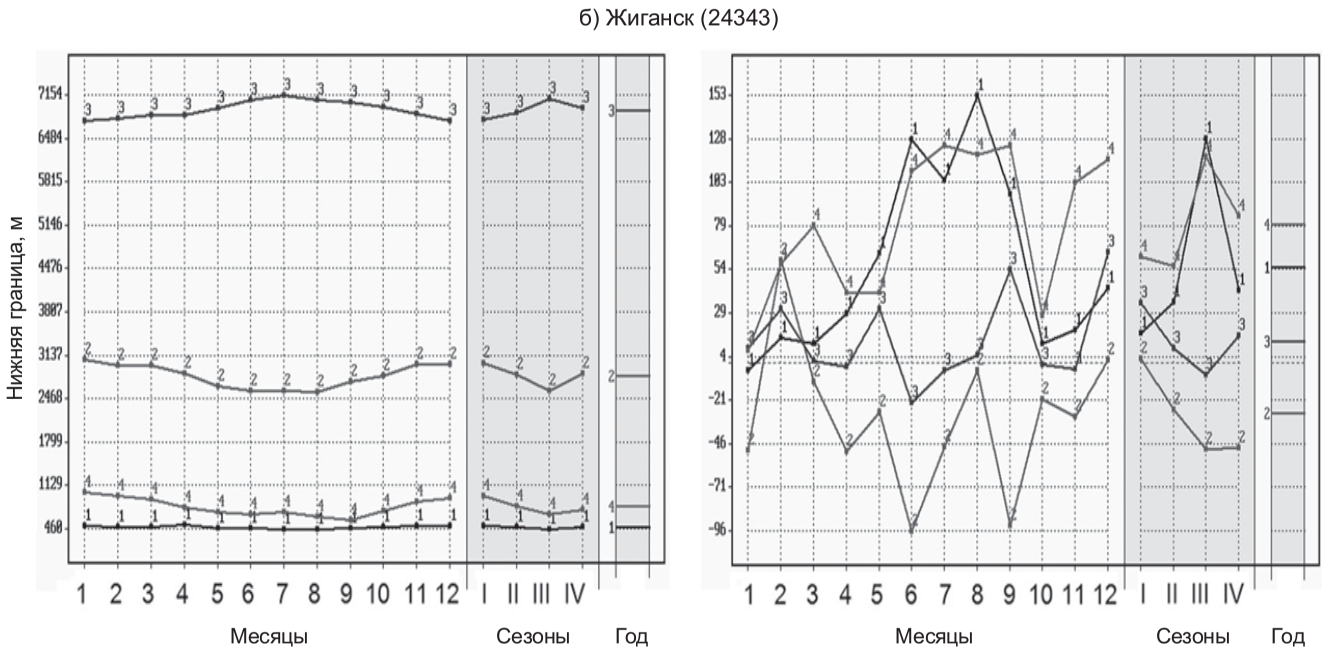


Рис. 4.2.2.8 б. Многолетние средние значения (слева) для высоты нижней границы, $H_{НГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих высотах нижней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

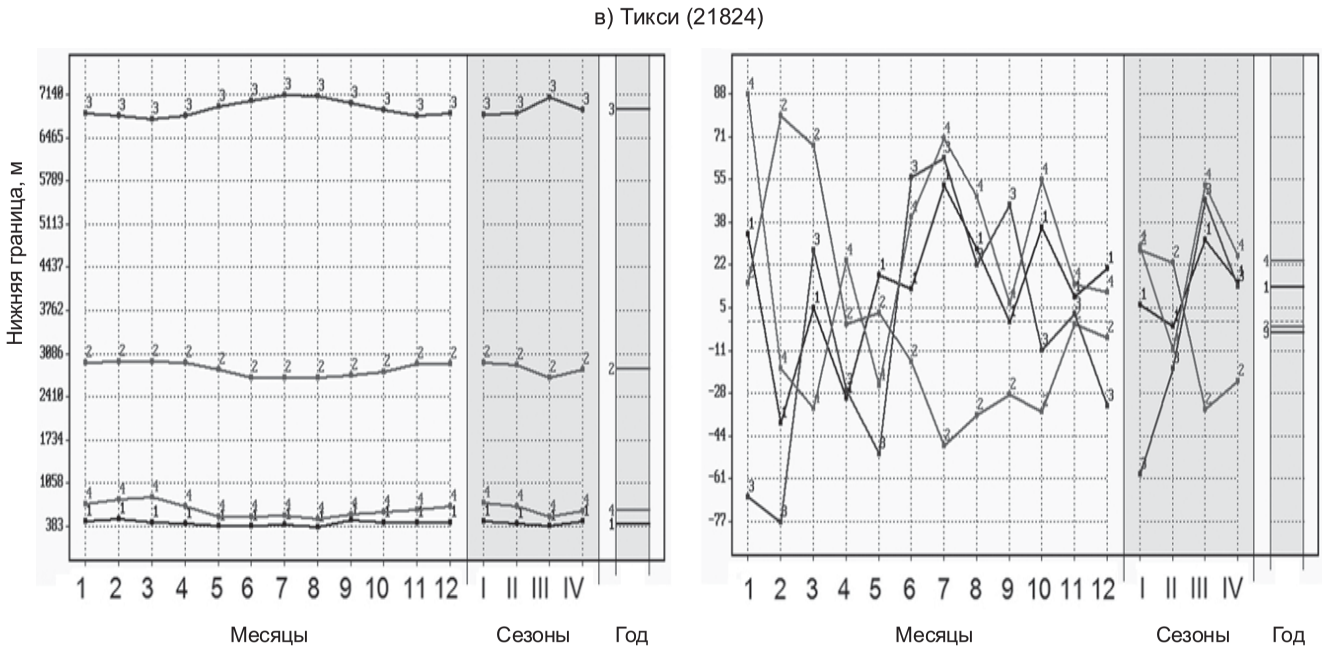


Рис. 4.2.2.8в. Многолетние средние значения (слева) для высоты нижней границы, $H_{НГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих высотах нижней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

Для разницы в соответствующих средних месячных значениях $H_{HГ}$ ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости составляет 166 м. Разница в значениях для 12 и 00 GMT изменяется в пределах от -128 до +96 м в зависимости от станции и месяца (см. рис. 4.2.2.8).

Согласно рис. 4.2.2.7 и 4.2.2.8 $H_{HГ}$, ОС в нижнем ярусе максимальна (в зависимости от станции) зимой, весной или летом и минимальна зимой, летом или осенью. Максимальные среднесезонные значения $H_{HГ}$ ОС в нижнем ярусе составляют 450 – 600 м, а минимальные – 380 – 460 м. Амплитуда годового хода среднемесячных $H_{HГ}$ ОС в нижнем ярусе для изучаемых станций не превышает 100 м.

Рис. 4.2.2.8 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных $H_{HГ}$ ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 254 м. Разница изменяется от -10 до +244 м.

Высота верхней границы облачных слоев

На рис. 4.2.2.9 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения для $H_{BГ}$ ОС с количеством облачности 0 – 100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год для арктических станций РФ. Рис. 4.2.2.9 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных / среднесезонных значений $H_{BГ}$ ОС для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах АРФ.

На рис. 4.2.2.10 показаны многолетние средние значения для $H_{BГ}$ ОС с количеством облачности 0 – 100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих $H_{BГ}$ для сроков 12 и 00 GMT.

Рис. 4.2.2.9 и 4.2.2.10 демонстрируют, что среднесезонные и среднемесячные значения $H_{BГ}$ ОС в слоях 6 – 10 и 0 – 10 км изменяются в пределах 9200 – 9600 м для всех изучаемых станций. Внутригодовая изменчивость для средних месячных значений $H_{BГ}$ ОС с количеством облачности 0 – 100 % для срока 00 GMT не превышает 400 м. Среднесезонные значения $H_{BГ}$ ОС в слоях 6 – 10 и 0 – 10 км максимальны летом и минимальны зимой.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях $H_{BГ}$ ОС в слое 6 – 10 и 0 – 10 км для сроков 12 и 00 GMT для станций, показанных на рис. 4.2.2.10, не превышает 112 м (см. рис. 4.2.2.10). Различие в соответствующих средних месячных значениях $H_{BГ}$ ОС в верхнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT (см. рис. 4.2.2.10) составляет от -80 до +100 м, а в слое 0 – 10 км – от -58 до +112 м.

В среднем ярусе $H_{BГ}$ ОС для срока 00 GMT относительно стабильна (см. рис. 4.2.2.9 и 4.2.2.10). Ее средние сезонные значения для всех станций составляют 4900 – 5100 м.

Для разницы в соответствующих средних месячных значениях $H_{BГ}$ ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости для станций, показанных на рис. 4.2.2.10, не превышает 250 м. Различие в соответствующих средних месячных значениях $H_{BГ}$ ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT (см. рис. 4.2.2.10) составляет от -146 до +100 м.

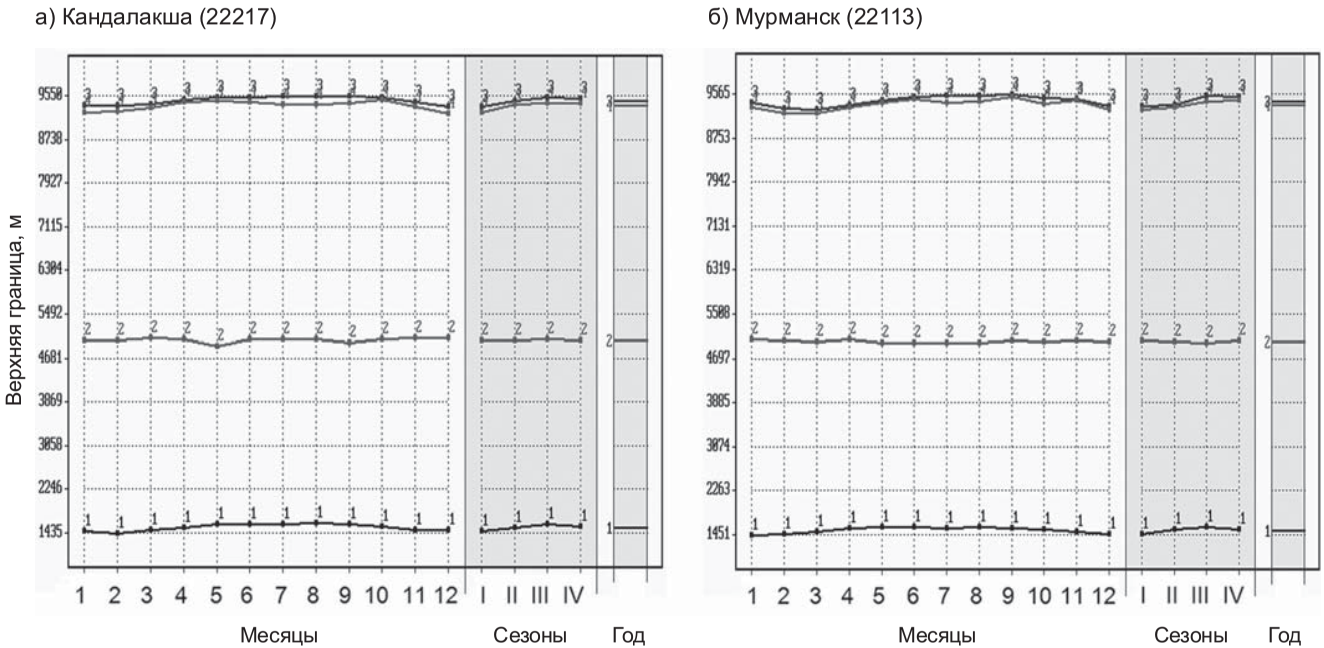


Рис. 4.2.2.9 а, б. Многолетние средние значения для высоты верхней границы, $H_{ВГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

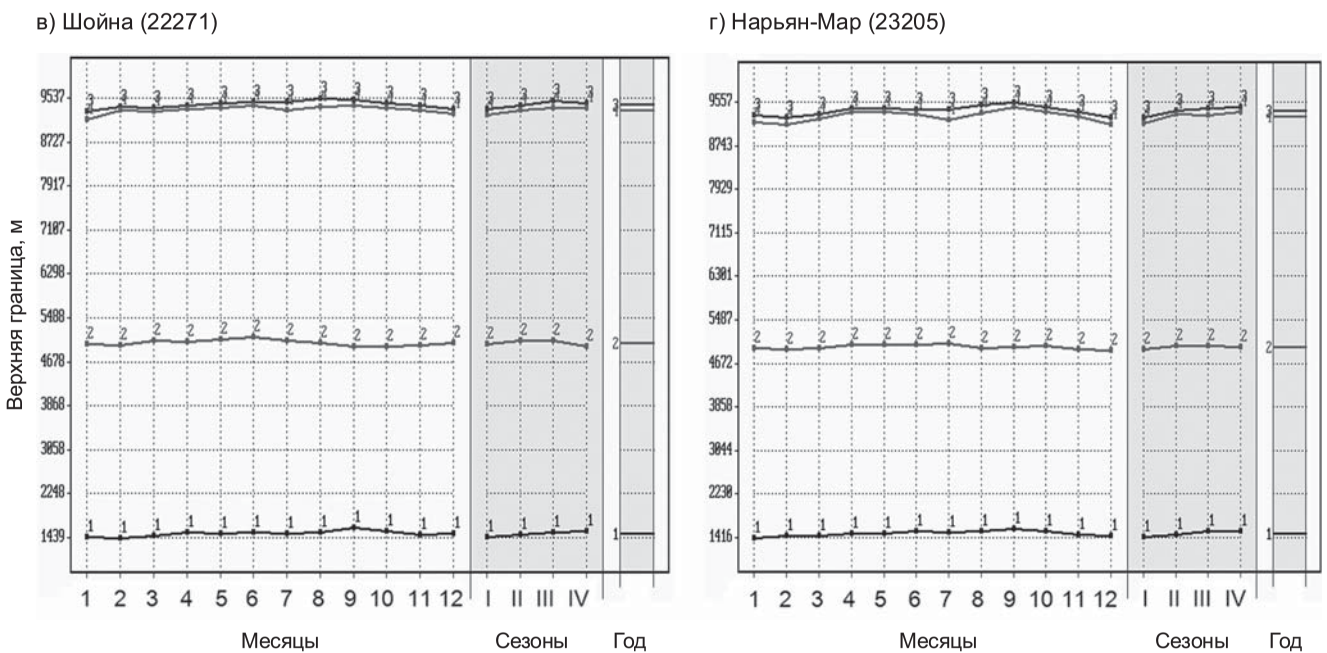


Рис. 4.2.2.9в, г. Многолетние средние значения для высоты верхней границы, $H_{ВГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

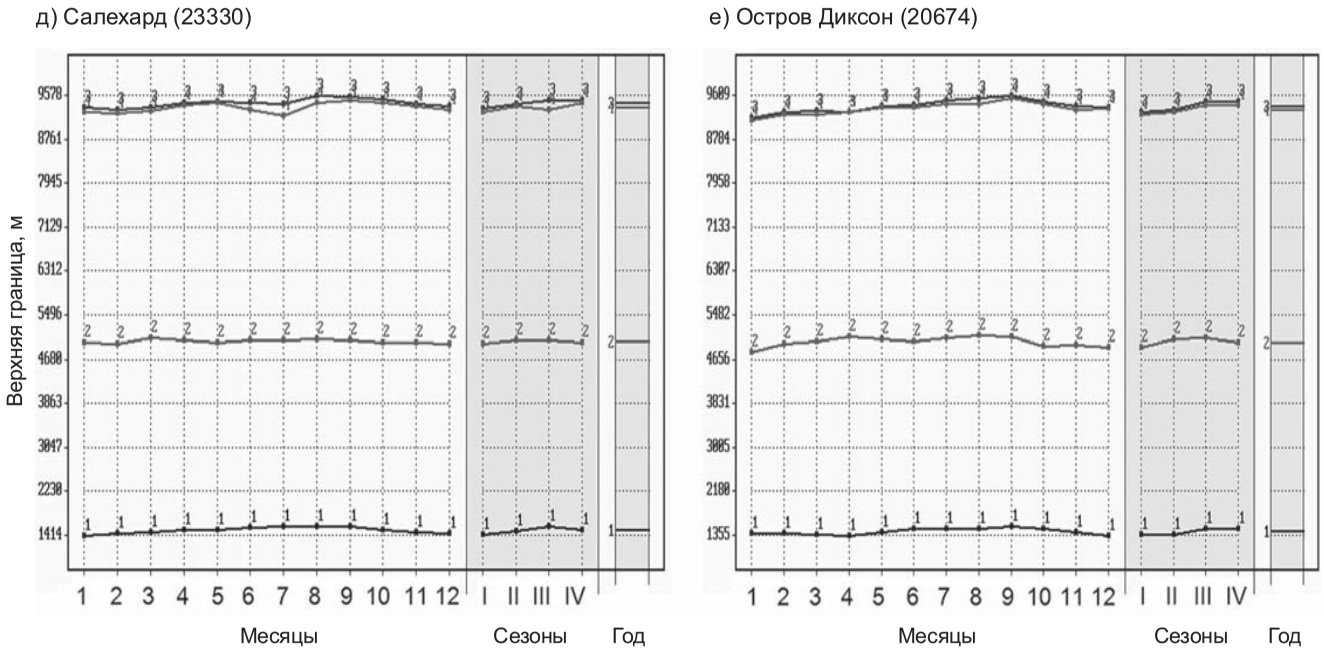


Рис. 4.2.2.9 д, е. Многолетние средние значения для высоты верхней границы, $H_{ВГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

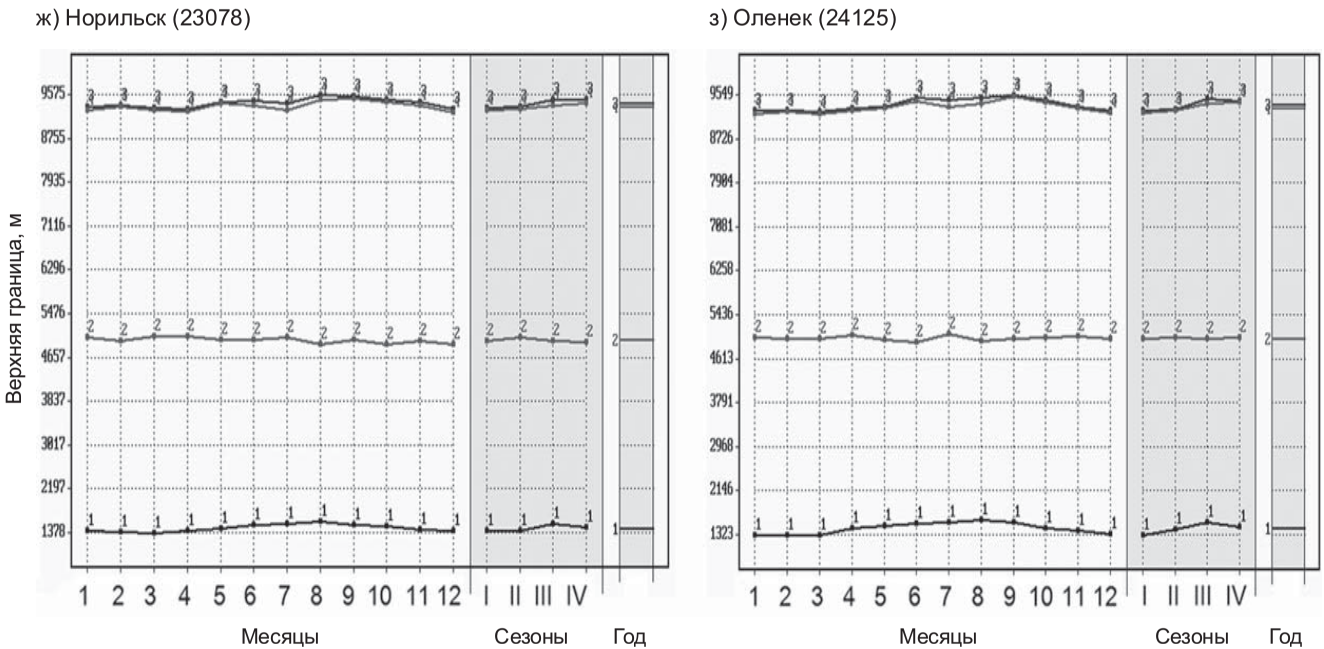


Рис. 4.2.2.9ж, з. Многолетние средние значения для высоты верхней границы, $H_{ВГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

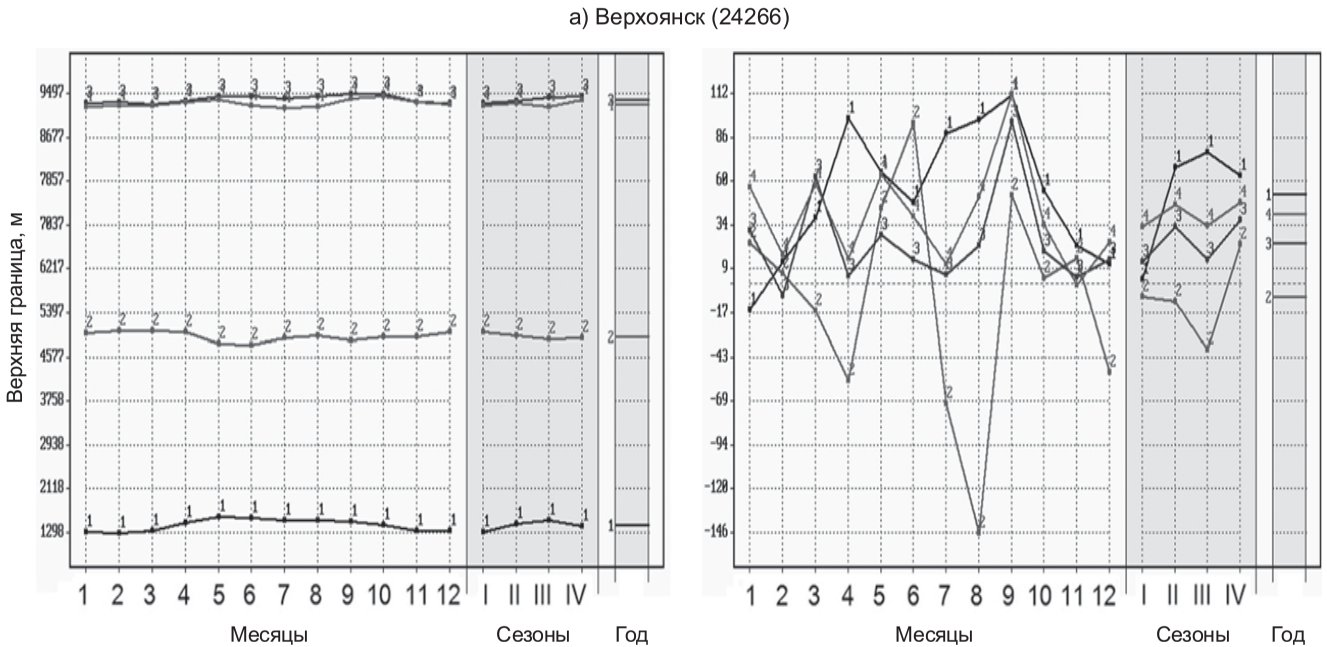


Рис. 4.2.2.10а. Многолетние средние значения (слева) для высоты верхней границы, $H_{ВГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих высотах верхней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

б) Жиганск (24343)

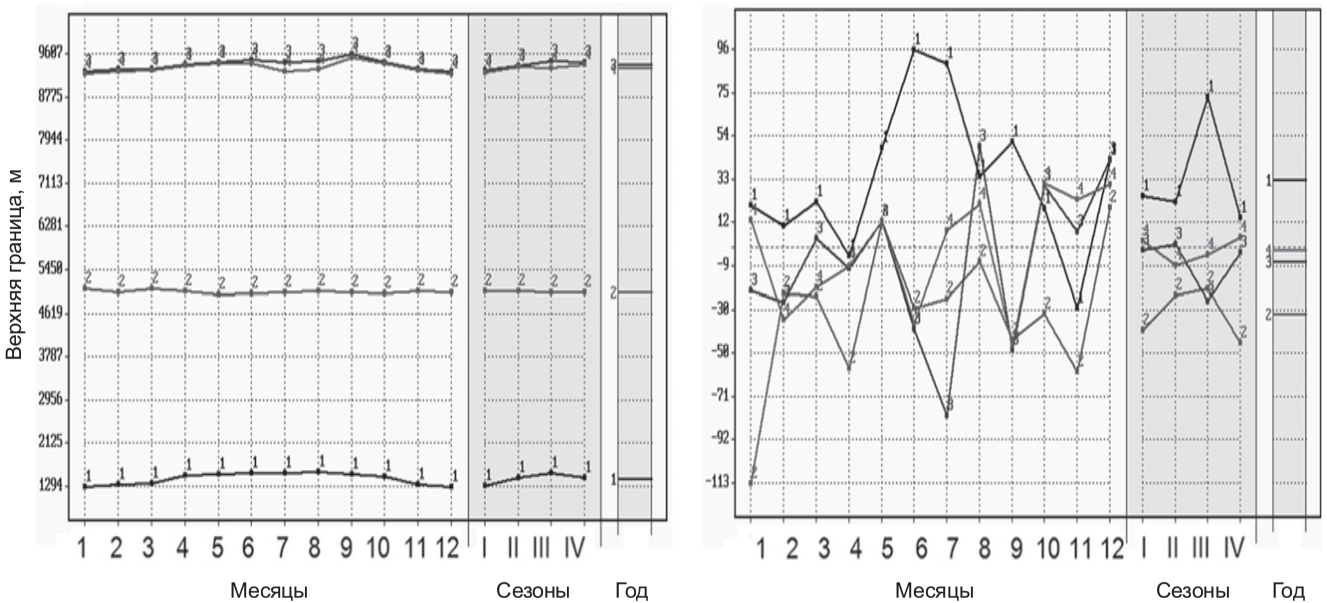


Рис. 4.2.2.10б. Многолетние средние значения (слева) для высоты верхней границы, $H_{ВГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих высотах верхней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

в) Тикси (21824)

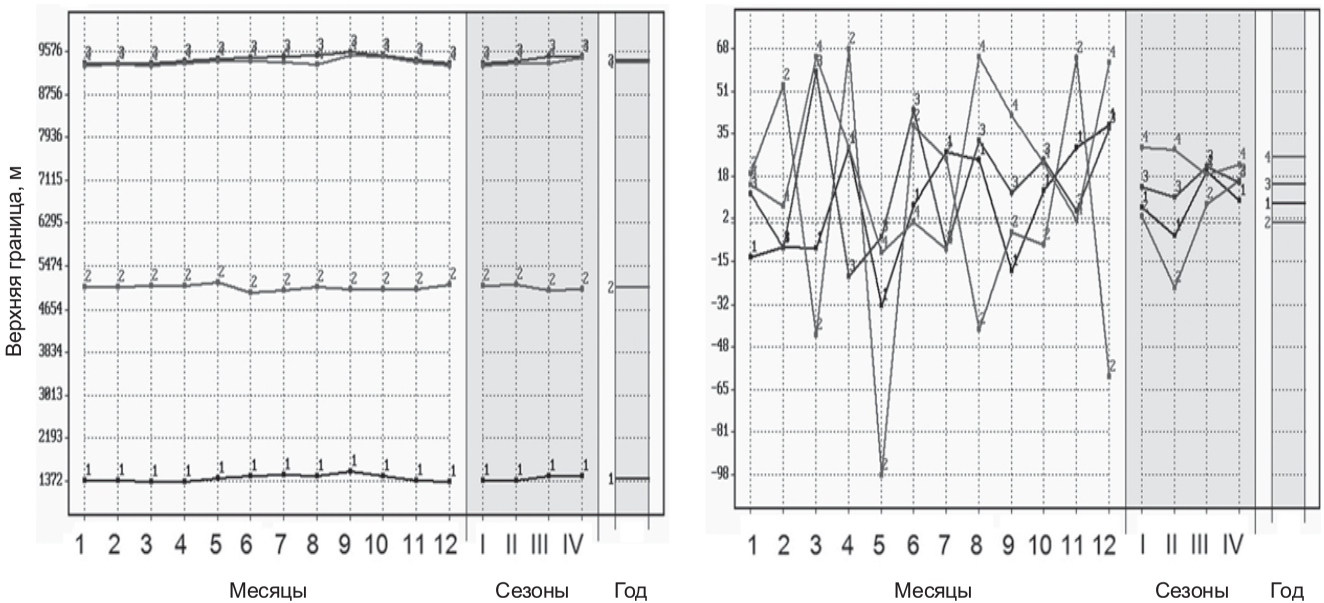


Рис. 4.2.2.10в. Многолетние средние значения (слева) для высоты верхней границы, $H_{ВГ}$, ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих высотах верхней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

Согласно рис. 4.2.2.9 и 4.2.2.10, H_{BI} ОС в нижнем ярусе максимальна летом и минимальна зимой. Максимальные средние сезонные значения H_{BI} ОС в нижнем ярусе составляют 1450 – 1600 м, а минимальные – 1300 – 1450 м. Амплитуда годового хода H_{BI} составляет около 200 – 350 м.

Рис. 4.2.2.10 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных H_{BI} ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT для станций, показанных на рис. 4.2.2.10, не превышает 130 м. Она изменяется от -32 до +112 м.

4.3. Вертикальная макроструктура облачных слоев в низких и средних широтах по данным аэрологических станций

Предметом исследования в данном разделе является температурно-влажностное расслоение атмосферы в слое 0 – 10 км над уровнем земли на облачные слои и безоблачные прослойки между ними над станциями, расположенными в низких и средних широтах (НСШ) земного шара. Ниже рассмотрен вопрос о пространственно-временной изменчивости следующих его параметров: повторяемости ОС, их числа и суммарной толщины, верхней и нижней границы.

Для определения границ облачных слоев и количества облачности в них по профилям температуры и влажности был использован СЕ-метод [7, 109,166].

В качестве информационной базы служили данные радиозондовых наблюдений, проводимых на аэрологических станциях, расположенных в низких и средних широтах, и содержащиеся в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74].

4.3.1. Данные и методы

В качестве информационной базы служили данные радиозондовых наблюдений за период 1964 – 2014 гг., проводимых на аэрологических станциях в низких и средних широтах Москва – Долгопрудный, Сухиничи, Обсерватория Валентия, Штутгарт, Вена, Анкара, Гонконг, Бангкок, Тунис – Карфаген (до 2013 г.), Брисбен (с 1966 г.), Остров Гоф (с 1966 г.) (см. табл. 4.3.1.1), содержащиеся в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74]. Предварительно был проведен анализ данных на наличие и полноту данных. Отобраны были десять аэрологических станций с наиболее полными временными рядами, расположенных в регионах с различными климатическими условиями. На всех станциях наблюдения проводились в сроки 00 и 12 GMT.

Исследования проводились для атмосферного слоя 0 – 10 км над уровнем земли на основе наблюдений в сроки 00 и 12 GMT. При расчете средних значений были использованы только те зондирования, при которых имелись данные как для температуры, так и для влажности до высоты 10 км. Так как во время зондирования облачность могла отсутствовать, только те месяцы, которые содержат, по крайней мере, 10 зондирований с одним или более

облачными слоями, были включены во временные ряды. Известно, что облачность оказывает воздействие на солнечную радиацию, приходящую к поверхности Земли, и на земное излучение [95], поэтому исследования вертикальной структуры ОС проведены раздельно для сроков 00 и 12 GMT.

Таблица 4.3.1.1

Аэрологические станции, использованные при исследовании вертикальной макроструктуры облачных слоев в низких и средних широтах земного шара. *H*, м, – высота над уровнем моря

Индекс	Название станции	Широта	Долгота	*H*, м	Местное время зондирования
27612	Москва–Долгопрудный	55,75° с.ш.	37,95° в.д.	190	03, 15
27707	Сухиничи	54,10° с.ш.	35,35° в.д.	240	02, 14
03953	Обсерватория Валентия	51,93° с.ш.	10,25° з.д.	19	01, 13
10739	Штутгарт	48,83° с.ш.	9,20° в.д.	316	01, 13
11035	Вена	48,25° с.ш.	16,37° в.д.	201	01, 13
17130	Анкара	39,95° с.ш.	32,88° в.д.	894	02, 14
45004	Гонконг	22,32° с.ш.	114,17° в.д.	66	08, 20
48455	Бангкок	13,73° с.ш.	100,50° в.д.	4	07, 19
60715	Тунис–Карфаген	36,83° с.ш.	10,23° в.д.	4	01, 13
94578	Брисбен	27,43° ю.ш.	153,08° в.д.	5	10, 22
68906	Остров Гоф	40,35° ю.ш.	9,88° з.д.	54	11, 23

Для изучения вертикальной структуры ОС, ее внутригодовой изменчивости были рассчитаны многолетние средние значения параметров ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода для атмосферных слоев 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для месяцев, сезонов и года в целом. Первые три слоя соответствуют нижнему, среднему и верхнему ярусам облачности. Ниже покрытие небосвода облаками с количеством 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % называется малым, рассеянным, разорванным и сплошным. При рассмотрении ОС с фиксированным количеством облачности допускалось существование других ОС.

4.3.2. Статистические характеристики параметров вертикальной макроструктуры облачных слоев в низких и средних широтах

Повторяемость облачных слоев

Для расчета средних значений параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы среди всех радиозондирований (телеграмм) были выбраны только полные зонды для атмосферного слоя 0–10 км.

На рис. 4.3.2.1 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения для повторяемости облачных слоев с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в различных атмосферных слоях для

месяцев, сезонов и за год для станций в низких и средних широтах земного шара. Рис. 4.3.2.1 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений повторяемости ОС для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах в низких и средних широтах земного шара.

На рис. 4.3.2.2 показаны многолетние средние значения для повторяемости облачных слоев с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих повторяемостях для сроков 12 и 00 GMT.

Рис. 4.3.2.1 и 4.3.2.2 демонстрируют, что повторяемость ОС в слое 0–10 км близка к 99–100 % для всех станций для всех сезонов и месяцев. Соответственно, внутригодовая изменчивость для средних месячных значений повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT не превышает 1 %.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных повторяемостях ОС в слое 0–10 км для сроков 12 и 00 GMT не превышает 0,3 %.

Анализ рис. 4.3.2.1 и 4.3.2.2 показал, что повторяемость облачных слоев в верхнем ярусе для всех станций, за исключением Бангкок и Гонконг, составляет 91–99 % для всех сезонов и месяцев. Для станций Бангкок и Гонконг она составляет 85–90 и 76–85 % соответственно. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений не превышает 2–5 % для всех изучаемых станций, за исключением Гонконг. Для станции Гонконг она равна 10 %.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях повторяемости ОС в верхнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT для Москвы составляет 2 %, для Гонконга и Острова Гоф – 3,7 % (см. рис. 4.3.2.2).

Для повторяемости облачных слоев в среднем ярусе максимальные средние сезонные и месячные значения для всех станций составляют 95–99 %, а минимальные – 88–97 %. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений для рассматриваемых станций в низких и средних широтах земного шара составляет 1–7 % (см. рис. 4.3.2.1 и 4.3.2.2).

Для разницы в соответствующих средних месячных повторяемостях облачных слоев в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости для станций, приведенных на рис. 4.3.2.2, составляет 1,5–4,8 %.

Согласно рис. 4.3.2.1 и 4.3.2.2, максимальные значения для повторяемости облачных слоев в нижнем ярусе составляют 92–99 %, а минимальные – 84–97 %. Амплитуда годового хода повторяемости составляет 2–10 %.

Рис. 4.3.2.2 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных повторяемостях облачных слоев в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT составляет 2,1–8,1 %.

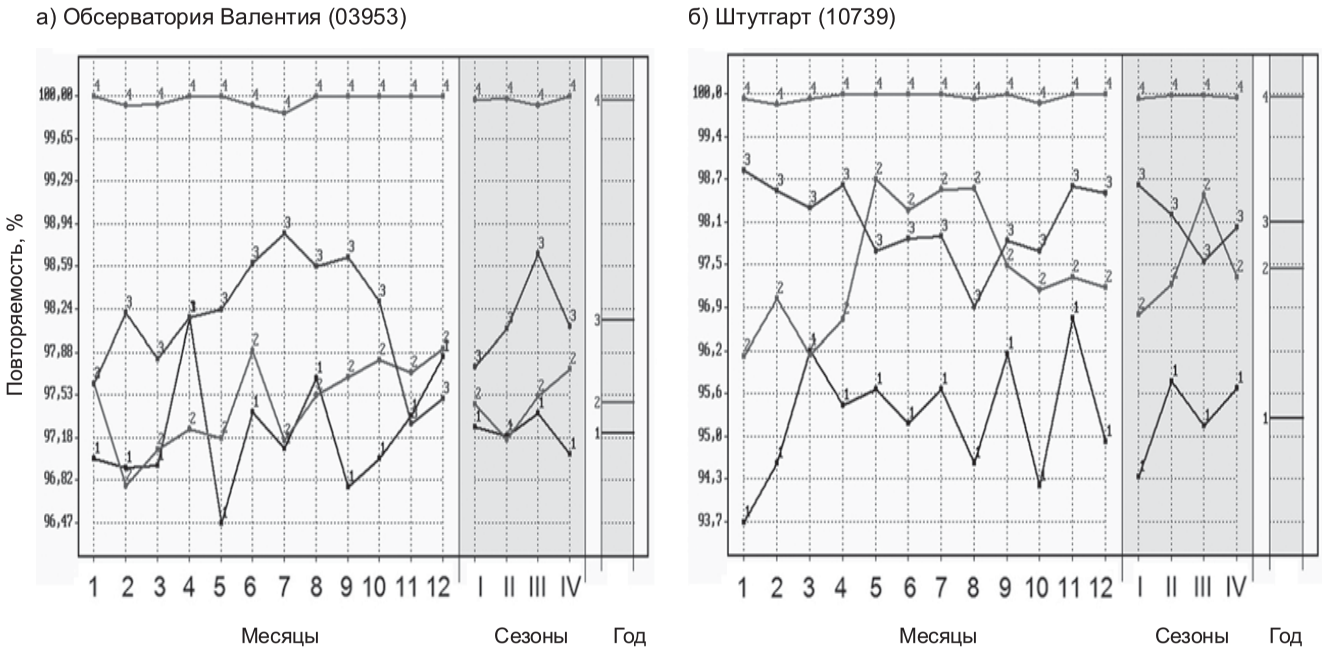


Рис. 4.3.2.1а, б. Многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

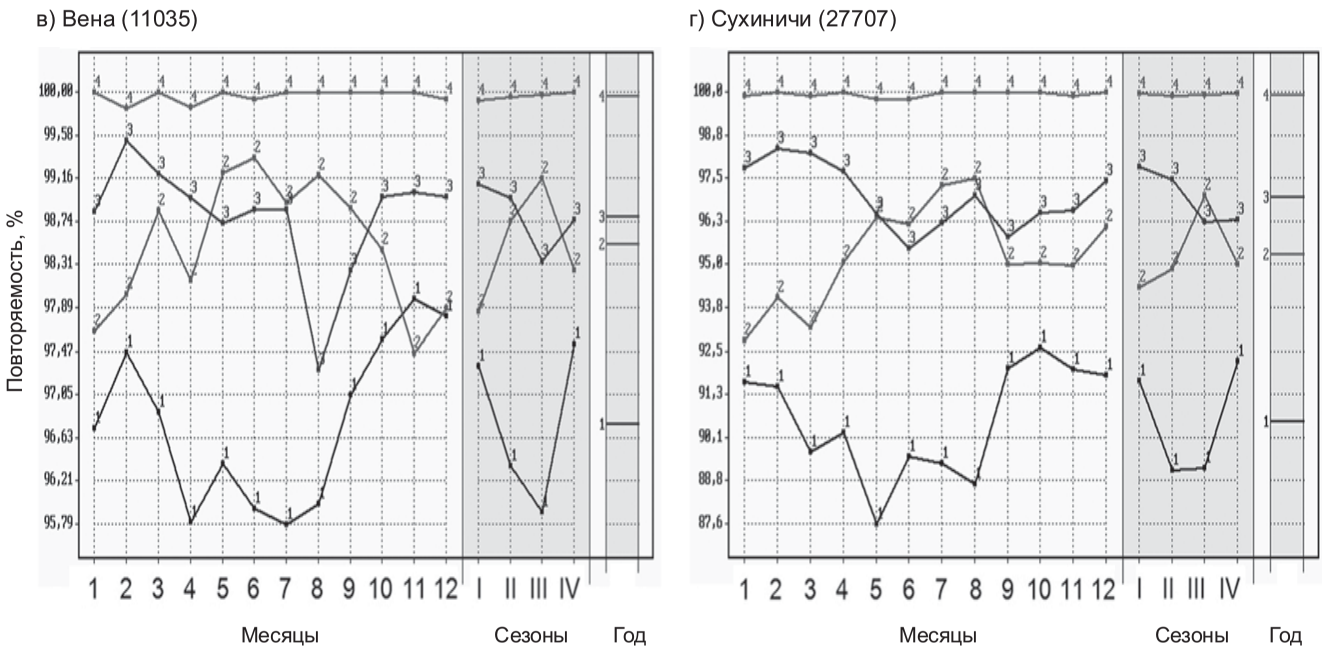


Рис. 4.3.2.1в, г. Многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

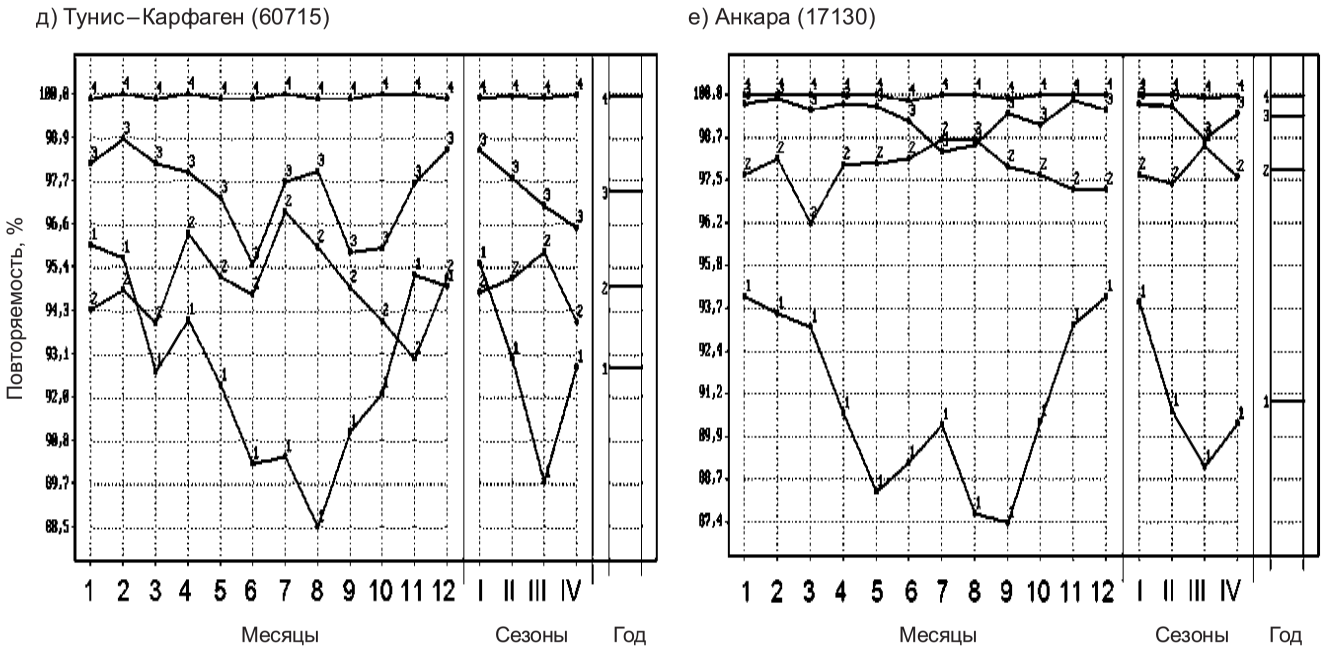


Рис. 4.3.2.1д, е. Многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

ж) Бангкок (48455)

з) Брисбан (94578)

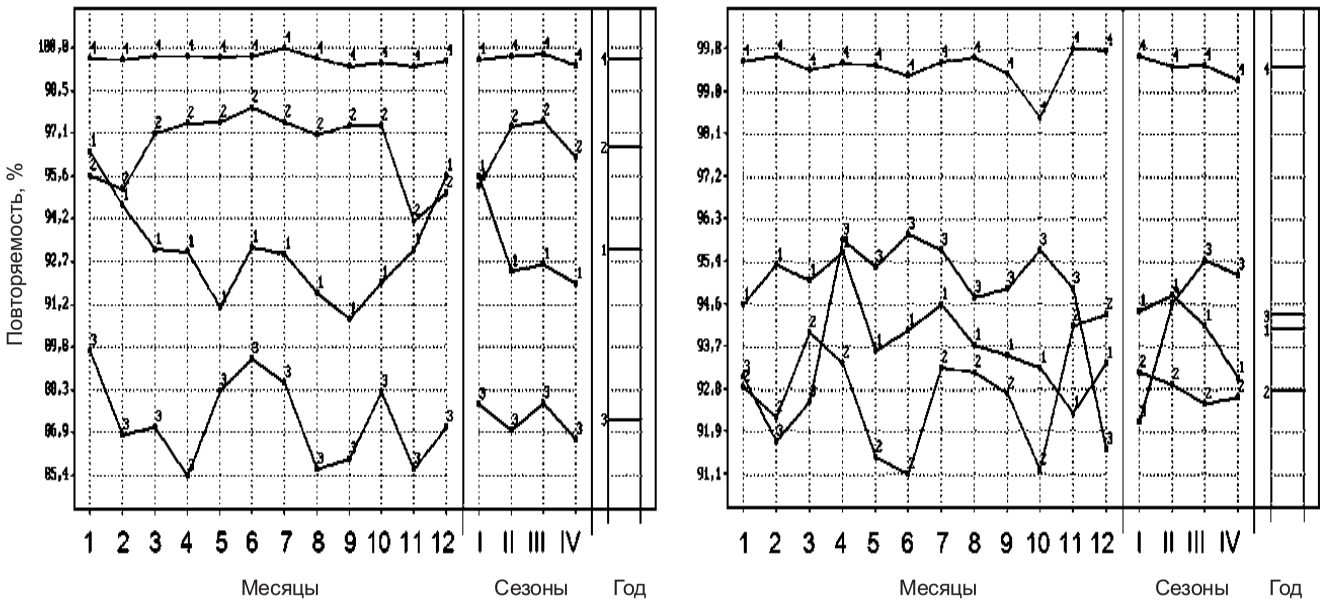


Рис. 4.3.2.1 ж, з. Многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

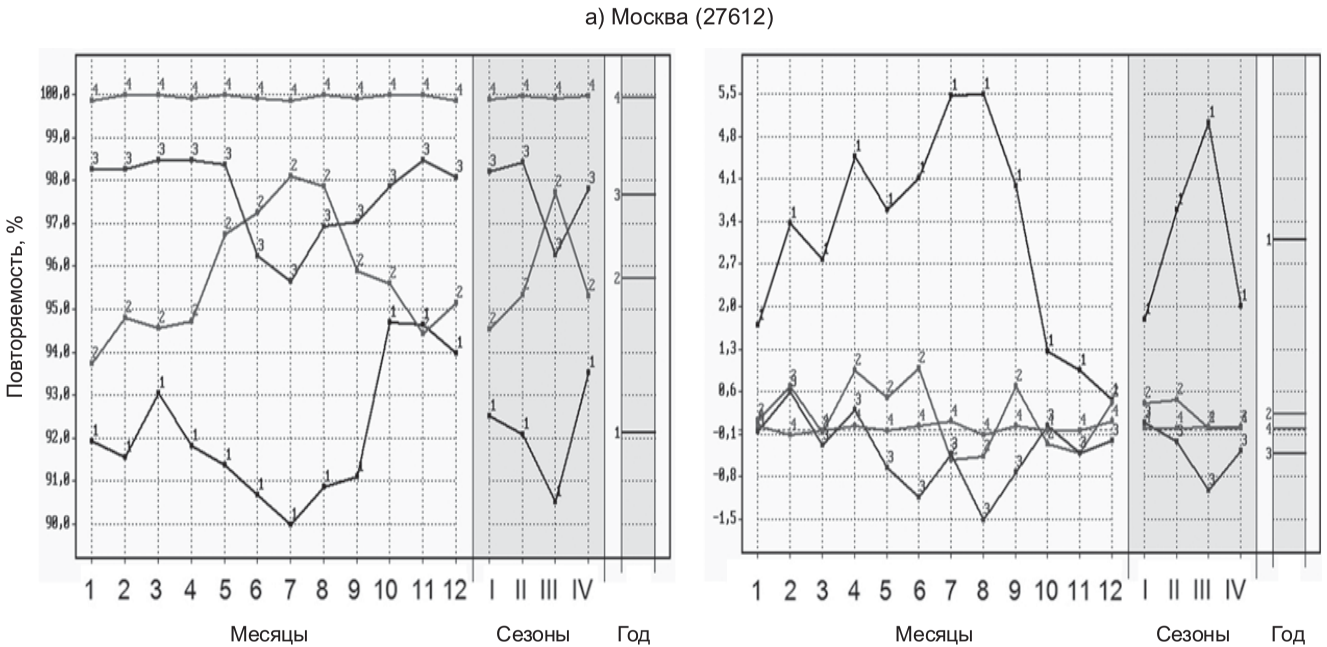


Рис. 4.3.2.2а. Многолетние средние значения (слева) для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих повторяемостях для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

б) Гонконг (45004)

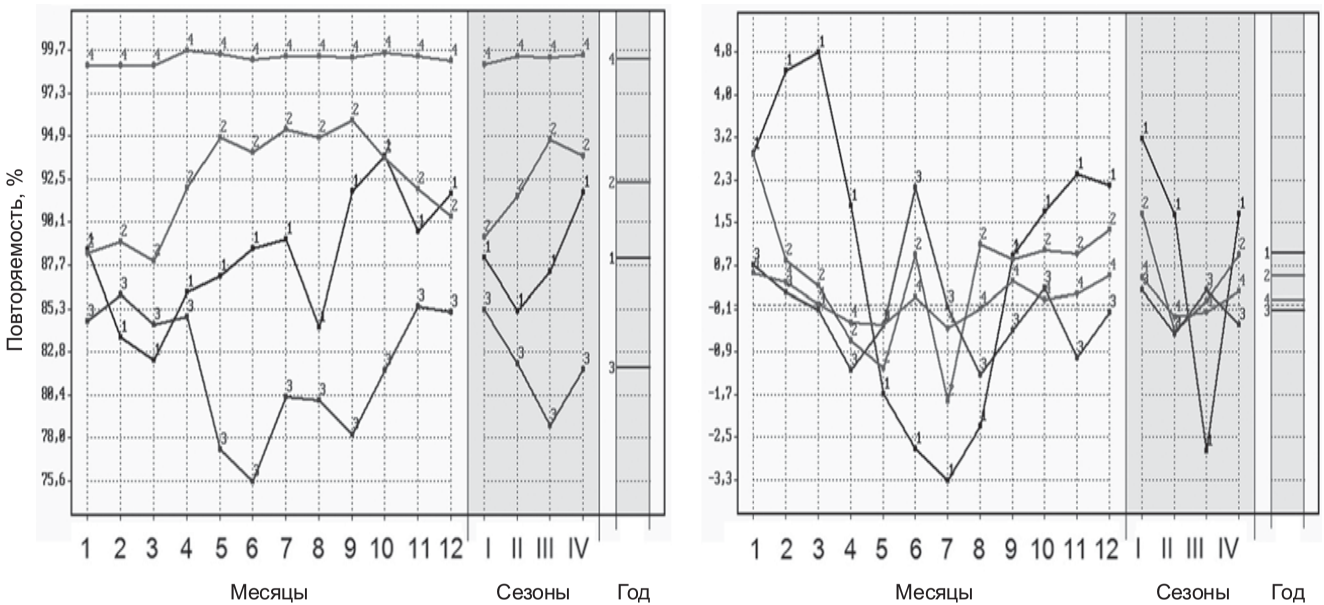


Рис. 4.3.2.2б. Многолетние средние значения (слева) для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих повторяемостях для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

в) Остров Гоф (68906)

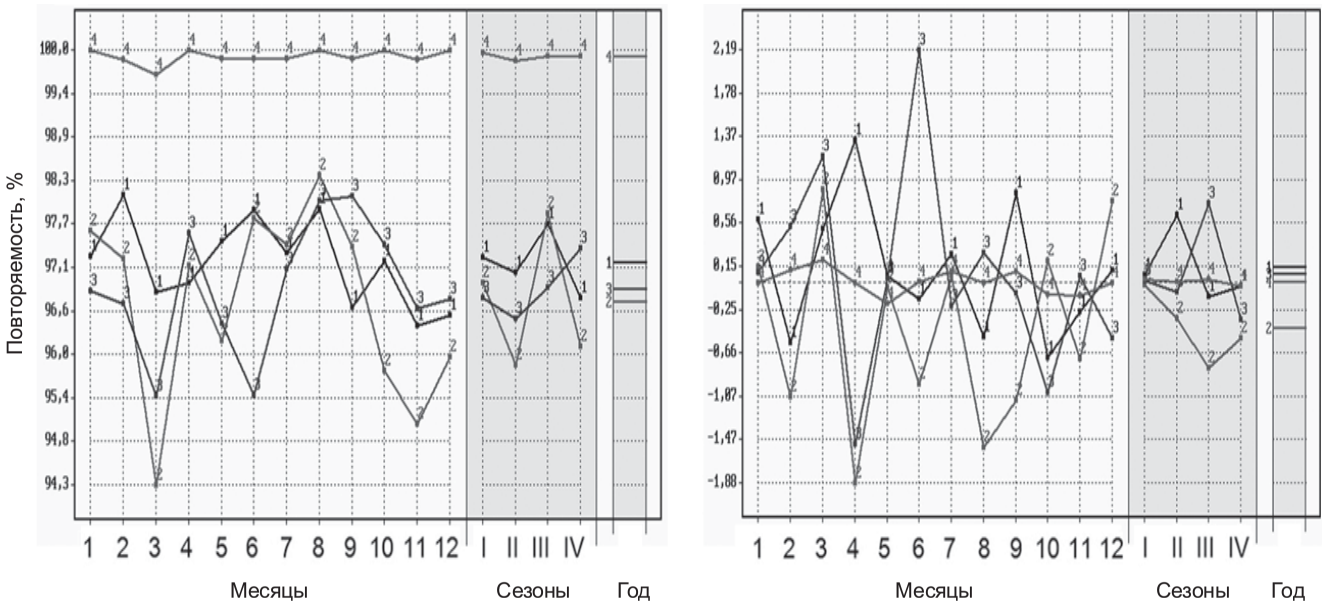


Рис. 4.3.2.2в. Многолетние средние значения (слева) для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих повторяемостях для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

Число облачных слоев

На рис. 4.3.2.3 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения для числа ОС с количеством облачности 0 – 100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год над станциями, расположенными в низких и средних широтах земного шара. Рис. 4.3.2.3 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений числа ОС для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах в низких и средних широтах земного шара.

На рис. 4.3.2.4 показаны многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0 – 100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих средних значениях числа ОС для сроков 12 и 00 GMT.

Для сезонов рис. 4.3.2.3 и 4.3.2.4 демонстрируют, что максимальные среднемесячные значения числа ОС в слое 0 – 10 км изменяются в диапазоне 5,1 – 7,9 для всех станций, а минимальные – в диапазоне 4,8 – 7,3. Соответственно, внутригодовая изменчивость для средних месячных значений числа ОС с количеством облачности 0 – 100 % для срока 00 GMT составляет 0,4 – 1,1 слоя.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях числа ОС в слое 0 – 10 км для сроков 12 и 00 GMT не превышает 0,26 слоя (см. рис. 4.3.2.4).

Анализ рис. 4.3.2.3 и 4.3.2.4 для сезонов показал, что максимальные среднемесячные значения для числа ОС в верхнем ярусе составляют 2,1 – 2,7 слоя, а минимальные – 1,8 – 2,5 для всех изучаемых станций. Амплитуда годового хода его среднемесячных значений для всех изучаемых станций изменяется в пределах 0,2 – 0,4 слоя.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях числа ОС в верхнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 0,2 слоя (см. рис. 4.3.2.4).

Для среднего яруса максимальные средние месячные значения числа ОС для всех станций составляют 2,4 – 3,7, а минимальные – 2,0 – 3,1. Амплитуда годового хода его среднемесячных значений для всех изучаемых станций составляет 0,2 – 0,6 слоя (см. рис. 4.3.2.3 и 4.3.2.4).

Для разницы в соответствующих средних месячных значениях числа ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости не превышает 0,2 слоя (см. рис. 4.3.2.4).

Согласно рис. 4.3.2.3 и 4.3.2.4, максимальные значения числа ОС в нижнем ярусе составляют 1,9 – 2,6, а минимальные – 1,6 – 2,3. Для изучаемых станций амплитуда годового хода числа ОС составляет 0,2 – 0,4 слоя.

Рис. 4.3.2.4 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих среднемесячных значениях числа ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 0,15 слоя.

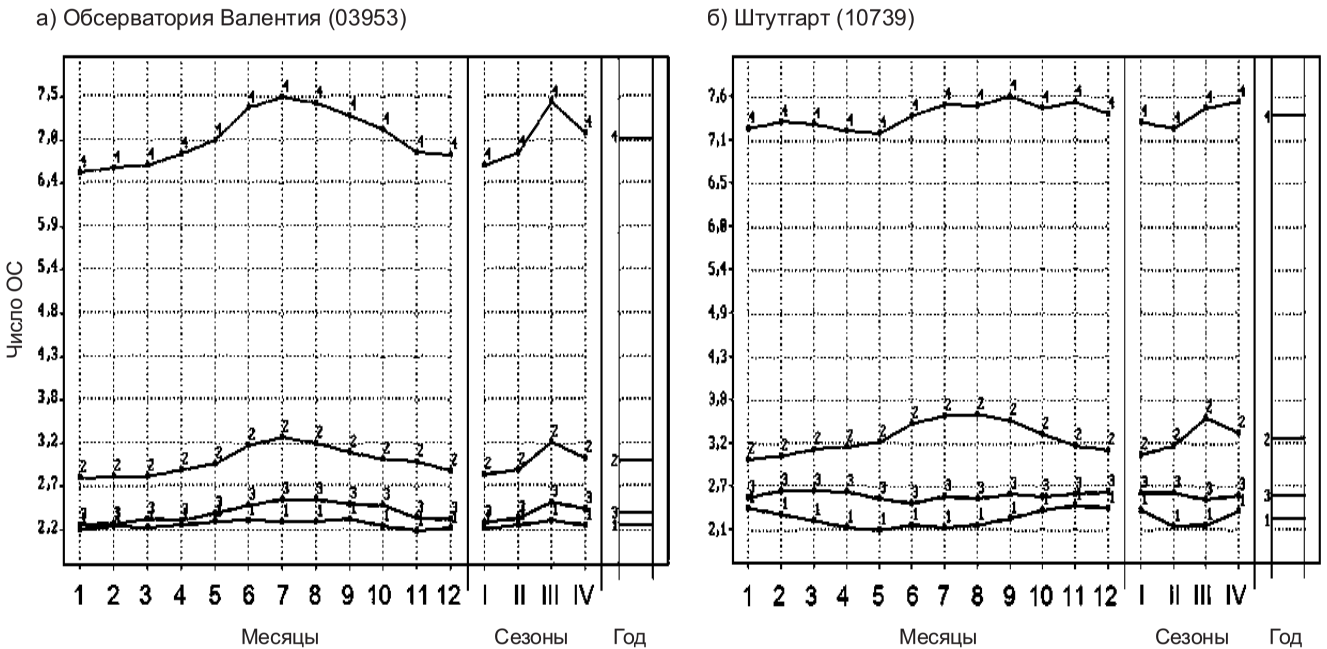


Рис. 4.3.2.3 а, б. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

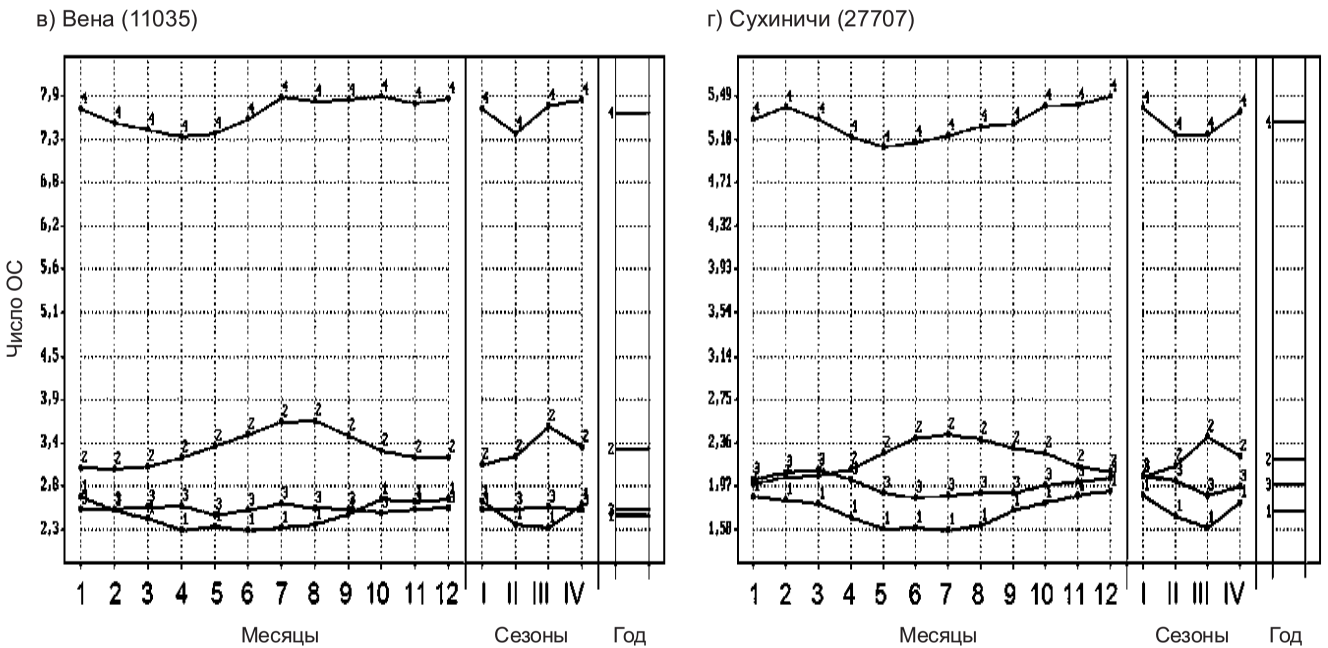


Рис. 4.3.2.3 в, г. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

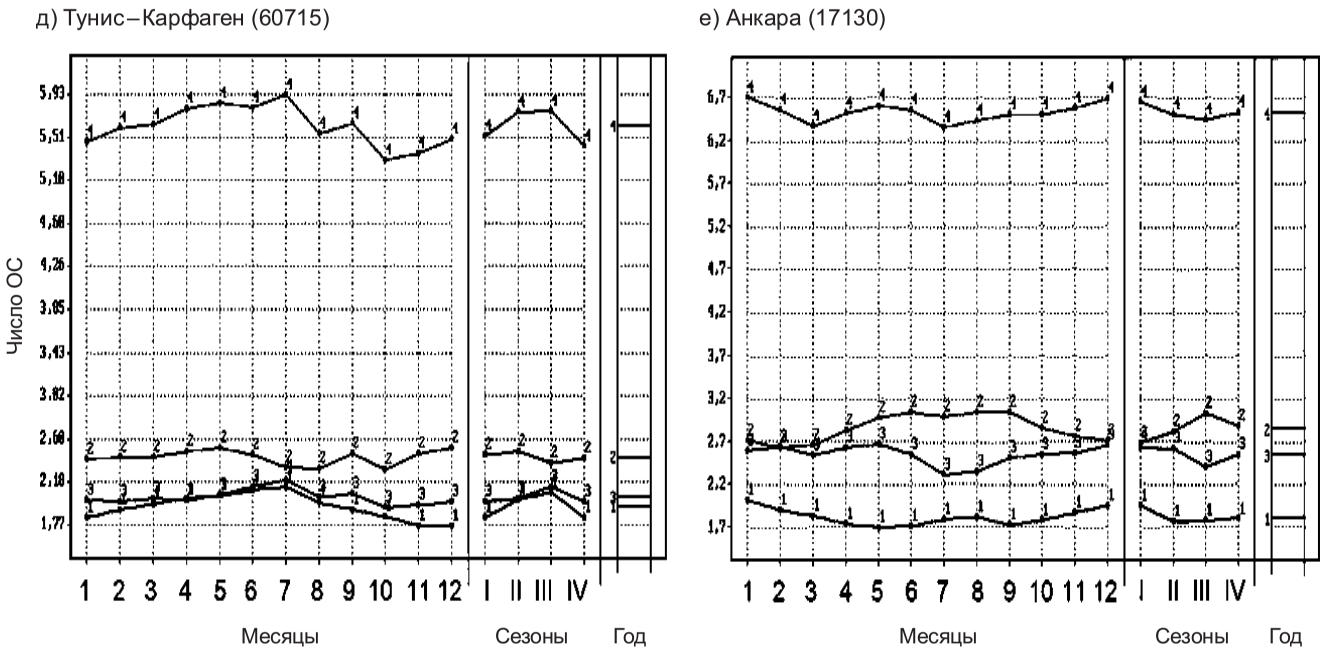
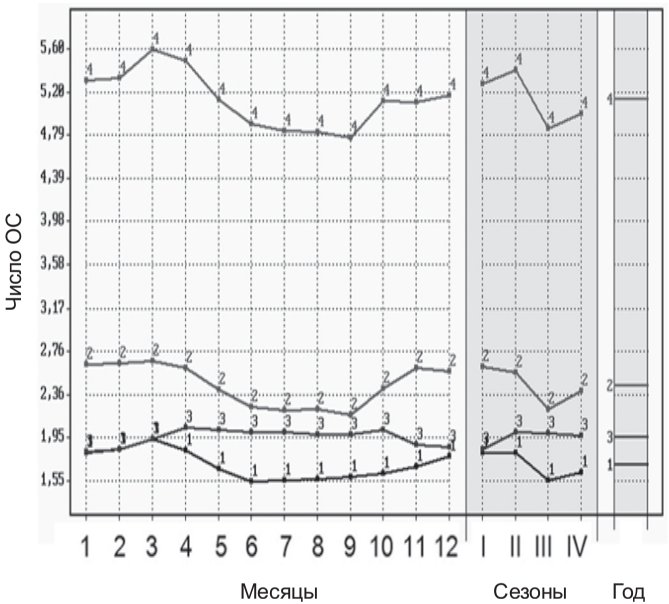


Рис. 4.3.2.3 д, е. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

ж) Бангкок (48455)



з) Брисбен (94578)

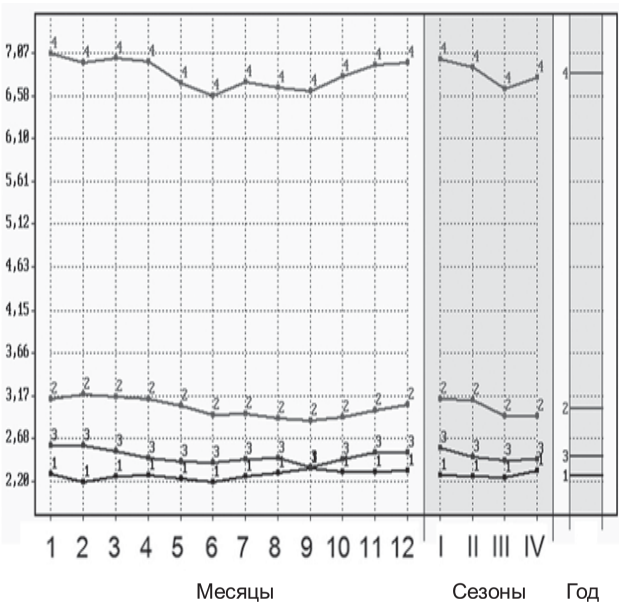


Рис. 4.3.2.3ж, з. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

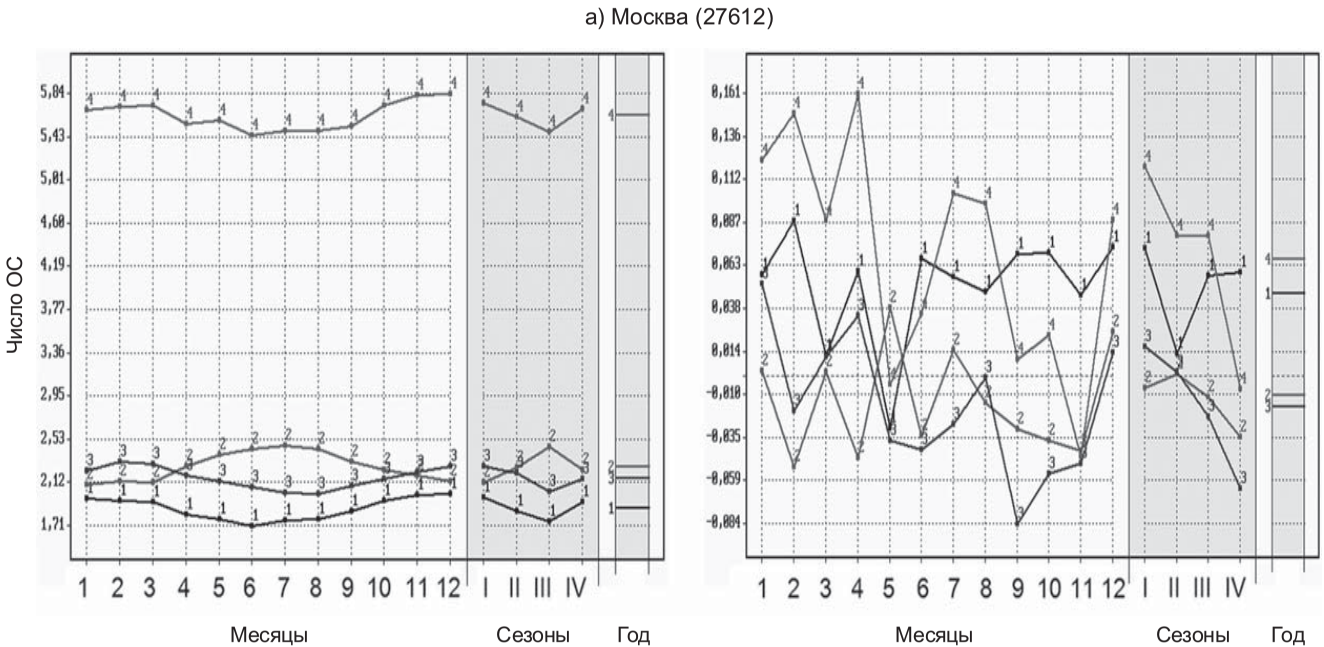


Рис. 4.3.2.4 а. Многолетние средние значения (слева) числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующем числе ОС для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

б) Гонконг (45004)

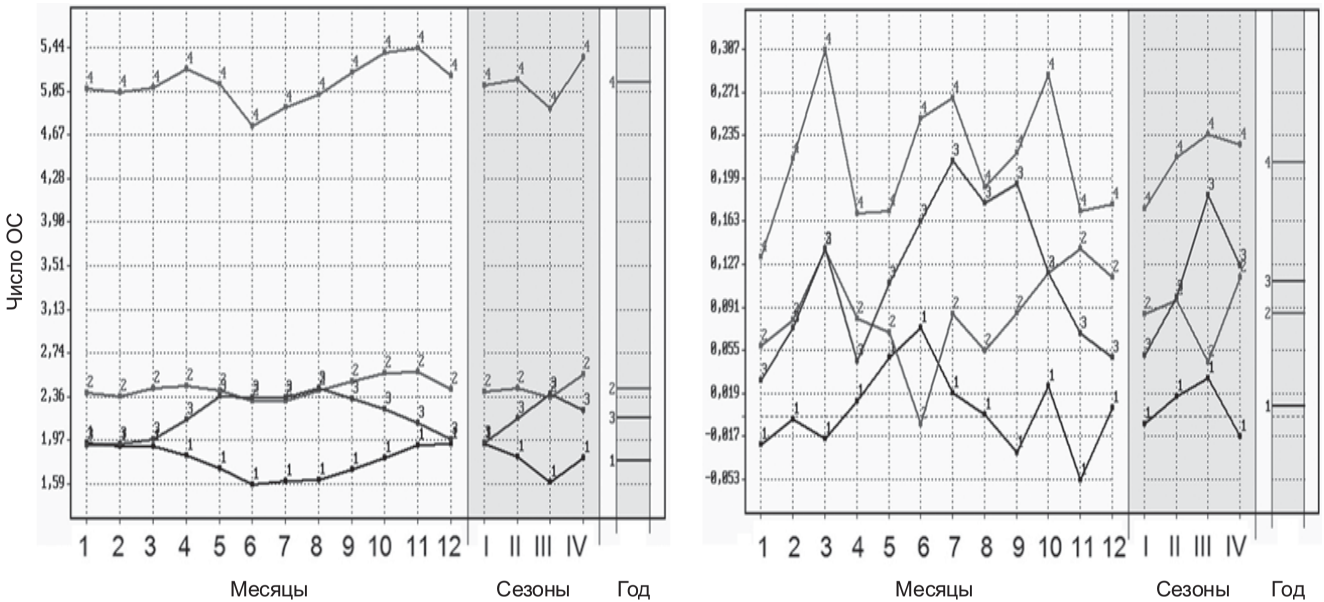


Рис. 4.3.2.4 б. Многолетние средние значения (слева) числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующем числе ОС для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

в) Остров Гоф (68906)

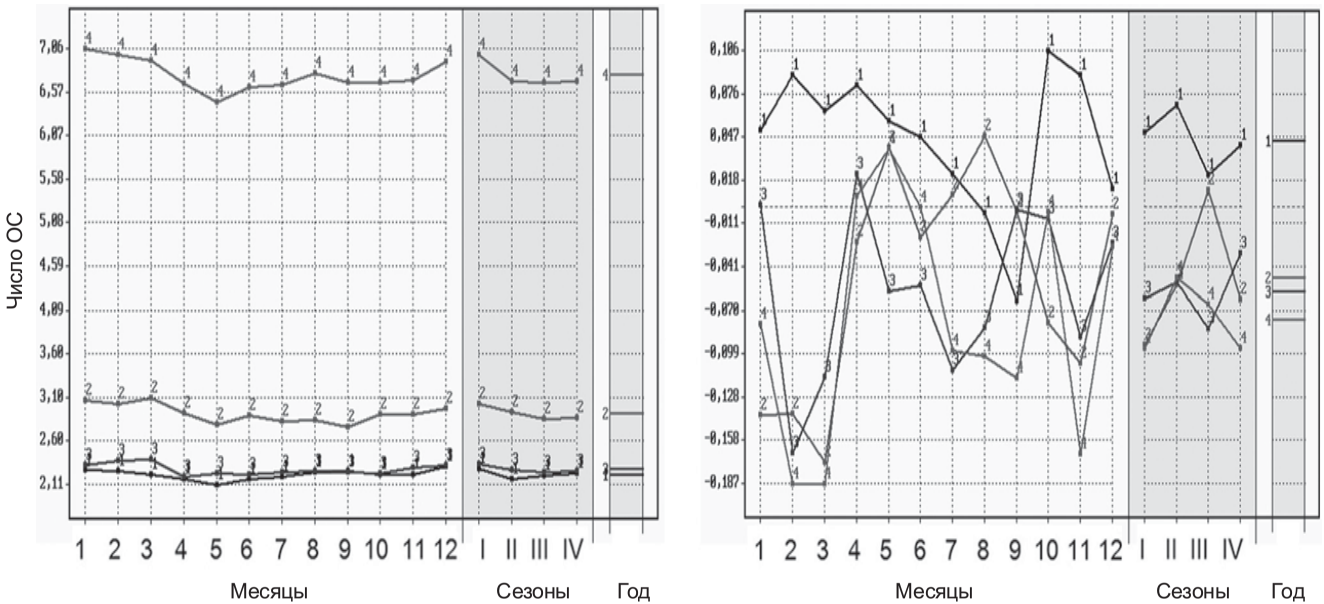


Рис. 4.3.2.4в. Многолетние средние значения (слева) числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующем числе ОС для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

Суммарная толщина облачных слоев

На рис. 4.3.2.5 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год для станций в низких и средних широтах земного шара. Рис. 4.3.2.5 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений суммарной толщины ОС для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах в низких и средних широтах земного шара.

На рис. 4.3.2.6 показаны многолетние средние значения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих суммарных толщинах для сроков 12 и 00 GMT.

Рис. 4.3.2.5 и 4.3.2.6 демонстрируют, что максимальные среднемесячные значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–10 км составляют 2600–3060 м, а минимальные – 2400–2900 м для всех станций. Внутригодовая изменчивость среднемесячных значений для толщины таких ОС для срока 00 GMT составляет 100–480 м.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих среднемесячных значениях для суммарной толщины ОС в слое 0–10 км для сроков 12 и 00 GMT не превышает 150 м.

Анализ рис. 4.3.2.5 и 4.3.2.6 показал, что максимальные среднесезонные значения для толщины ОС в верхнем ярусе составляют 1110–1400 м, а минимальные – 970–1200 м для всех станций. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений составляет 80–170 м.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных толщинах ОС в верхнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 90 м (см. рис. 4.3.2.6).

Для среднего яруса максимальные средние месячные значения толщины ОС составляют 1100–1450 м, а минимальные – 920–1120 м для всех станций. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений для изучаемых станций составляет 80–250 м (см. рис. 4.3.2.5 и 4.3.2.6).

Для разницы в соответствующих среднемесячных значениях суммарной толщины ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости составляет 115 м (см. рис. 4.3.2.6).

Согласно рис. 4.3.2.5 и 4.3.2.6, максимальные средние месячные и сезонные значения толщины ОС в нижнем ярусе составляют 600–1100 м, а минимальные – 500–670 м для всех изучаемых станций. Амплитуда годового хода среднемесячных значений толщины ОС изменяется от 50 до 450 м.

Рис. 4.3.2.6 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих среднемесячных толщинах ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT составляет 40–170 м в зависимости от станции.

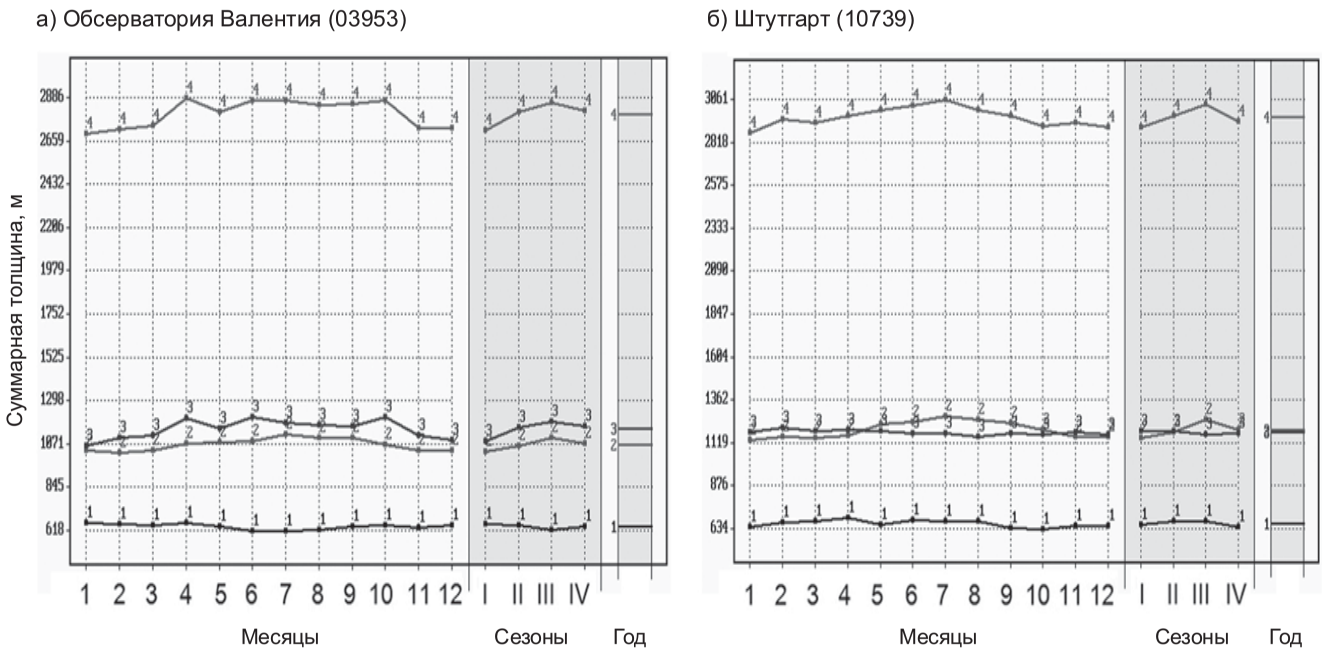


Рис. 4.3.2.5 а, б. Многолетние средние значения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

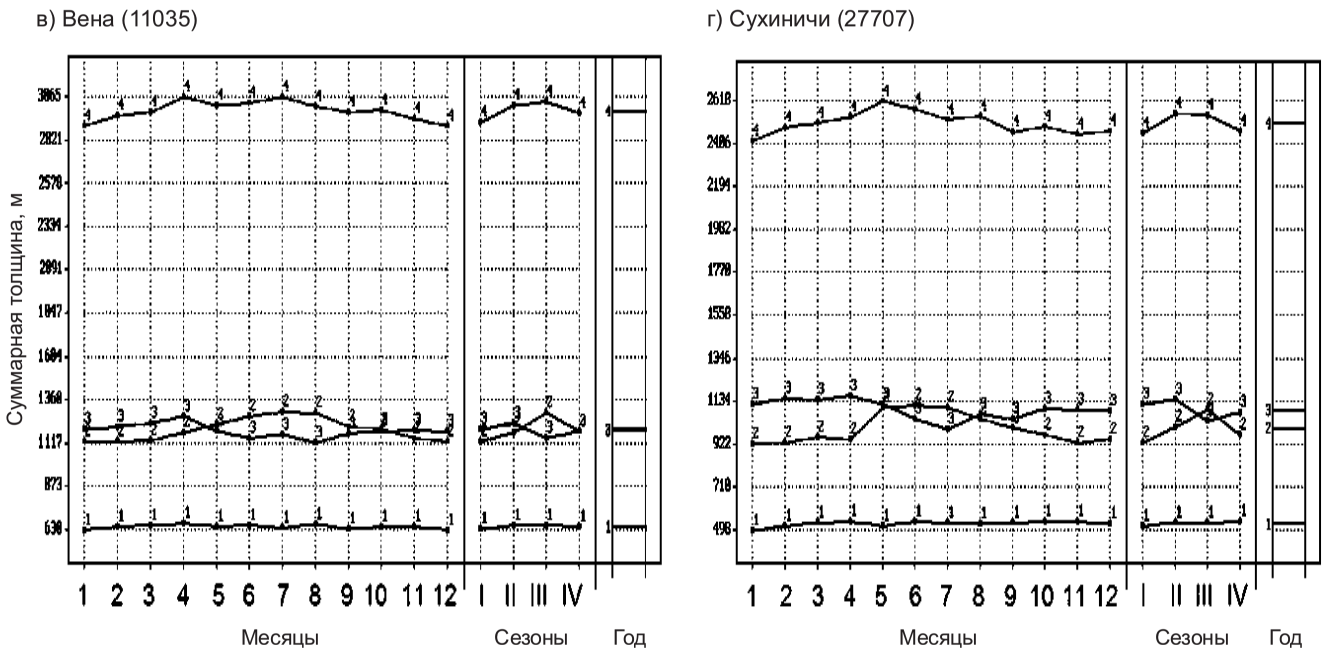


Рис. 4.3.2.5в, г. Многолетние средние значения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

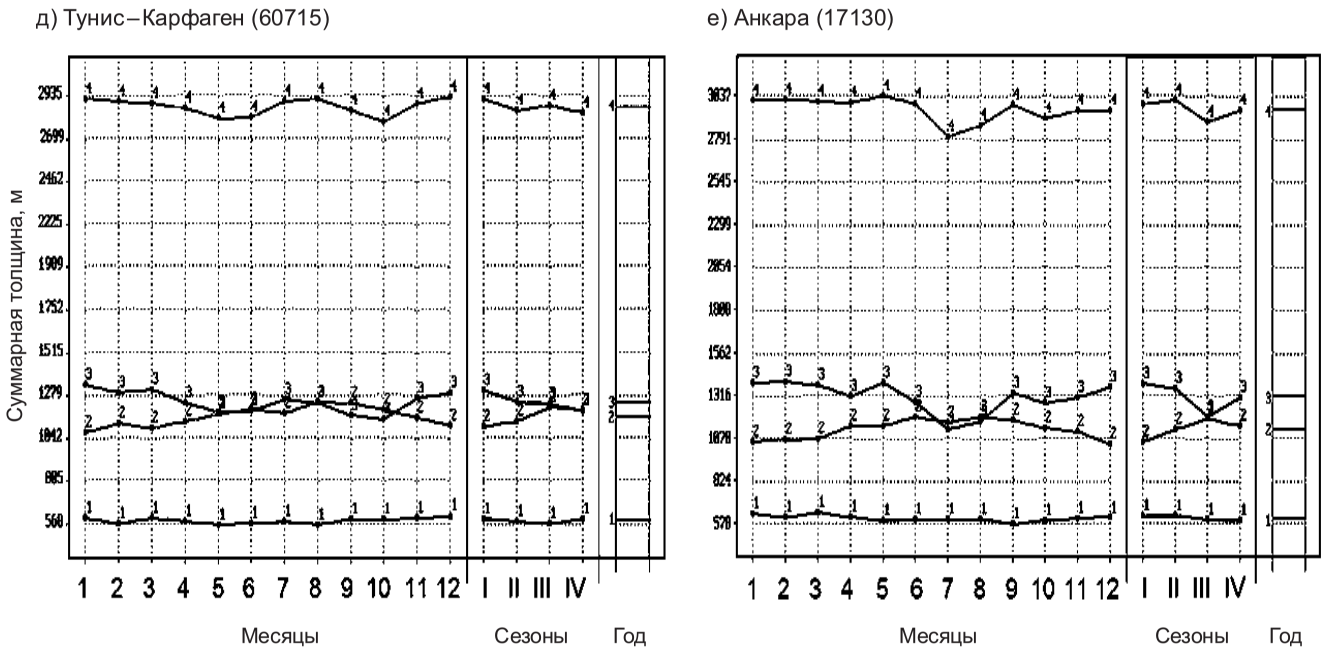


Рис. 4.3.2.5д, е. Многолетние средние значения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

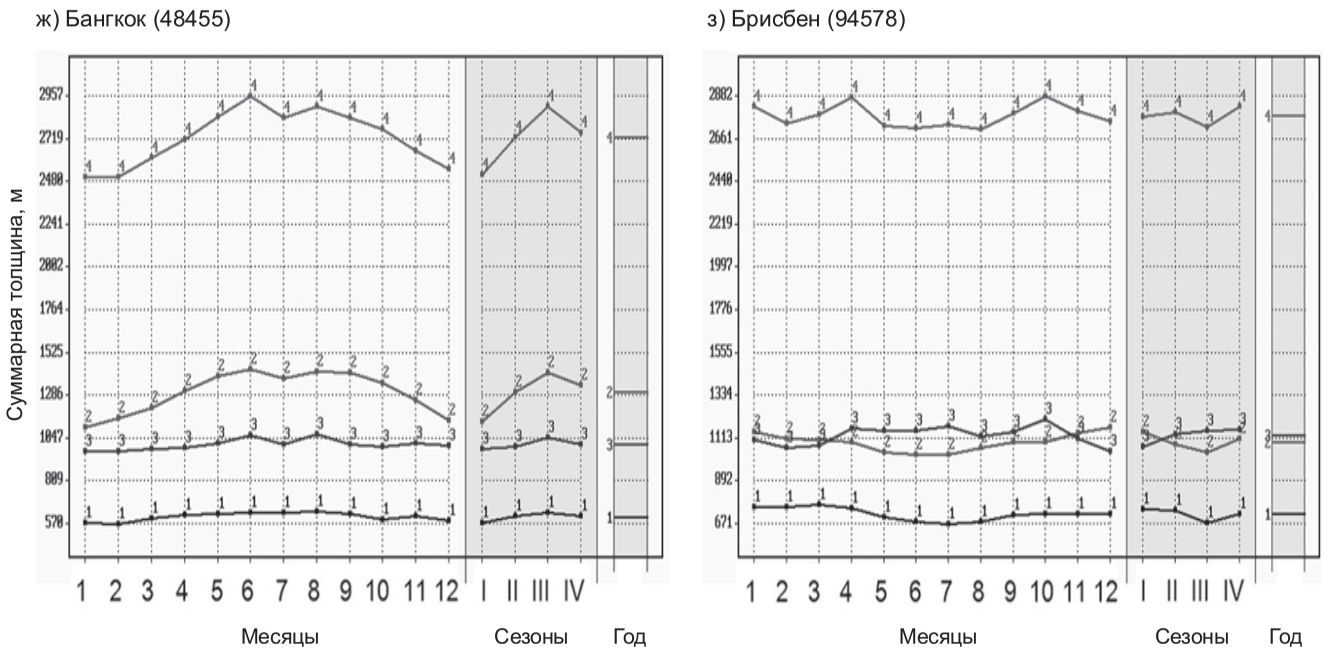


Рис. 4.3.2.5 ж, з. Многолетние средние значения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

а) Москва (27612)

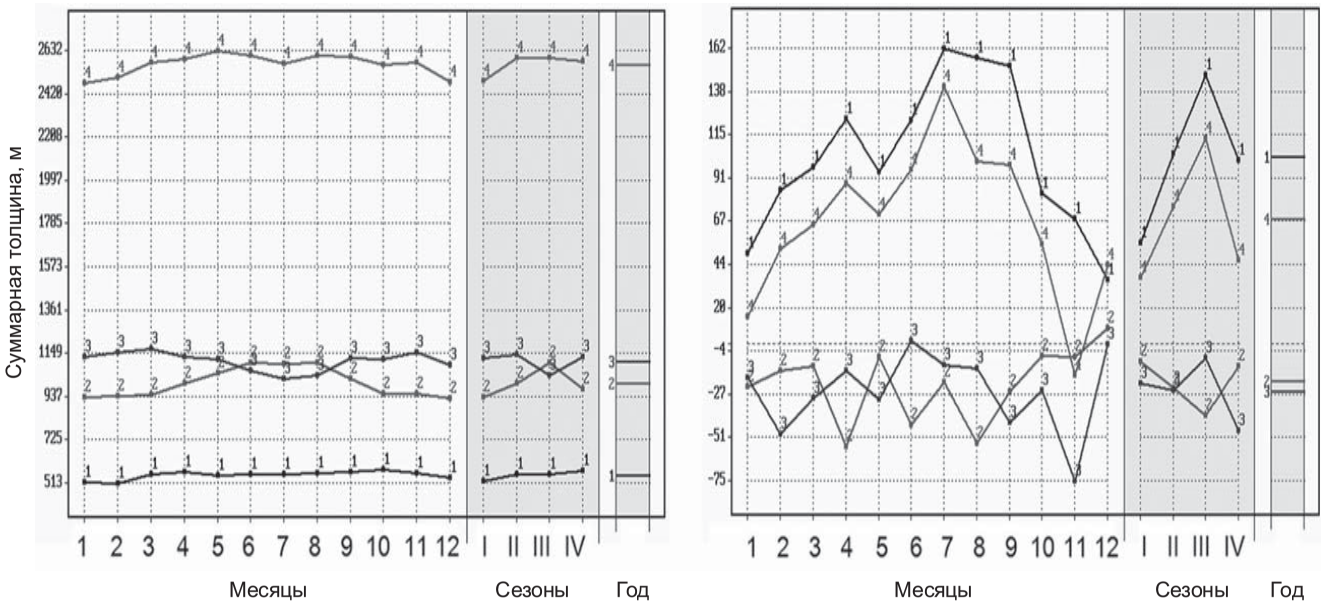


Рис. 4.3.2.6а. Многолетние средние значения (слева) для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих суммарных толщинах для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

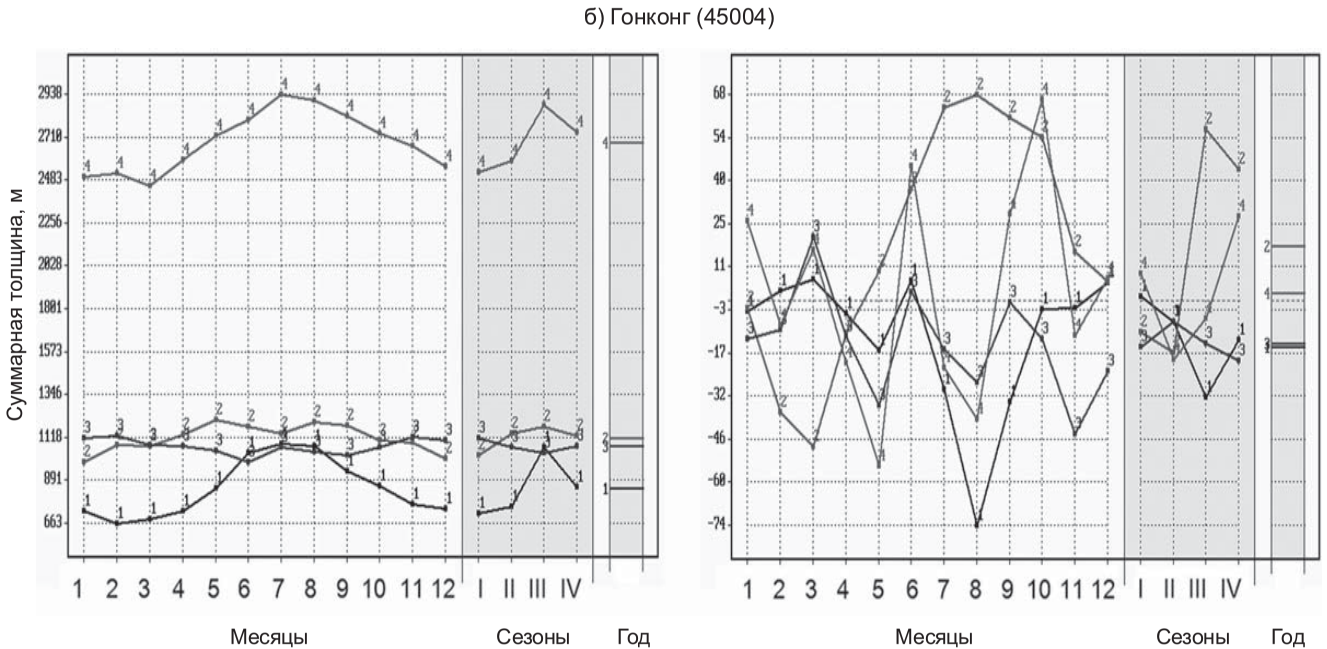


Рис. 4.3.2.6б. Многолетние средние значения (слева) для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих суммарных толщинах для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

в) Остров Гоф (68906)

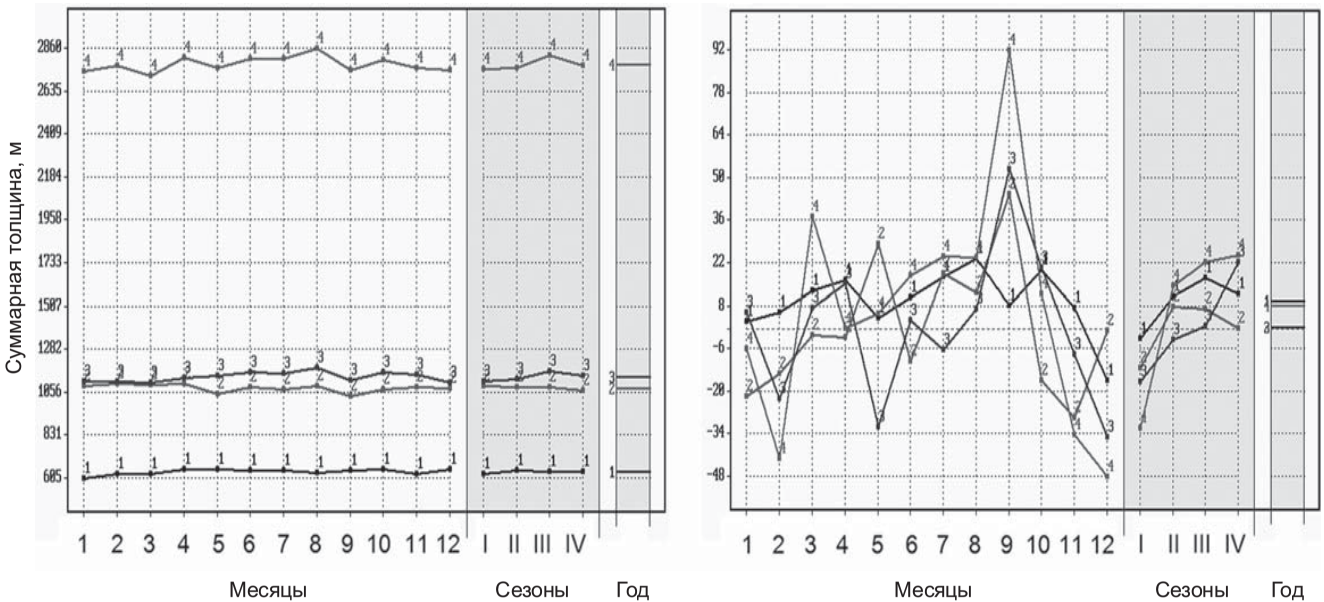


Рис. 4.3.2.6 в. Многолетние средние значения (слева) для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих суммарных толщинах для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

Высота нижней границы облачных слоев

На рис. 4.3.2.7 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения для высоты нижней границы $H_{НГ}$ ОС с количеством облачности 0–100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год для станций, расположенных в низких и средних широтах земного шара. Рис. 4.3.2.7 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений $H_{НГ}$ для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах в низких и средних широтах.

На рис. 4.3.2.8 показаны многолетние средние значения для $H_{НГ}$ ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих $H_{НГ}$ для сроков 12 и 00 GMT.

Рис. 4.3.2.7 и 4.3.2.8 демонстрируют, что $H_{НГ}$ ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–10 км для всех станций составляет 360–1000 м. Внутригодовая изменчивость для средних месячных значений $H_{НГ}$ ОС для срока 00 GMT составляет около 150–300 м в зависимости от станции.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях $H_{НГ}$ ОС в слое 0–10 км для сроков 12 и 00 GMT для Гонконга достигает 260 м (см. рис. 4.3.2.8).

Анализ рис. 4.3.2.7 и 4.3.2.8 показал, что среднемесячные значения $H_{НГ}$ ОС в верхнем ярусе для всех станций составляют 6700–7200 м. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений для всех изучаемых станций составляет около 100–350 м.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных $H_{НГ}$ ОС в верхнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT для рассмотренных на рис. 4.3.2.8 станций изменяется от 80 до 170 м.

В среднем ярусе максимальные средние сезонные значения $H_{НГ}$ ОС для всех станций составляют 2600–2800 м, а минимальные – 2350–2700 м. Амплитуда годового хода среднемесячных значений $H_{НГ}$ ОС в среднем ярусе для всех изучаемых станций составляет около 100–400 м (см. рис. 4.3.2.7 и 4.3.2.8).

Для разницы в соответствующих средних месячных значениях $H_{НГ}$ ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости составляет 100–170 м для станций, показанных на рис. 4.3.2.8,– 166 м.

Согласно рис. 4.3.2.7 и 4.3.2.8, максимальные среднемесячные значения $H_{НГ}$ ОС в нижнем ярусе составляют 450–700 м, а минимальные – 350–480 м. Амплитуда годового хода среднемесячных $H_{НГ}$ ОС в нижнем ярусе для изучаемых станций в зависимости от станции составляет 50–300 м.

Рис. 4.3.2.8 показывает, что для показанных станций амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных $H_{НГ}$ ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT составляет 30–140 м.

а) Обсерватория Валентия (03953)

б) Штутгарт (10739)

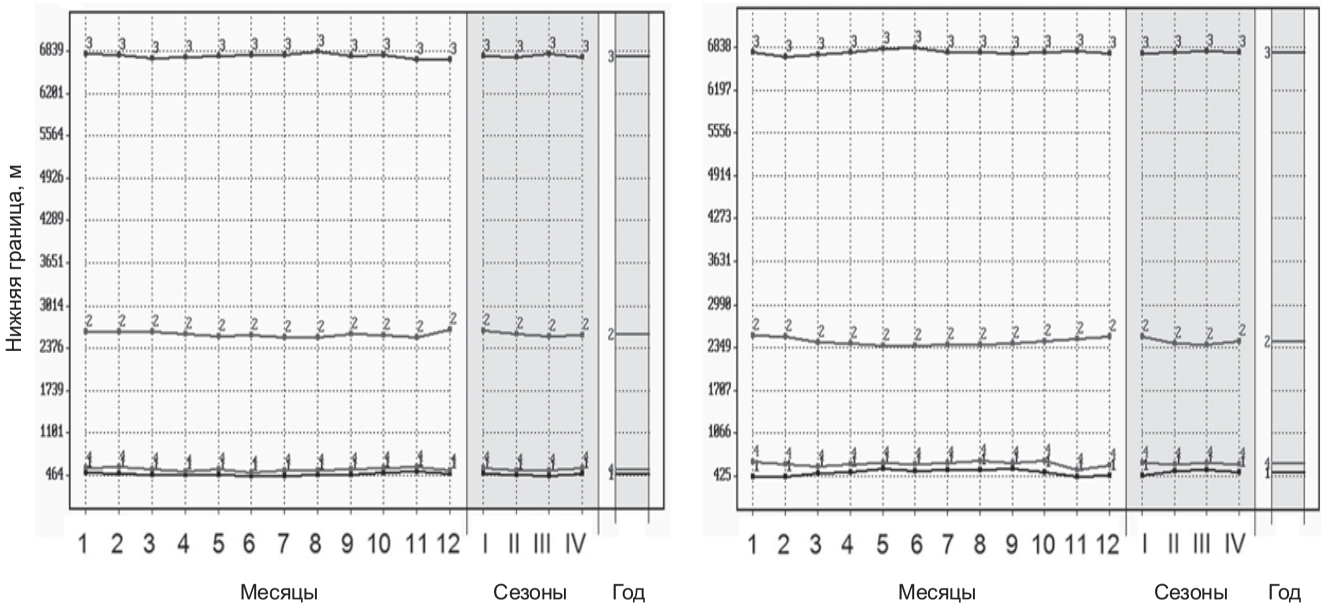


Рис. 4.3.2.7а, б. Многолетние средние значения высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

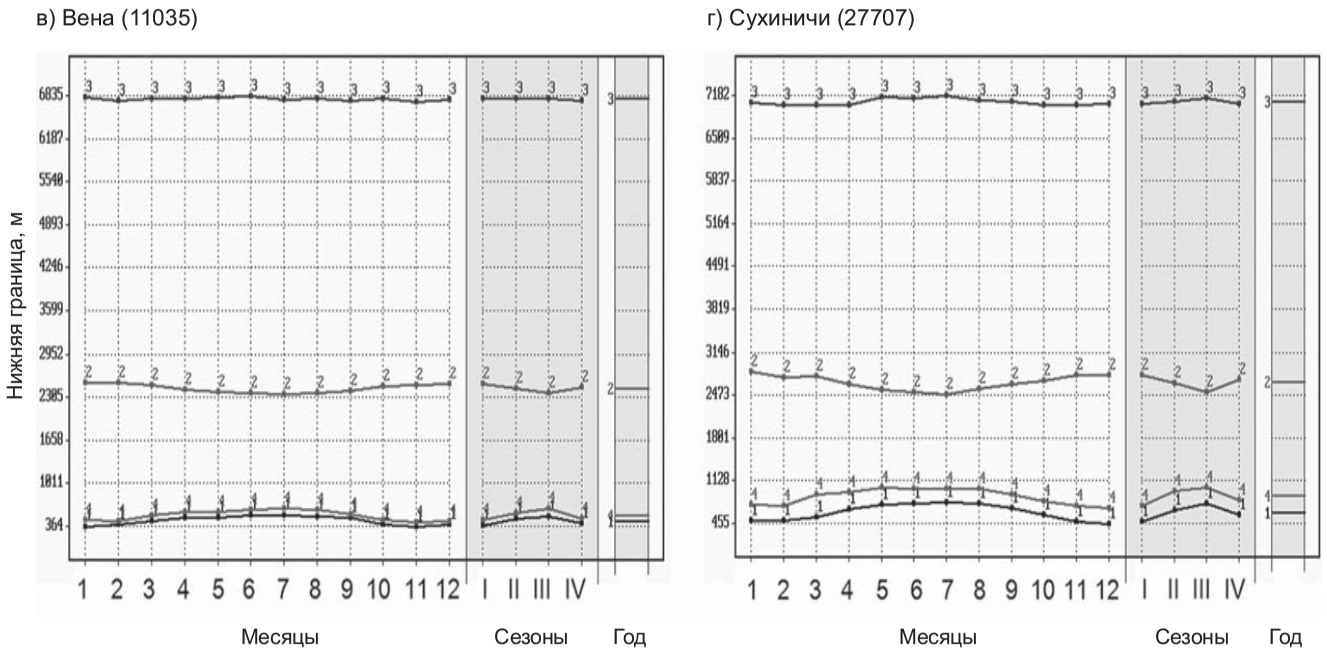
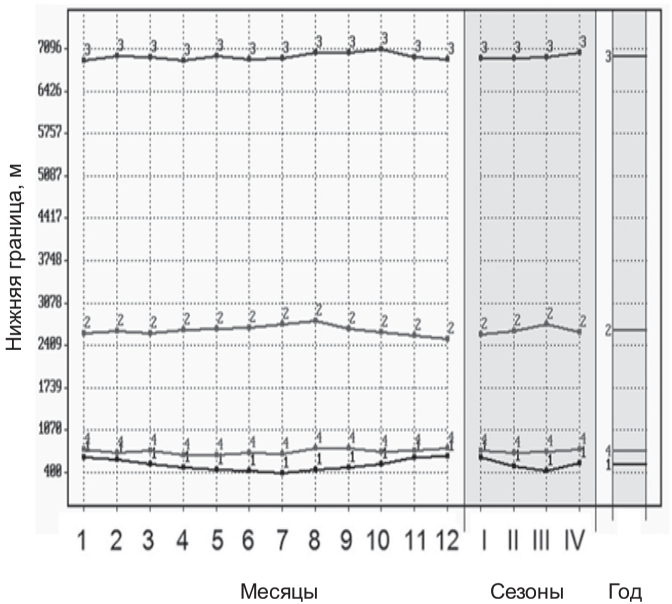


Рис. 4.3.2.7 в, г. Многолетние средние значения высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

д) Тунис–Карфаген (60715)



е) Анкара (17130)

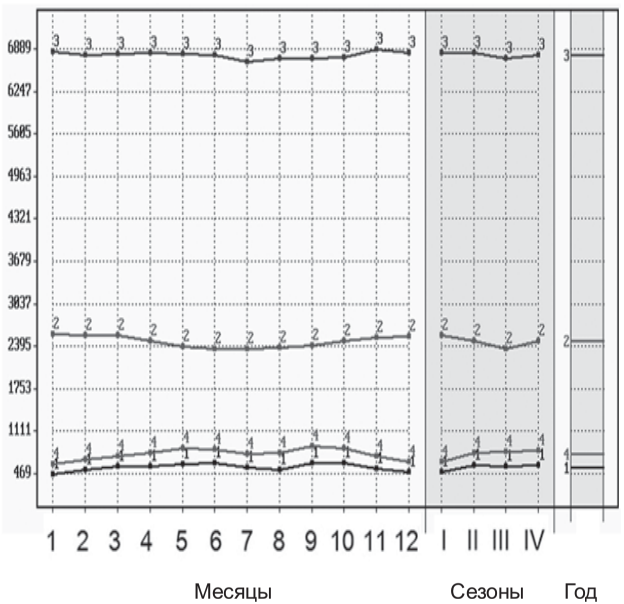
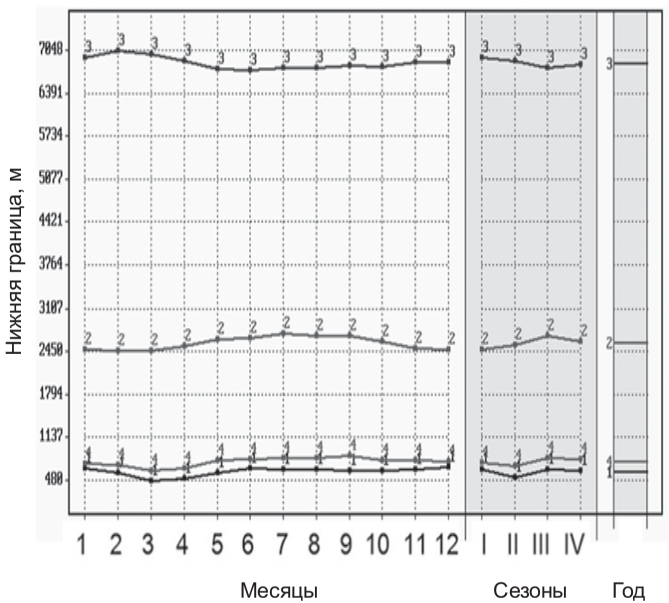


Рис. 4.3.2.7д, е. Многолетние средние значения высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

ж) Бангкок (48455)



з) Брисбан (94578)

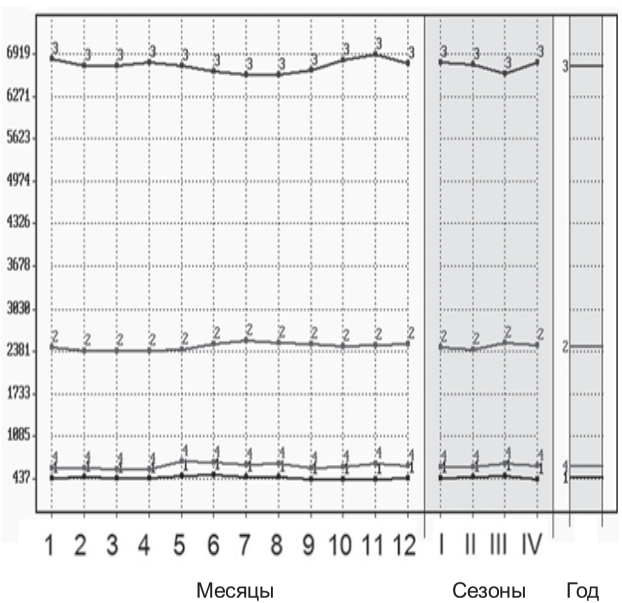


Рис. 4.3.2.7ж, з. Многолетние средние значения высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

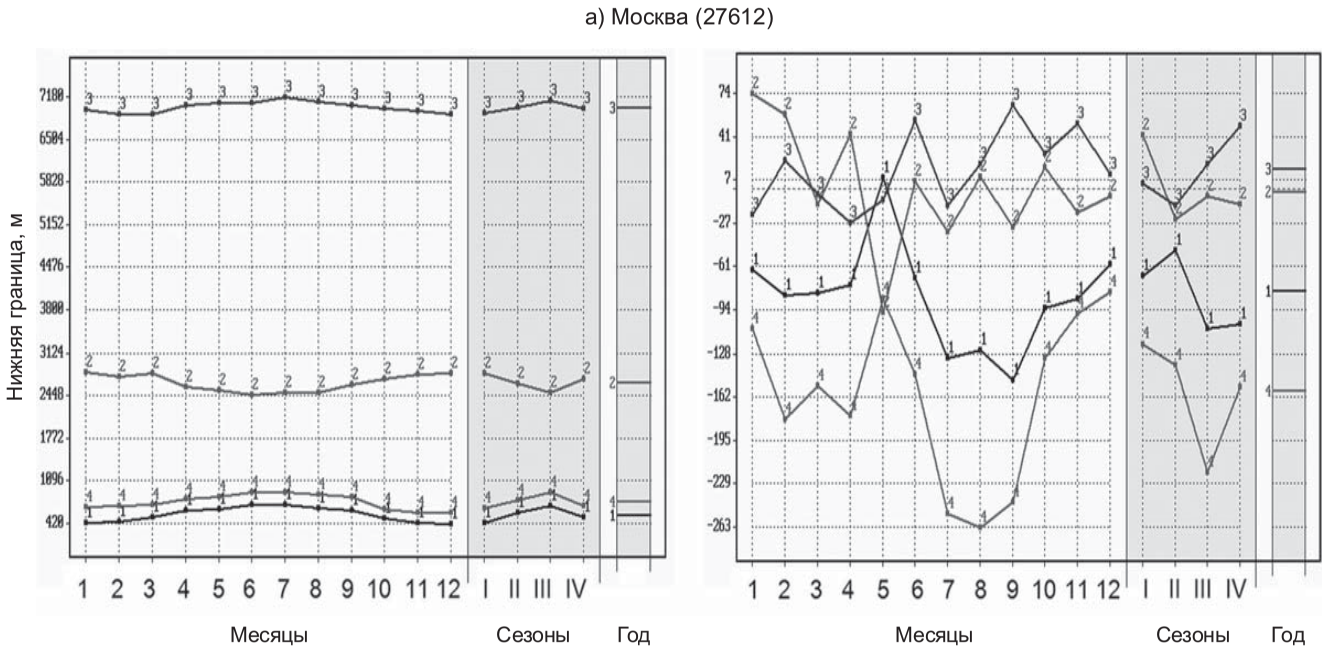


Рис. 4.3.2.8 а. Многолетние средние значения (слева) высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих высотах нижней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

б) Гонконг (45004)

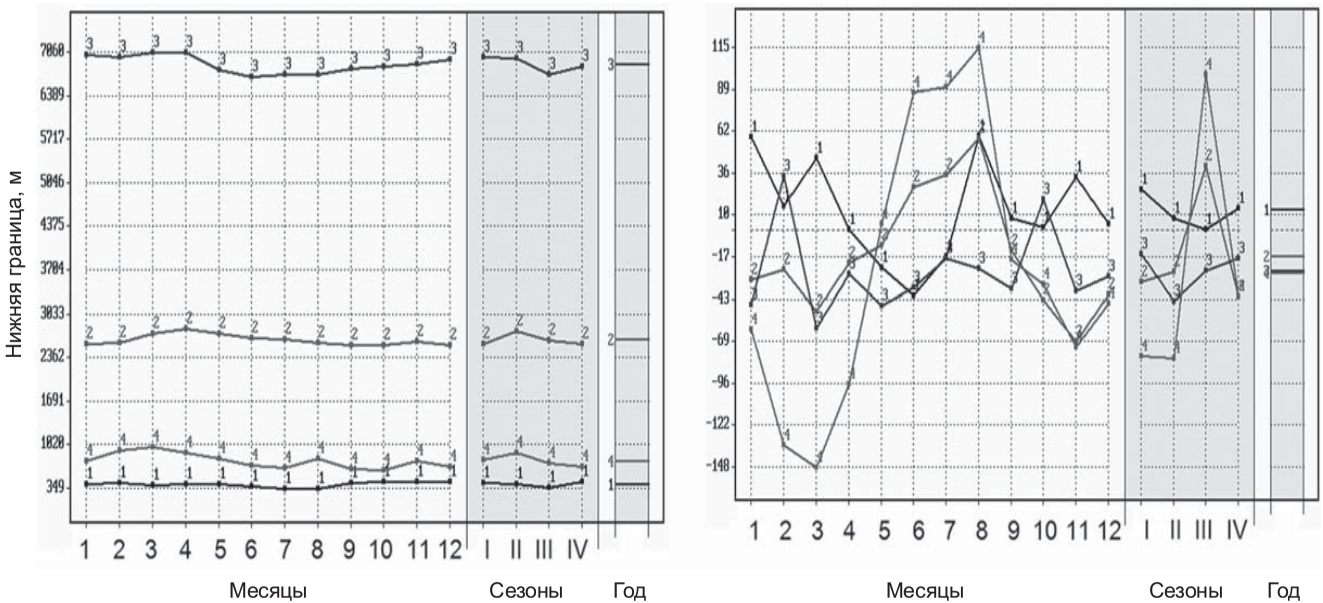


Рис. 4.3.2.8 б. Многолетние средние значения (слева) высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих высотах нижней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

в) Остров Гоф (68906)

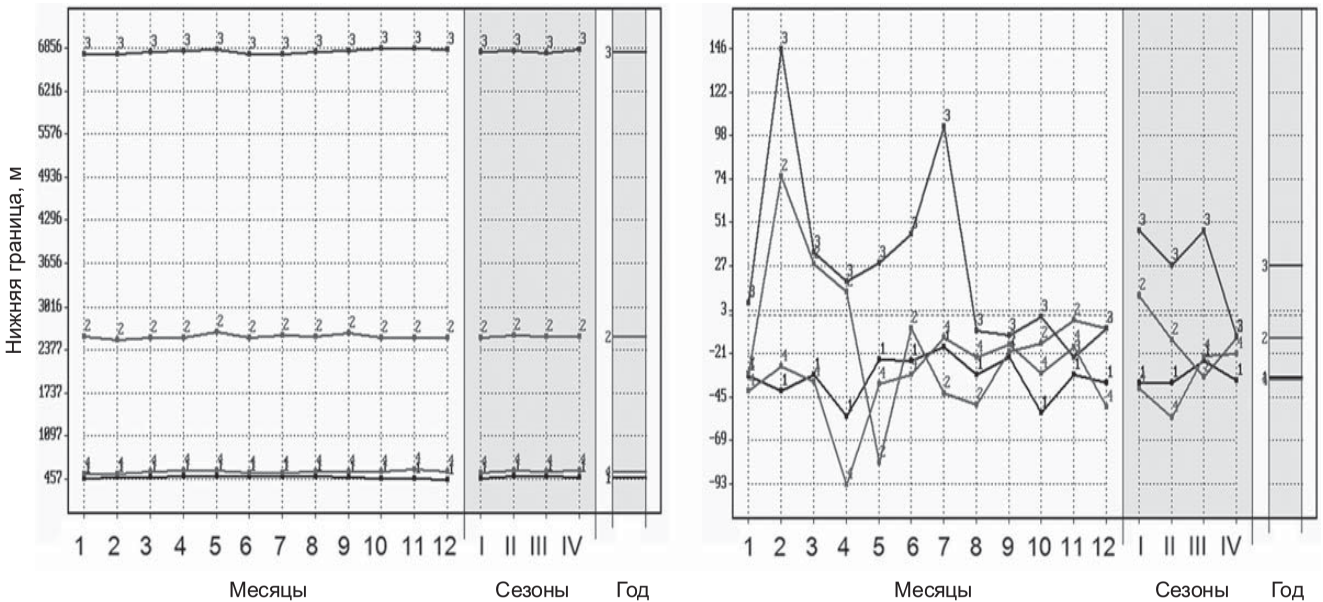


Рис. 4.3.2.8в. Многолетние средние значения (слева) высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих высотах нижней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

Высота верхней границы облачных слоев

На рис. 4.3.2.9 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения для $H_{BГ}$ ОС с количеством облачности 0 – 100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год для станций, расположенных в низких и средних широтах земного шара. Рис. 4.3.2.9 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений $H_{BГ}$ ОС для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах.

На рис. 4.3.2.10 показаны многолетние средние значения для $H_{BГ}$ ОС с количеством облачности 0 – 100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих $H_{BГ}$ для сроков 12 и 00 GMT.

Рис. 4.3.2.9 и 4.3.2.10 демонстрируют, что среднесезонные и среднемесячные значения $H_{BГ}$ ОС в слое 6 – 10 и 0 – 10 км практически совпадают для всех месяцев и изменяются в пределах 8800 – 9700 м для всех изучаемых станций, кроме Гонконг, Бангкок и Брисбен. Для этих станций $H_{BГ}$ ОС в слое 6 – 10 км на 1000 м больше, чем в слое 0 – 10 км для всех месяцев. Изменяются $H_{BГ}$ в пределах 8800 – 9700 м для слоя 6 – 10 км и 7600 – 9000 м – для слоя 0 – 10 км.

Внутригодовая изменчивость для средних месячных значений $H_{BГ}$ ОС с количеством облачности 0 – 100 % в слое 6 – 10 и 0 – 10 км для срока 00 GMT составляет 200 – 400 м для всех изучаемых станций, кроме Анкары. Для Анкары она составляет 800 м.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях $H_{BГ}$ ОС в слоях 6 – 10 и 0 – 10 км для сроков 12 и 00 GMT для станций, показанных на рис. 4.3.2.10, составляет 100 – 190 и 190 – 310 м соответственно.

В среднем ярусе $H_{BГ}$ ОС для 00 GMT для каждой станции относительно стабильна (см. рис. 4.3.2.9 и 4.3.2.10) в течение всего года. Ее средние месячные значения для всех станций составляют 4800 – 5100 м.

Для разницы в соответствующих средних месячных значениях $H_{BГ}$ ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости для станций, показанных на рис. 4.3.2.10, не превышает 130 м.

Согласно рис. 4.3.2.9 и 4.3.2.10, $H_{BГ}$ максимальные среднемесячные значения $H_{BГ}$ ОС в нижнем ярусе составляют 1540 – 1750 м, а минимальные – 1430 – 1620 м. Амплитуда годового хода $H_{BГ}$ составляет около 250 – 300 м.

Рис. 4.3.2.10 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих среднемесячных $H_{BГ}$ ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT для станций, показанных на рис. 4.3.2.10, не превышает 80 м.

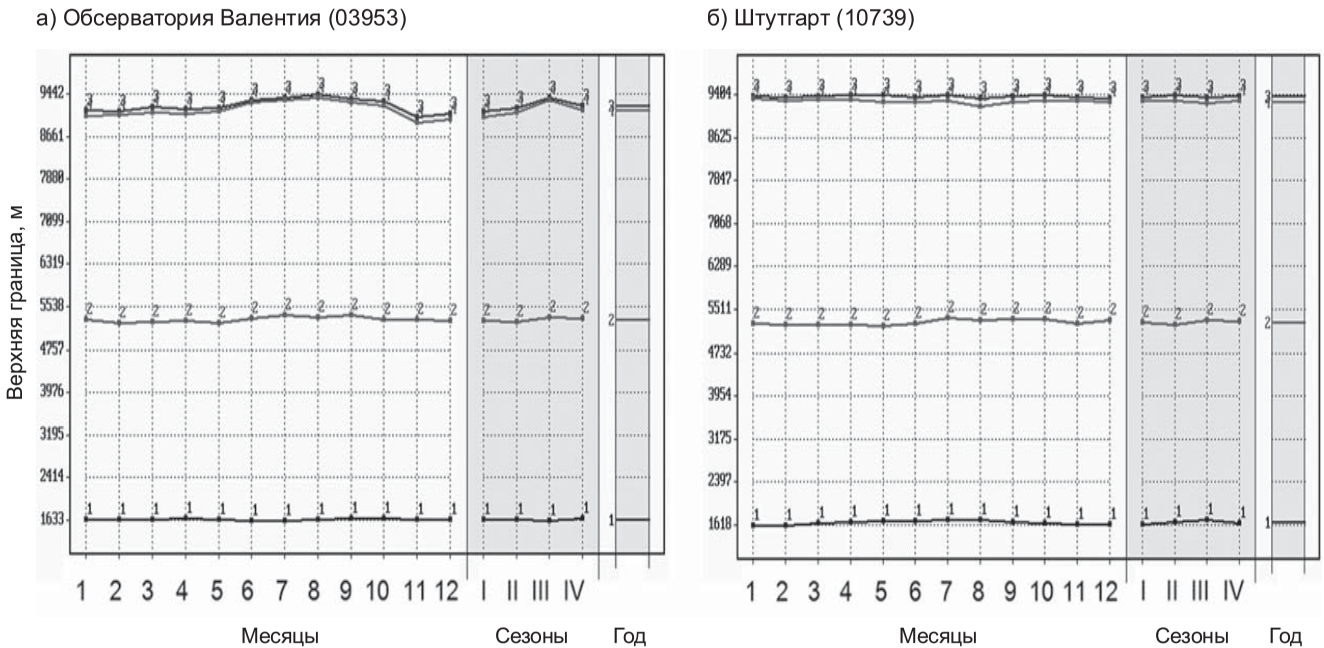


Рис. 4.3.2.9а, б. Многолетние средние значения высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

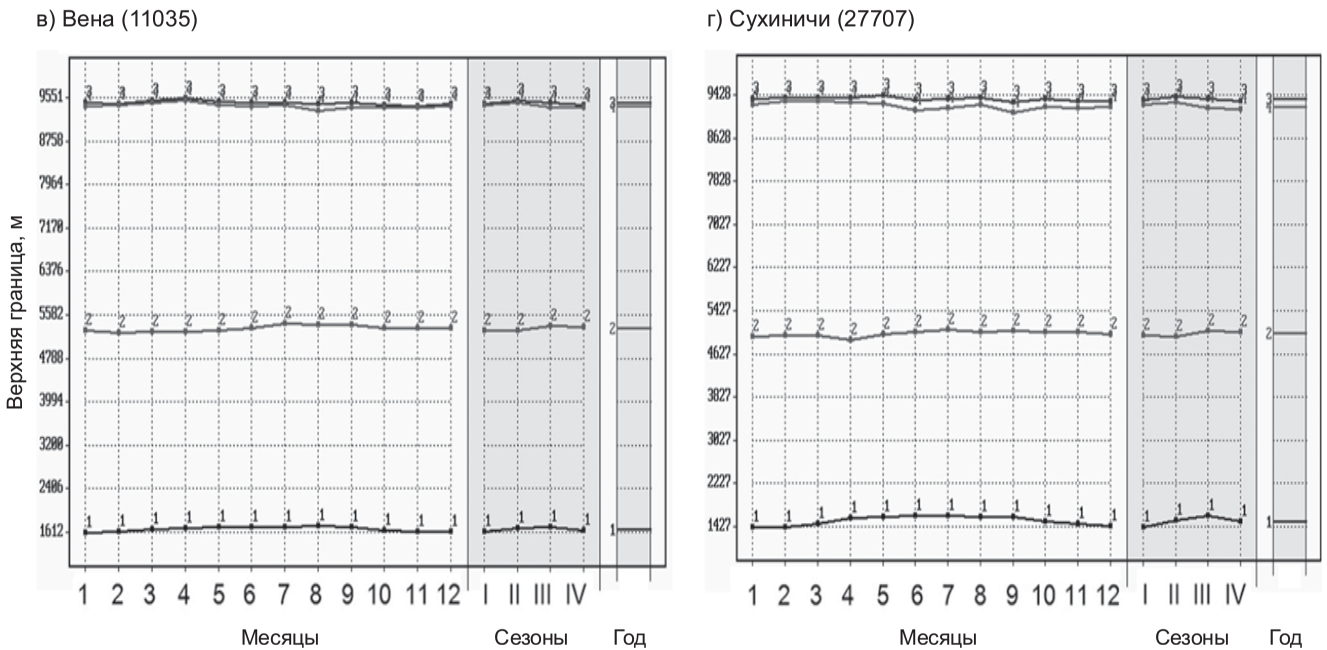


Рис. 4.3.2.9в, г. Многолетние средние значения высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

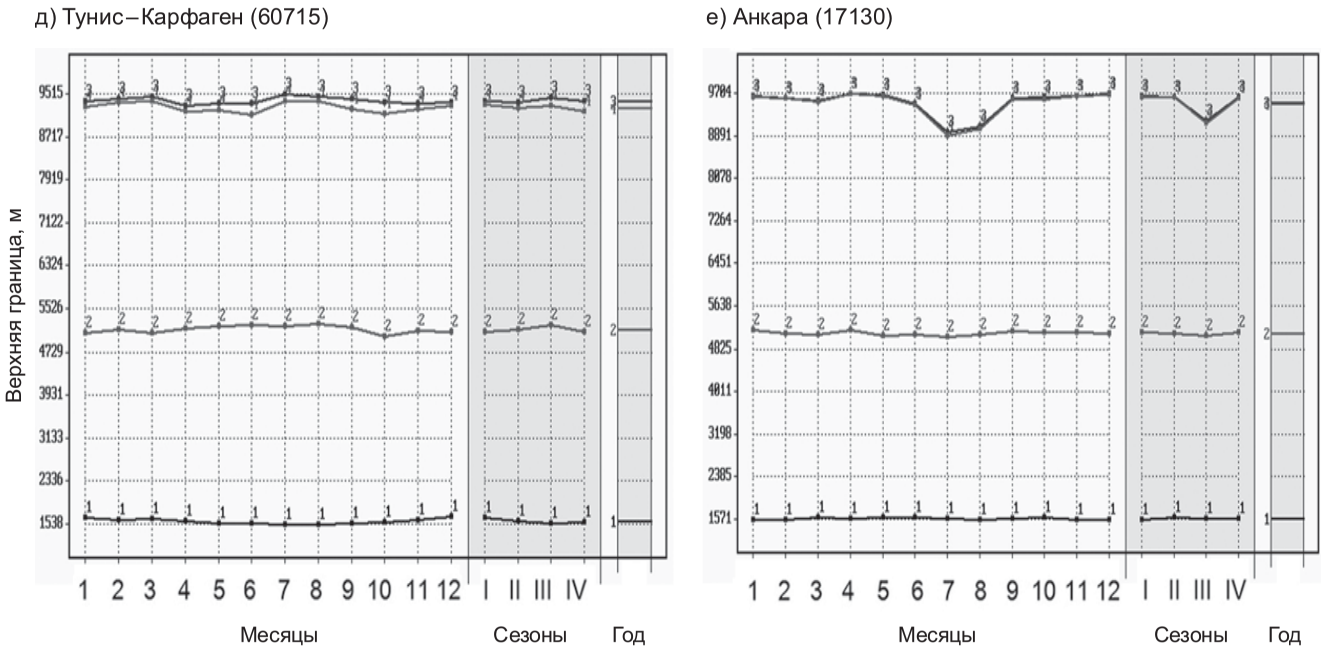


Рис. 4.3.2.9 д, е. Многолетние средние значения высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

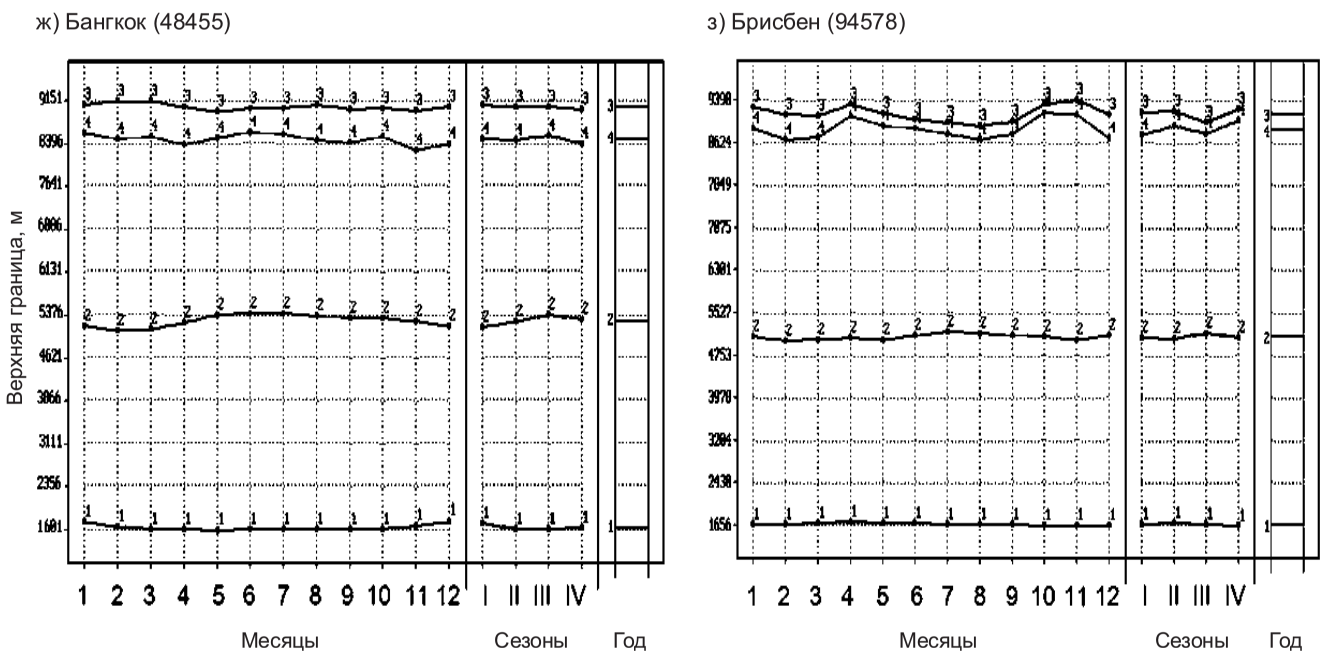


Рис. 4.3.2.9ж, з. Многолетние средние значения высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

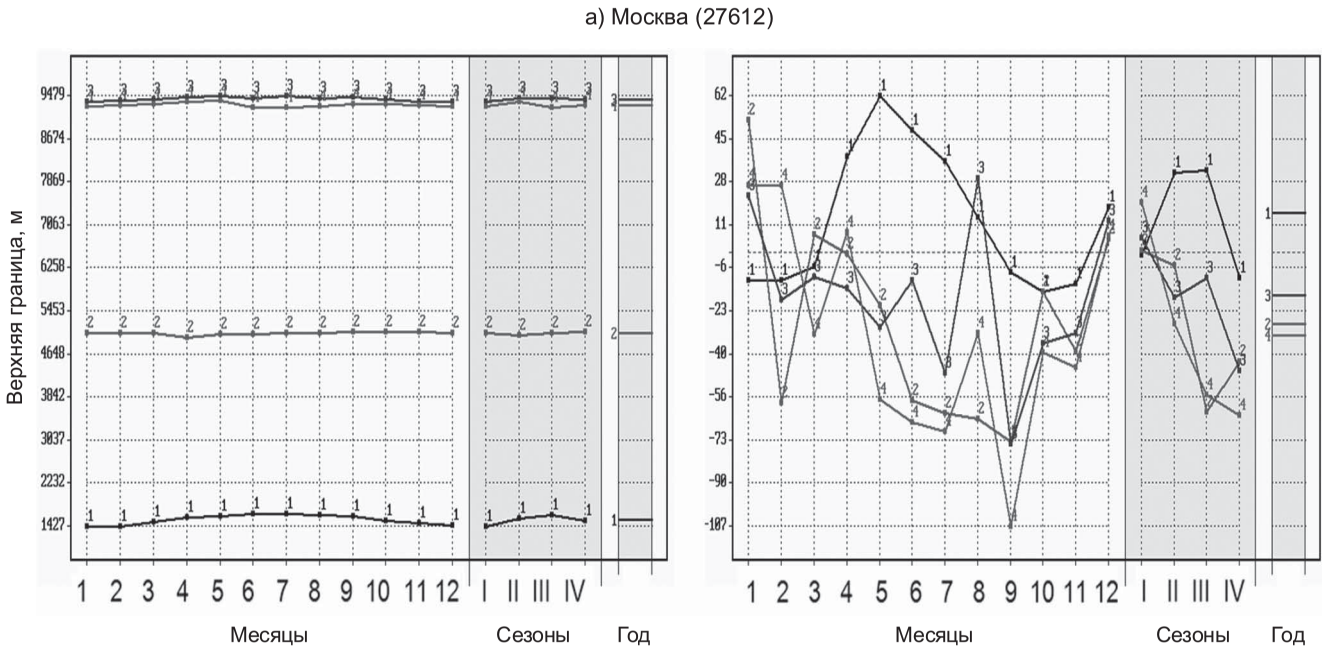


Рис. 4.3.2.10 а. Многолетние средние значения (слева) высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих высотах верхней границы для срока 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

б) Гонконг (45004)

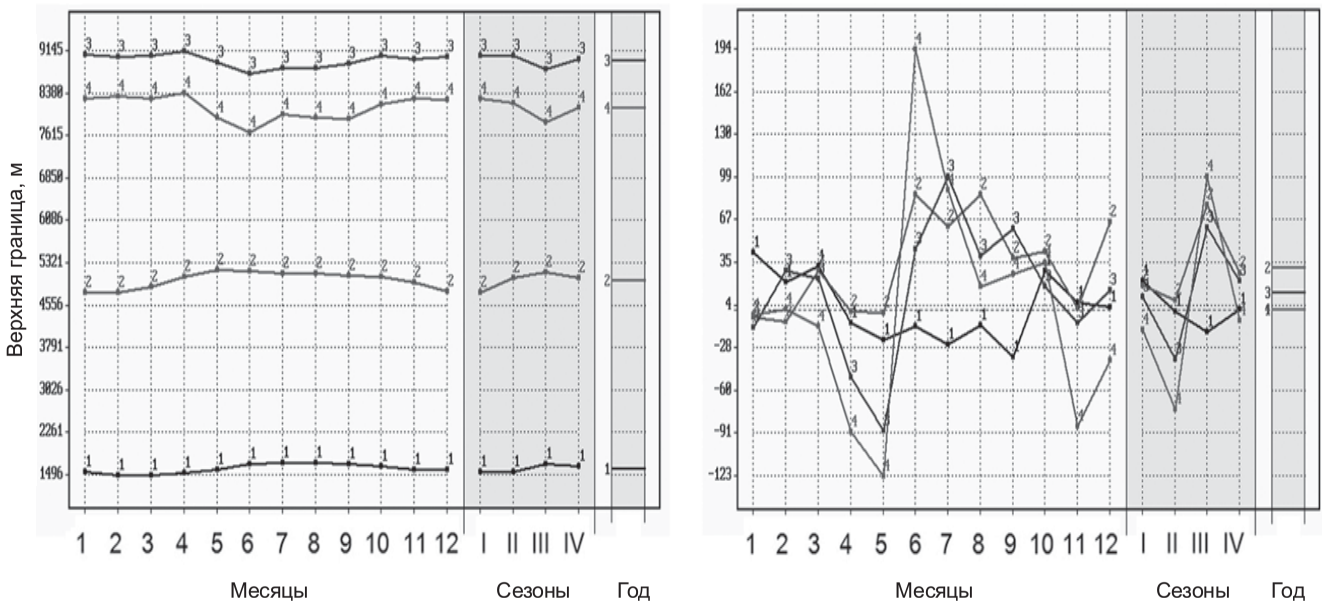


Рис. 4.3.2.10 б. Многолетние средние значения (слева) высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих высотах верхней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

в) Остров Гоф (68906)

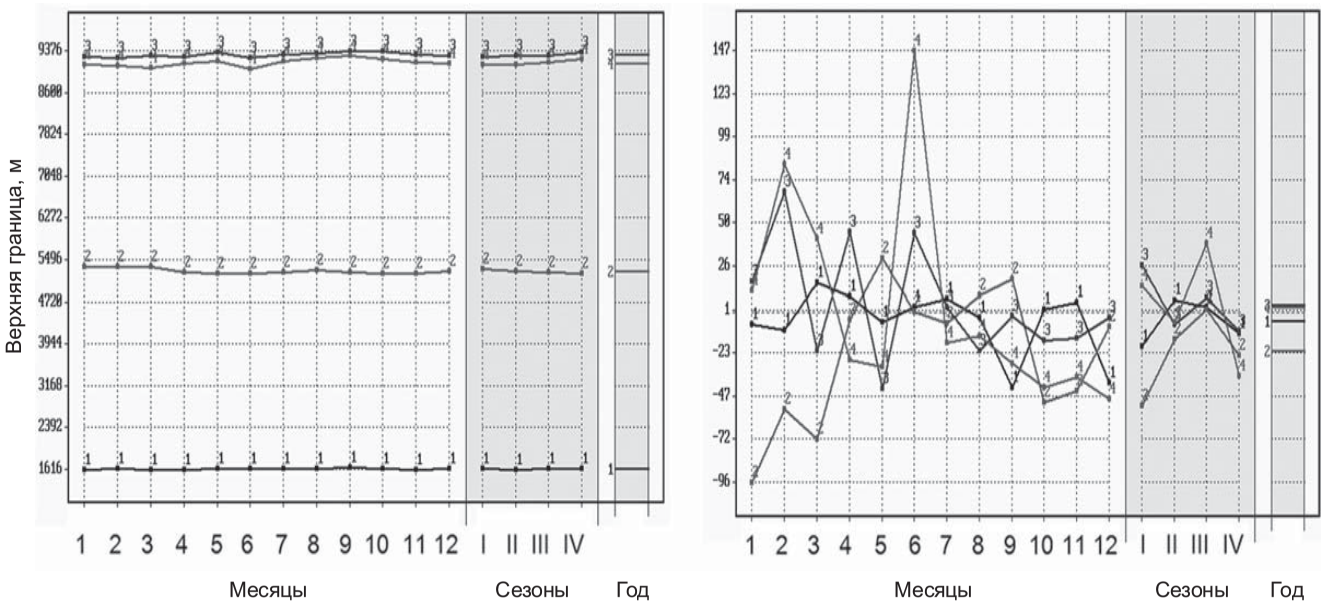


Рис. 4.3.2.10в. Многолетние средние значения (слева) высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих высотах верхней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

4.4. Вертикальная макроструктура облачных слоев над Антарктикой

Предметом исследования в данном разделе является температурно-влажностное расслоение атмосферы в слое 0–10 км над уровнем земли на облачные слои и безоблачные прослойки между ними над Антарктикой, рассмотрен вопрос о пространственно-временной изменчивости его параметров. В качестве параметров выбраны следующие: повторяемость ОС, их число и суммарная толщина, верхняя и нижняя границы.

Для определения границ облачных слоев и количества облачности в них по профилям температуры и влажности был использован СЕ-метод [7, 109,166].

4.4.1. Данные и методы

В качестве информационной базы служили данные радиозондовых наблюдений, проводимых на антарктических станциях, для сравнения – станции Маккуори, расположенной к северо-востоку от Антарктиды (см. табл. 4.4.1.1), содержащиеся в массиве КАРДС [213, 450], пополненном текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74].

Таблица 4.4.1.1

Список антарктических аэрологических станций, данные которых использованы при расчете коэффициентов корреляций

Индекс станции	Название	Широта	Долгота	Период измерений
89002	Ньюмайер	70,7° ю.ш.	8,4° з.д.	1985–2014 гг.
89009	Амундсен–Скотт	90,0° ю.ш.	0,0° в.д.	1964–2014 гг.
89022	Халли	75,5° ю.ш.	26,4° з.д.	1966–2014 гг.
89050	Беллинсгаузен	62,2° ю.ш.	58,9° з.д.	1970–1999 гг.
89512	Новолазаревская	70,8° ю.ш.	11,8° в.д.	1969–2014 гг.
89564	Маусон	67,6° ю.ш.	62,9° в.д.	1985–2014 гг.
89571	Дейвис	68,6° ю.ш.	78,0° в.д.	1970–2014 гг.
89592	Мирный	66,5° ю.ш.	93,0° в.д.	1969–2014 гг.
89611	Кейси	66,3° ю.ш.	110,5° в.д.	1968–2014 гг.
94998	Маккуори	54,5° ю.ш.	158,9° в.д.	1964–2014 гг.

Рассматриваемые российские станции расположены в умеренном макроклиматическом районе: станция Беллинсгаузен – в климатическом районе с умеренным ветром и высокой влажностью, Мирный и Новолазаревская – в умеренном климатическом районе с очень сильным ветром [48].

Исследования проводились для атмосферного слоя 0–10 км над уровнем земли на основе наблюдений в 00 и 12 GMT. При расчете средних значений были использованы только те зондирования, при которых имелись данные как для температуры, так и для влажности до высоты 10 км. Так как во время зондирования облачность могла отсутствовать; только те месяцы, которые содержат, по крайней мере, 10 зондирований с одним или более облачными слоями, были включены во временные ряды. Известно, что облачность оказывает

воздействие на солнечную радиацию, приходящую к поверхности Земли, и на земное излучение [95], поэтому исследования вертикальной структуры ОС для отдельных станций, на которых проводятся двусрочные наблюдения для 00 и 12 GMT, проведены раздельно для ночного и дневного сроков.

Для изучения вертикальной структуры ОС, ее внутригодовой изменчивости были рассчитаны многолетние средние значения параметров ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода для атмосферных слоев 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для месяцев, сезонов и года в целом. Первые три слоя соответствуют нижнему, среднему и верхнему ярусам облачности. Ниже покрытие небосвода облаками с количеством 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % называется малым, рассеянным, разорванным и сплошным. При рассмотрении ОС с фиксированным количеством облачности допускалось существование других ОС.

4.4.2. Статистические характеристики параметров макроструктуры облачных слоев над Антарктикой

Повторяемость облачных слоев

Для расчетов средних значений параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы среди всех радиозондирований (телеграмм) были выбраны только полные зонды для атмосферного слоя 0–10 км.

На рис. 4.4.2.1 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год для антарктических станций. Рис. 4.4.2.1 демонстрирует детали внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений повторяемости ОС для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах Антарктики.

На рис. 4.4.2.2 показаны многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих повторяемостях для сроков 12 и 00 GMT для станций Маусон и Маккуори.

Рис. 4.4.2.1 и 4.4.2.2 демонстрируют, что повторяемость ОС в слое 0–10 км близка к 98–100 % для всех станций для всех сезонов и месяцев. Внутригодовая изменчивость для средних месячных значений повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT не превышает 2,5 %.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных повторяемостях ОС в слое 0–10 км для сроков 12 и 00 GMT не превышает 1 %.

Анализ рис. 4.4.2.1 и 4.4.2.2 показал, что повторяемость ОС в верхнем ярусе для всех станций, за исключением станции Амундсен–Скотт, составляет 92–100 % для всех сезонов и месяцев. Для станции Амундсен–Скотт она составляет 82–90 %. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений не превышает 2–8 % для всех изучаемых станций.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных повторяемостях ОС в верхнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 2 % (см. рис. 4.4.2.2).

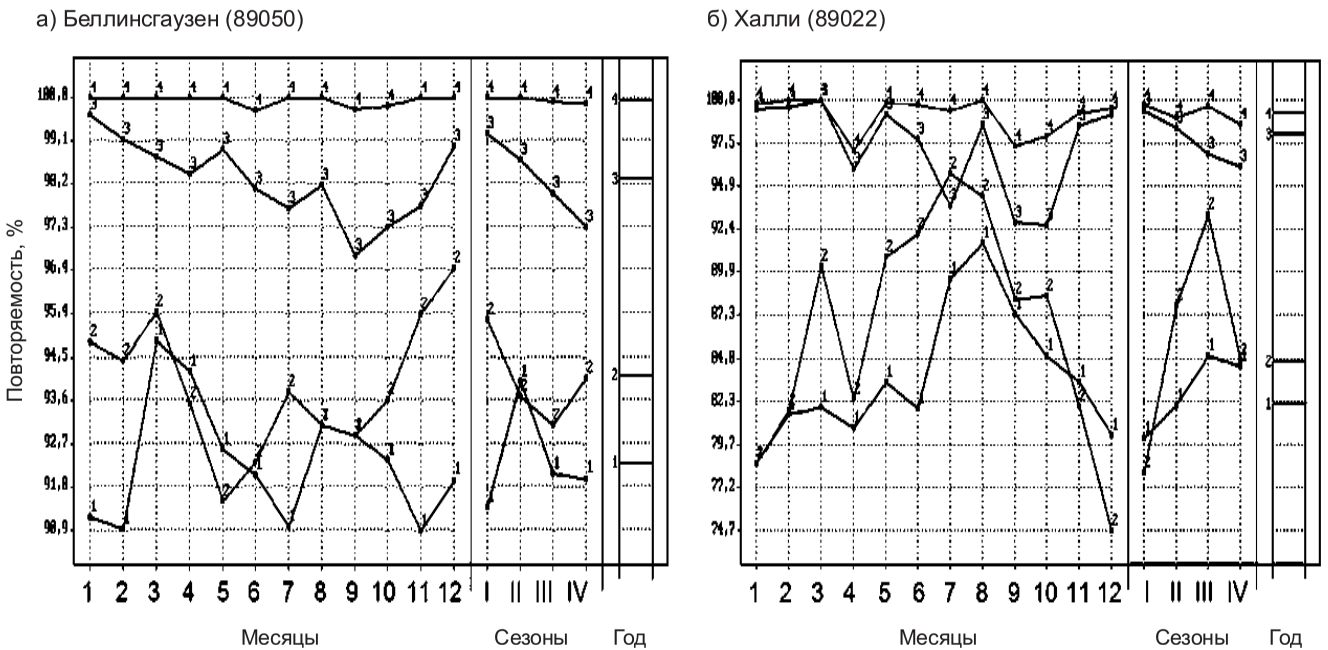


Рис. 4.4.2.1а, б. Многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 GMT и 12 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

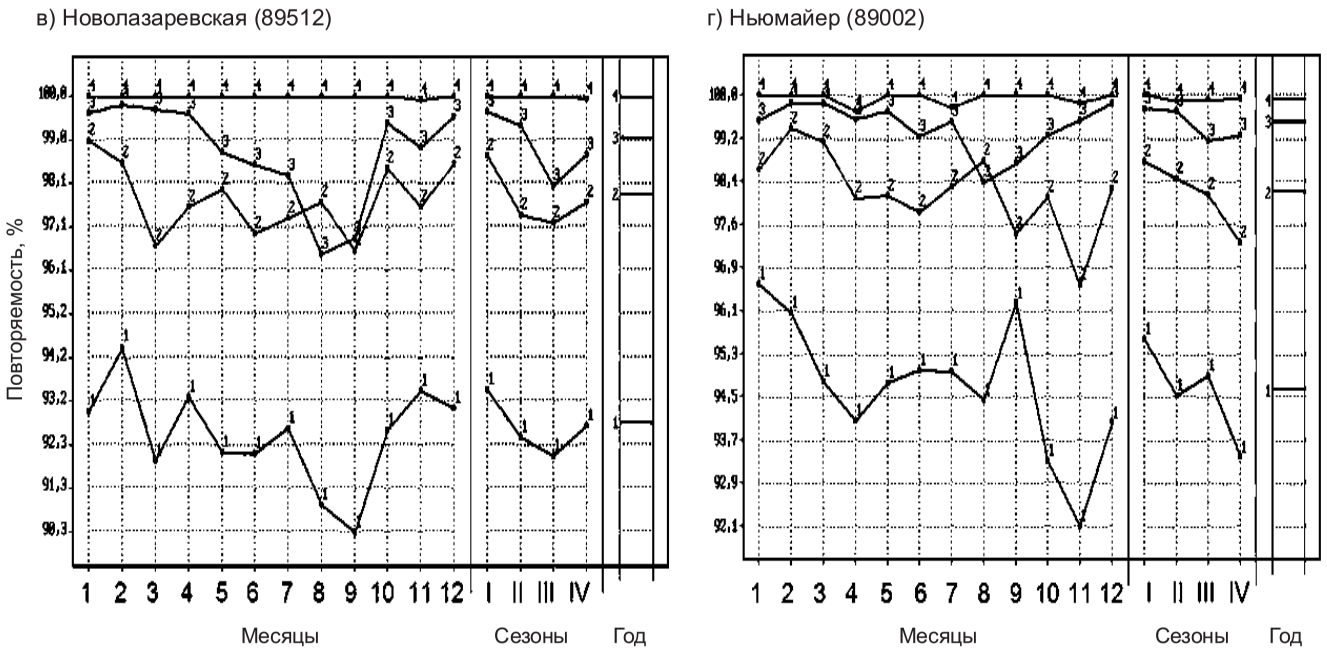


Рис. 4.4.2.1 в, г. Многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 GMT и 12 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

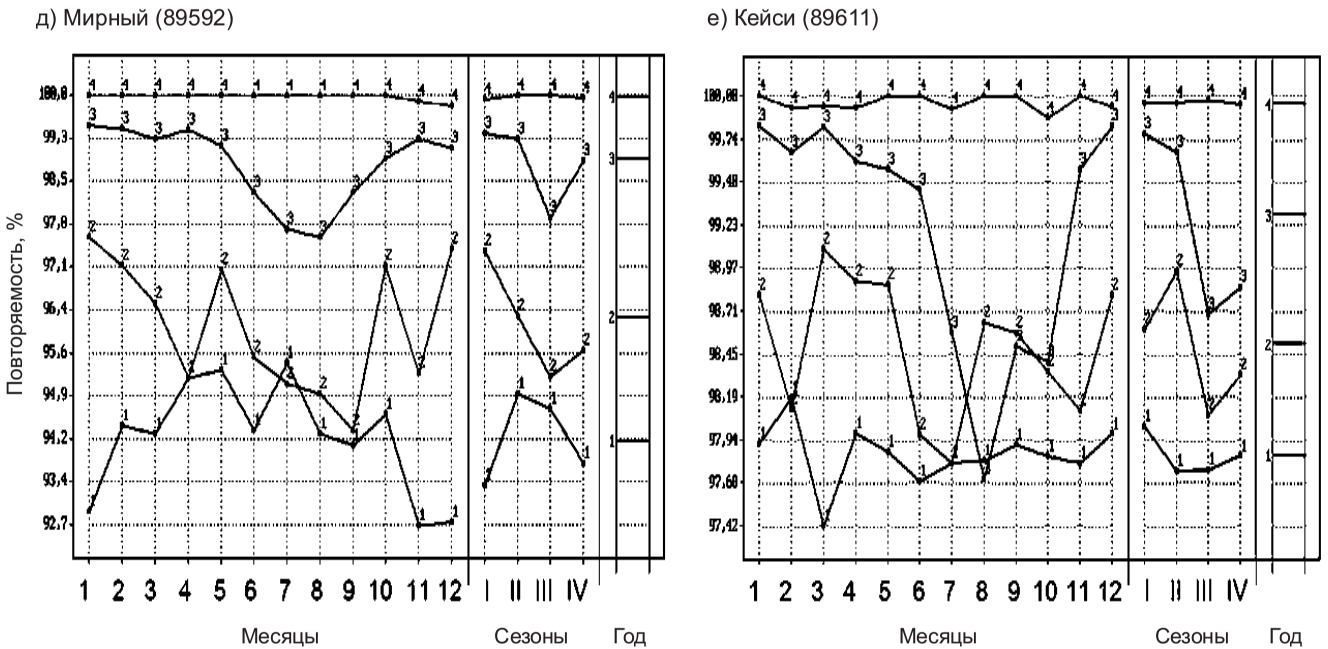


Рис. 4.4.2.1 д,е. Многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 GMT и 12 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

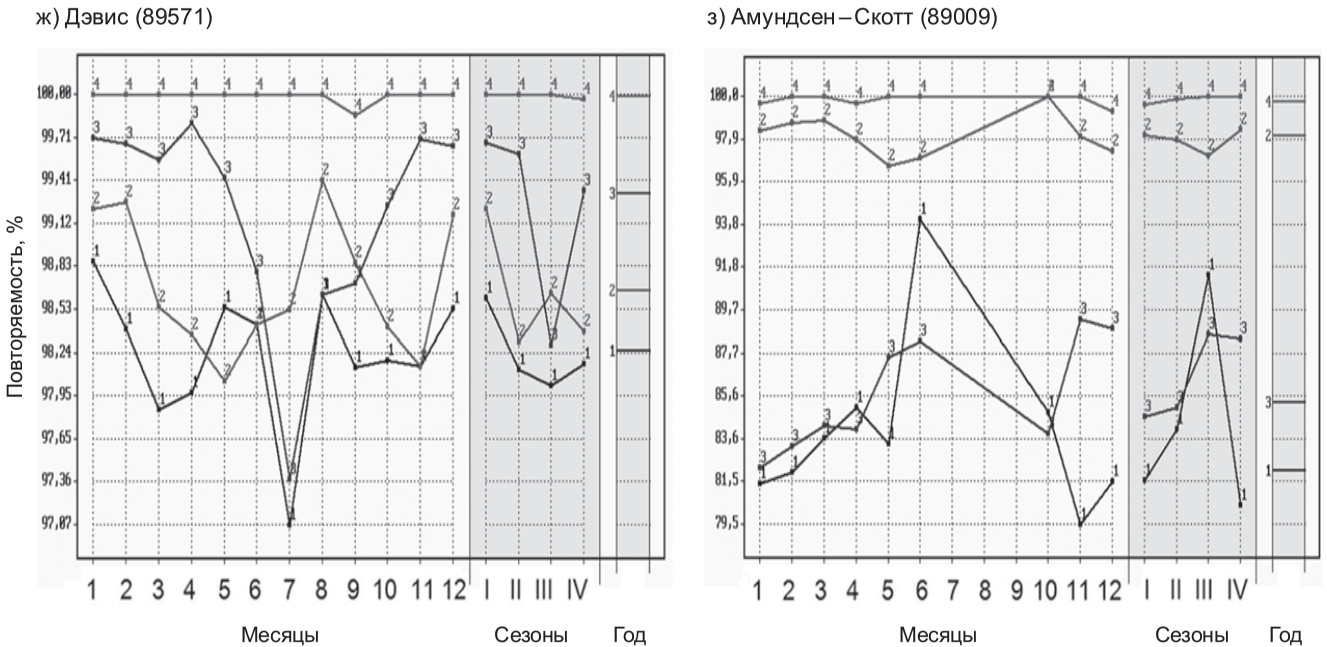


Рис. 4.4.2.1ж,з. Многолетние средние значения для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 GMT и 12 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

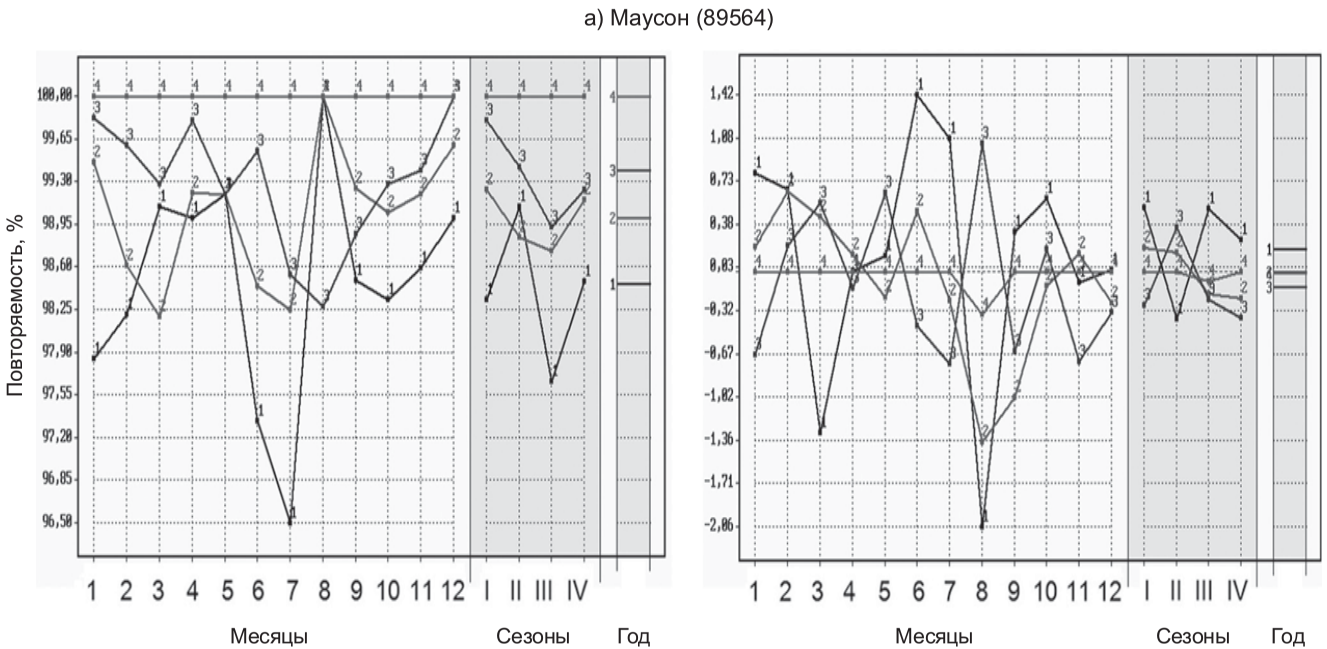


Рис. 4.4.2.2а. Многолетние средние значения (слева) для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих повторяемостях для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

б) Маккуори (94998)

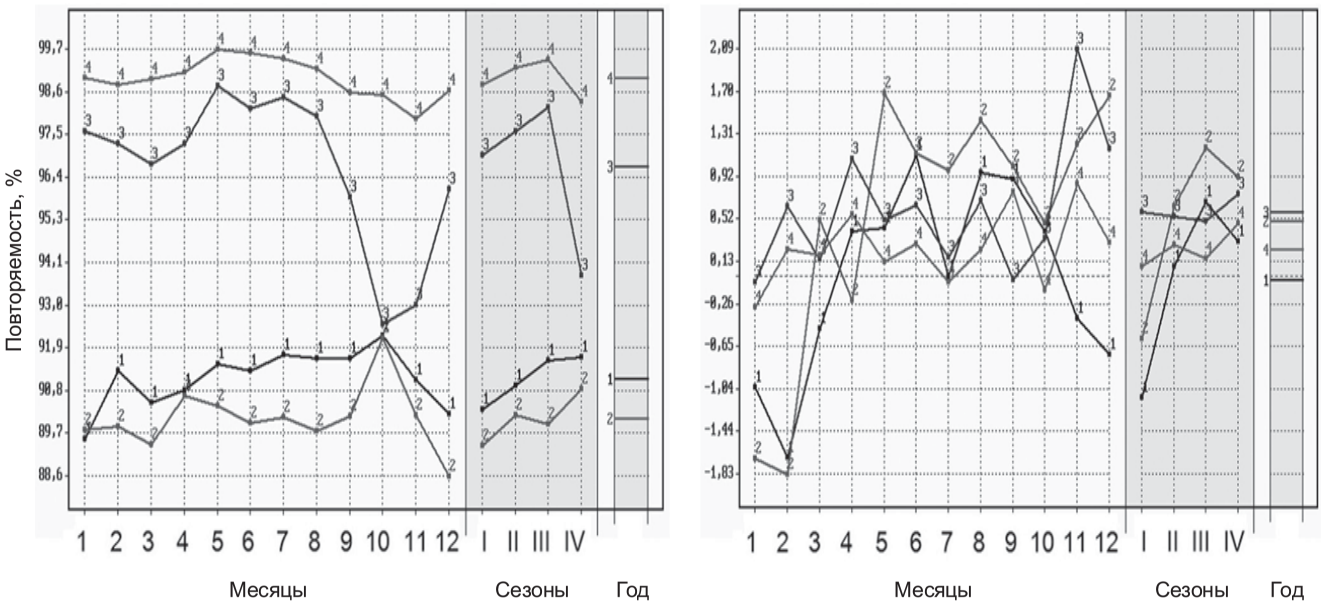


Рис. 4.4.2.2б. Многолетние средние значения (слева) для повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих повторяемостях для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

Для повторяемости ОС в среднем ярусе средние сезонные и месячные значения для всех станций, кроме Халли, составляют 89–100 %. Для Халли она составляет 74–96 %. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений для всех станций, кроме Халли, составляет 1–6 %, а для Халли – 22 % (см. рис. 4.4.2.1 и 4.4.2.2).

Для разницы в соответствующих средних месячных повторяемостях ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости для станций, приведенных на рис. 4.4.2.2, составляет 2 и 3,5 %.

Согласно рис. 4.4.2.1 и 4.4.2.2, среднемесячные значения для повторяемости ОС в нижнем ярусе для всех станций, кроме Амундсен–Скотт и Халли, составляют 90–100 %, для Амундсен–Скотт и Халли – 80–93 %. Амплитуда годового хода повторяемости составляет 2–5 % для всех станций, кроме Амундсен–Скотт и Халли. Рис. 4.4.2.2 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных повторяемостях ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 3,5 %.

Число облачных слоев

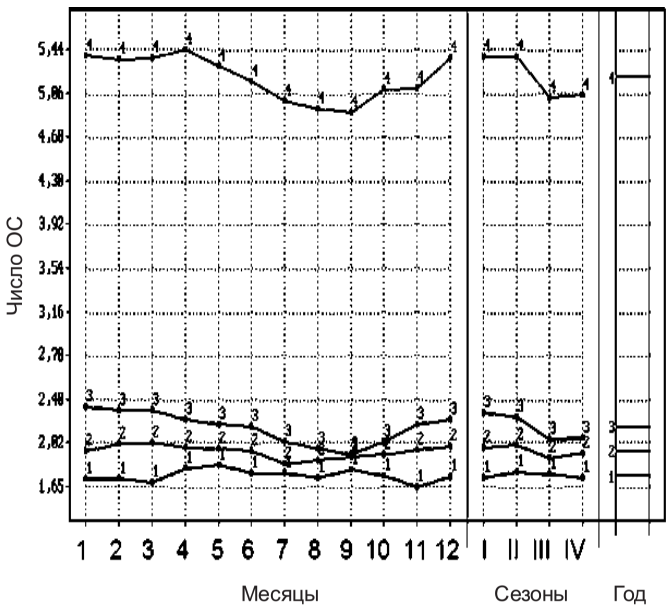
На рис. 4.4.2.3 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год над антарктическими станциями. Рис. 4.4.2.3 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений числа ОС для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах Антарктики.

На рис. 4.4.2.4 показаны многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница соответствующих значений числа ОС для сроков 12 и 00 GMT.

Рис. 4.4.2.3 и 4.4.2.4 демонстрируют, что максимальные средние месячные значения числа ОС в слое 0–10 км изменяются в диапазоне 5,4–8,7 для всех станций, а минимальные – в диапазоне 4,6–7,7. Внутригодовая изменчивость для средних месячных значений числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT составляет 0,5–1,3 слоя. Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях числа ОС в слое 0–10 км для сроков 12 и 00 GMT составляет 0,4 и 0,9 слоя (см. рис. 4.4.2.4). Следует отметить, что для зарубежных станций в восточной части Антарктики (Ньюмайер, Маусон, Дэвис, Кейси) среднемесячное число слоев составляет 7,7–8,7, а на российских – 5,7–6,6. Возможно, здесь на результаты оказывает некоторое влияние разница в датчиках (см. раздел 3.2). Но тенденция слабого увеличения числа слоев для станций в восточной части Антарктиды, по сравнению с числом слоев для станций в ее западной части, видна по данным как российских, так и зарубежных станций.

Анализ рис. 4.4.2.3 и 4.4.2.4 для сезонов показал, что максимальные среднемесячные значения числа ОС в верхнем ярусе составляют 2,0–3,2 слоя, а минимальные – 1,5–2,7 для всех изучаемых станций. Амплитуда годового хода его среднемесячных значений для всех станций Антарктики

а) Беллинсгаузен (89050)



б) Халли 89022

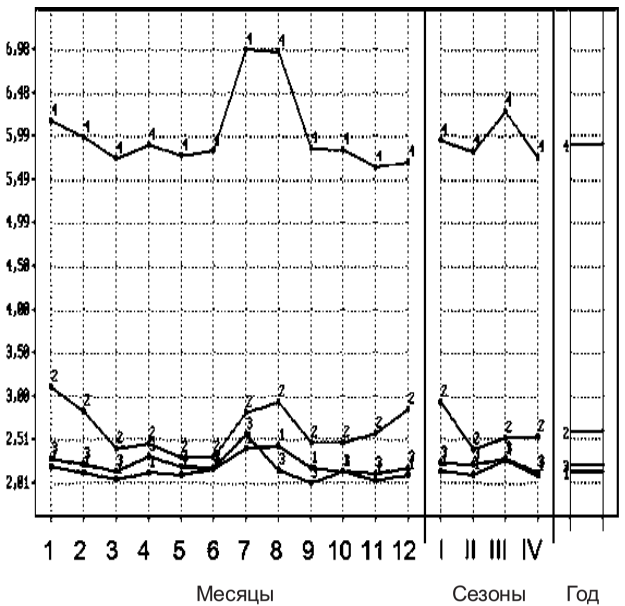


Рис. 4.4.2.3 а, б. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 GMT и 12 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

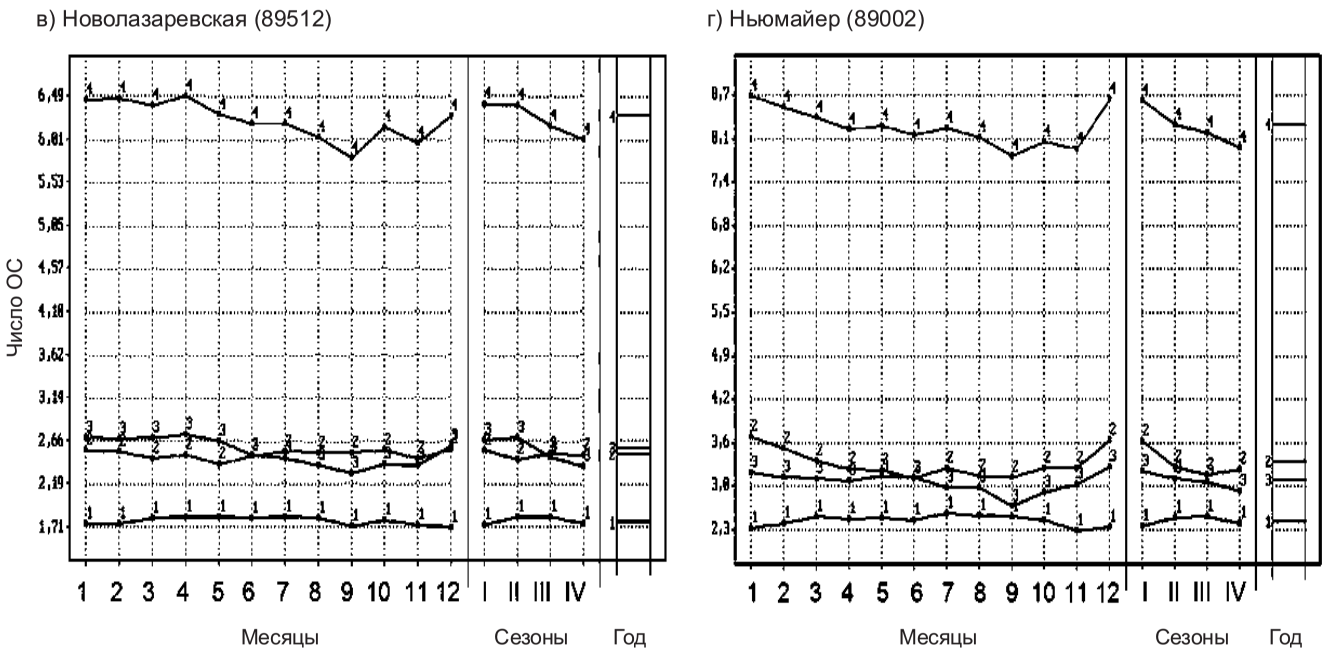


Рис. 4.4.2.3в, г. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 GMT и 12 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

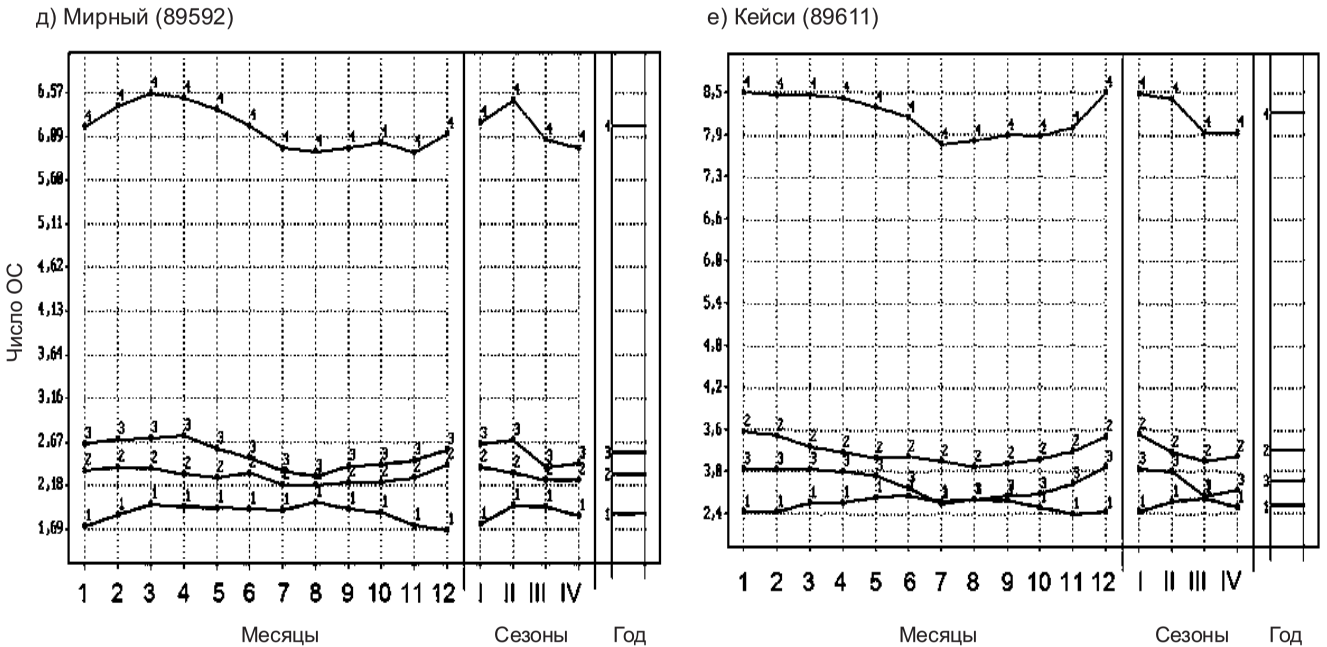


Рис. 4.4.2.3д, е. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 GMT и 12 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

ж) Дэвис (89571)

з) Амундсен – Скотт (89009)

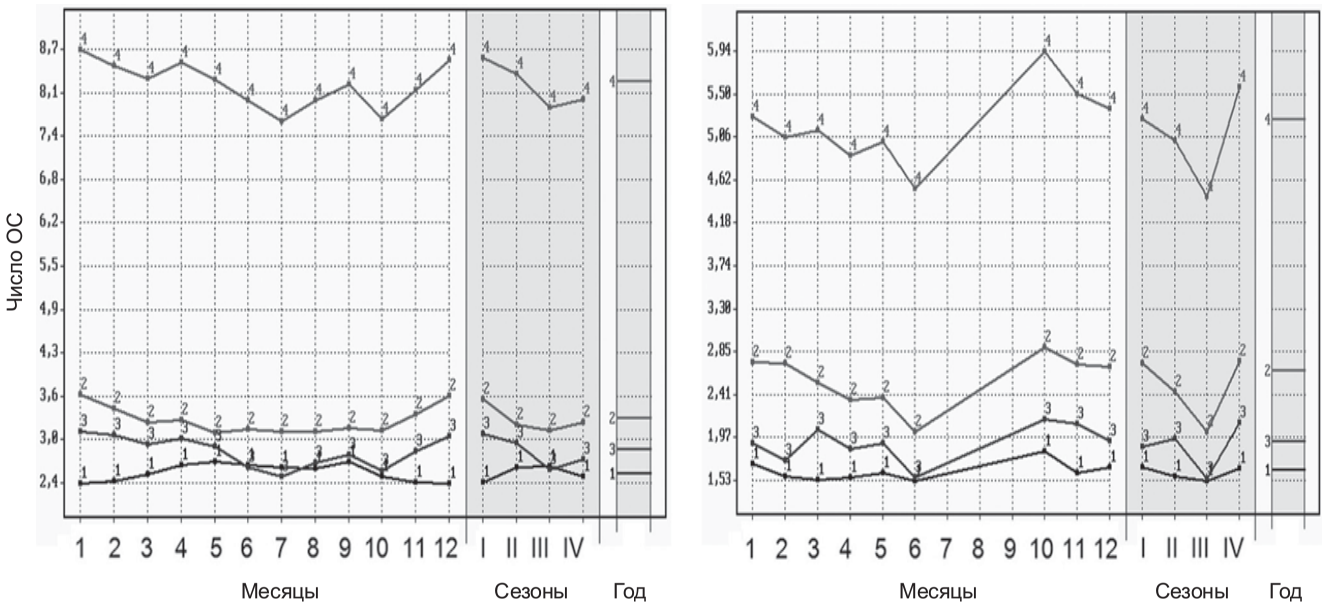


Рис. 4.4.2.3ж, з. Многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 00 GMT и 12 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

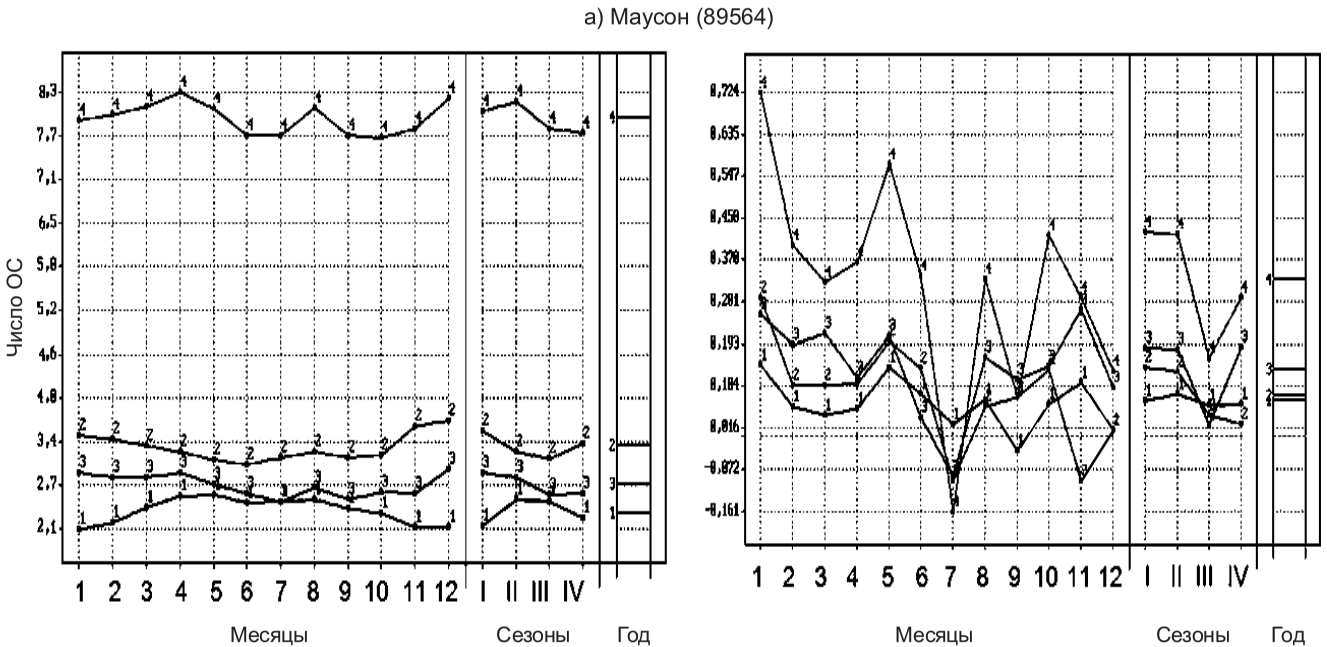


Рис. 4.4.2.4 а. Многолетние средние значения (слева) числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующем числе ОС для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

б) Маккуори (94998)

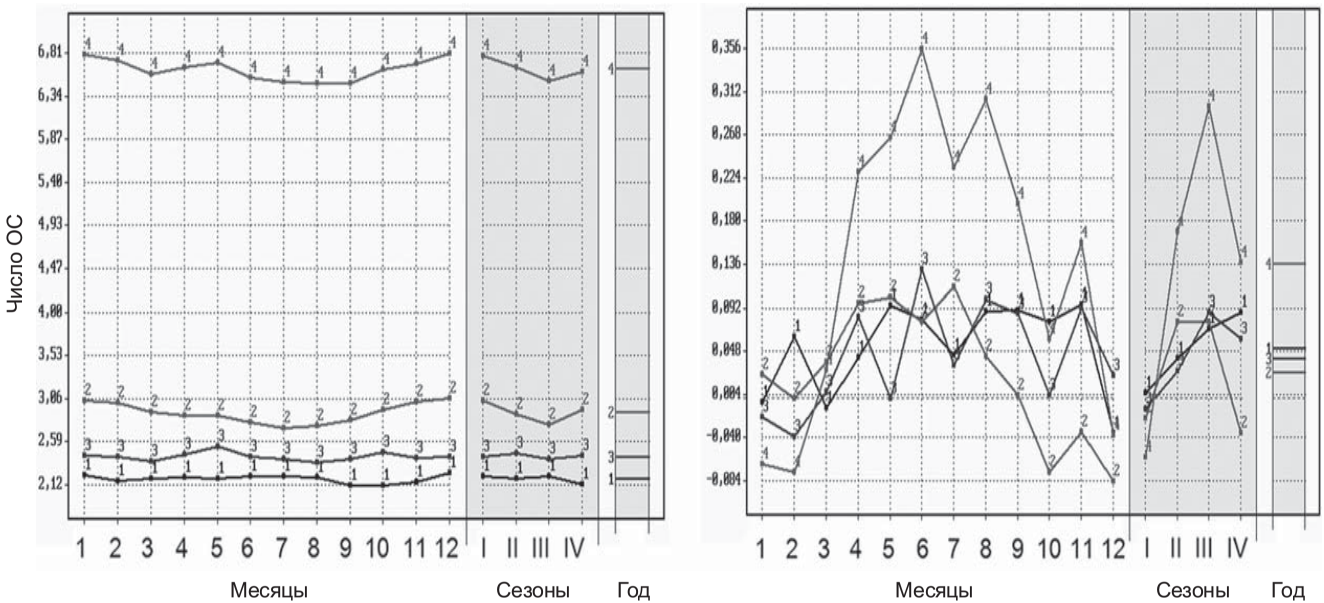


Рис. 4.4.2.4 б. Многолетние средние значения (слева) числа ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующем числе ОС для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

изменяется в пределах 0,2–0,6 слоя. Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях числа ОС в верхнем ярусе для 12 и 00 GMT не превышает 0,4 слоя (см. рис. 4.4.2.4).

Для среднего яруса максимальные средние месячные значения числа ОС для всех станций составляют 2,0–3,7, а минимальные – 1,9–3,1. Амплитуда годового хода его среднемесячных значений для всех изучаемых станций составляет 0,2–0,9 слоя (см. рис. 4.4.2.3 и 4.4.2.4). Для разницы в соответствующих средних месячных значениях числа ОС в среднем ярусе для 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости не превышает 0,4 слоя (см. рис. 4.4.2.4).

Согласно рис. 4.4.2.3 и 4.4.2.4, максимальные значения числа ОС в нижнем ярусе составляют 1,8–2,7, а минимальные – 1,5–2,4. Для изучаемых станций амплитуда годового хода числа ОС составляет 0,2–0,4 слоя. Рис. 4.4.2.4 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях числа ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 0,2 слоя.

Суммарная толщина облачных слоев

На рис. 4.4.2.5 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год для антарктических станций. Рис. 4.4.2.5 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений суммарной толщины ОС для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах Антарктики.

На рис. 4.4.2.6 показаны многолетние средние значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих суммарных толщинах для сроков 12 и 00 GMT.

Рис. 4.4.2.5 и 4.4.2.6 демонстрируют, что максимальные среднемесячные значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–10 км составляют 2300–3060 м, а минимальные – 1800–2600 м для всех станций. Внутригодовая изменчивость среднемесячных значений для толщины таких ОС для срока 00 GMT составляет 200–480 м. Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих среднемесячных значениях суммарной толщины ОС в слое 0–10 км для сроков 12 и 00 GMT не превышает 170 м (см. рис. 4.4.2.6).

Анализ рис. 4.4.2.5 и 4.4.2.6 показал, что максимальные среднесезонные значения толщины ОС в верхнем ярусе составляют 900–1450 м, а минимальные – 600–1100 м для всех станций. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений составляет 200–650 м. Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных толщинах ОС в верхнем ярусе для 12 и 00 GMT не превышает 120 м (см. рис. 4.4.2.6).

Для среднего яруса максимальные средние месячные значения толщины ОС составляют 1000–1250 м, а минимальные – 900–1050 м для всех станций. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений для

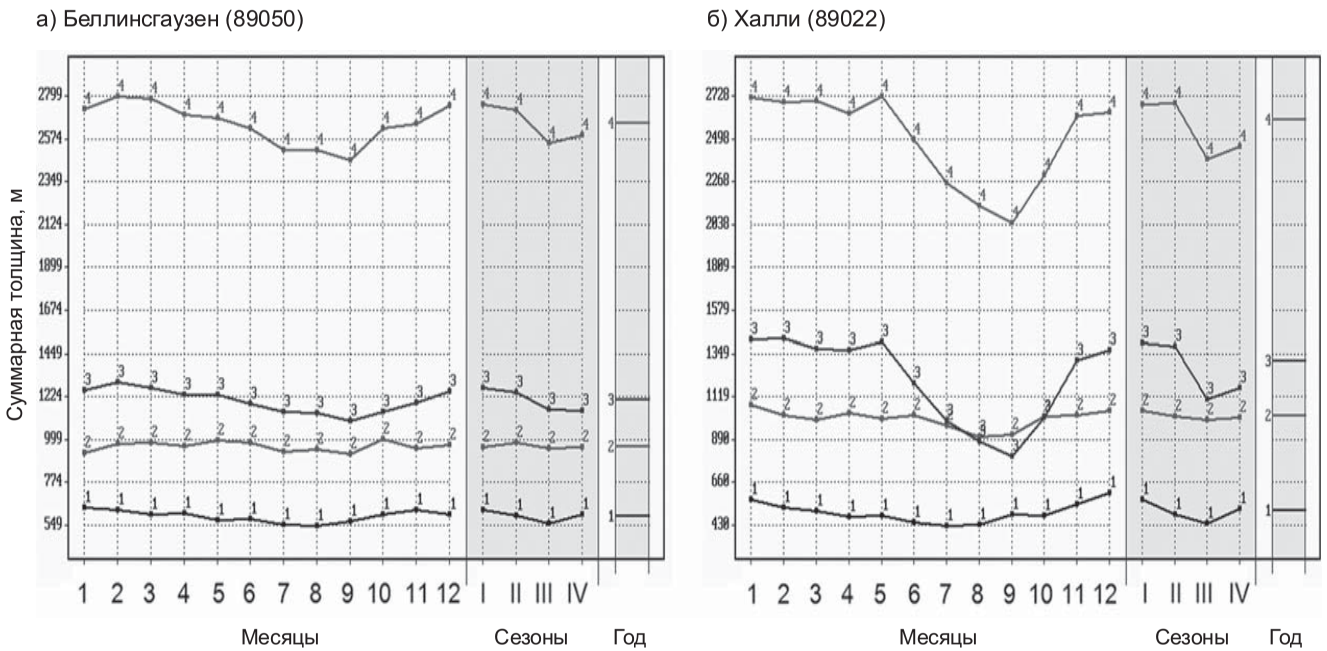


Рис. 4.4.2.5а, б. Многолетние средние значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % за сутки в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

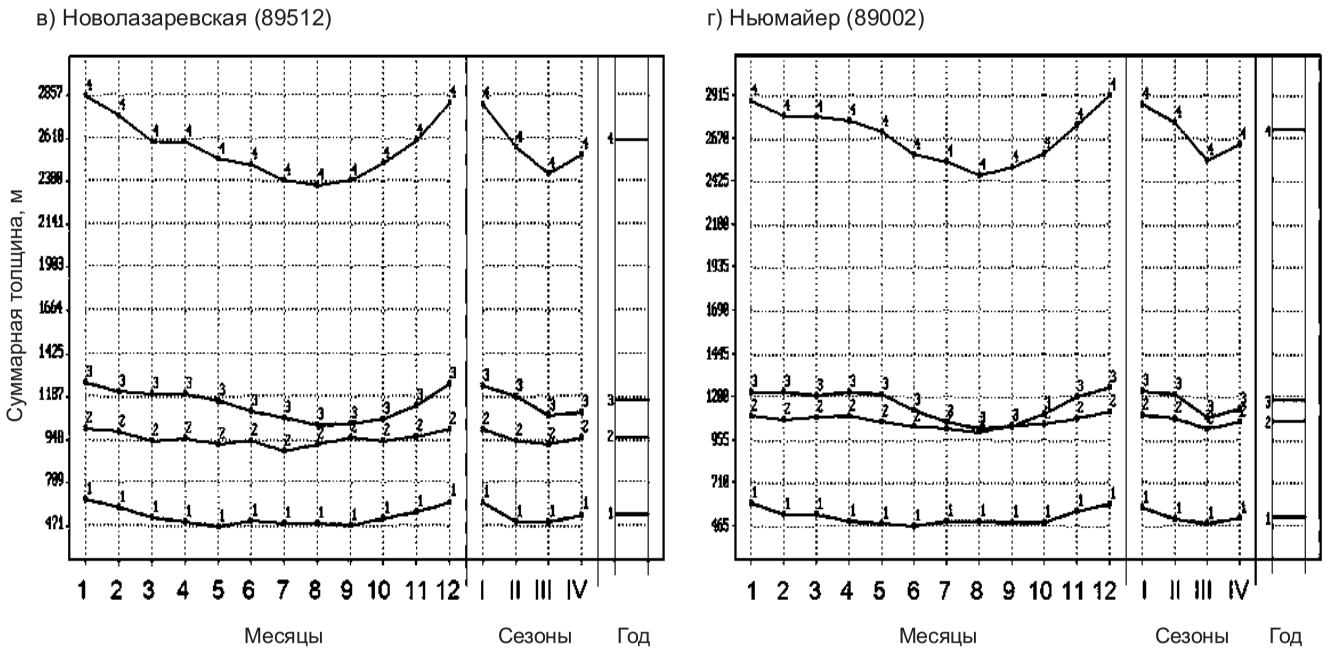


Рис. 4.4.2.5в, г. Многолетние средние значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % за сутки в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

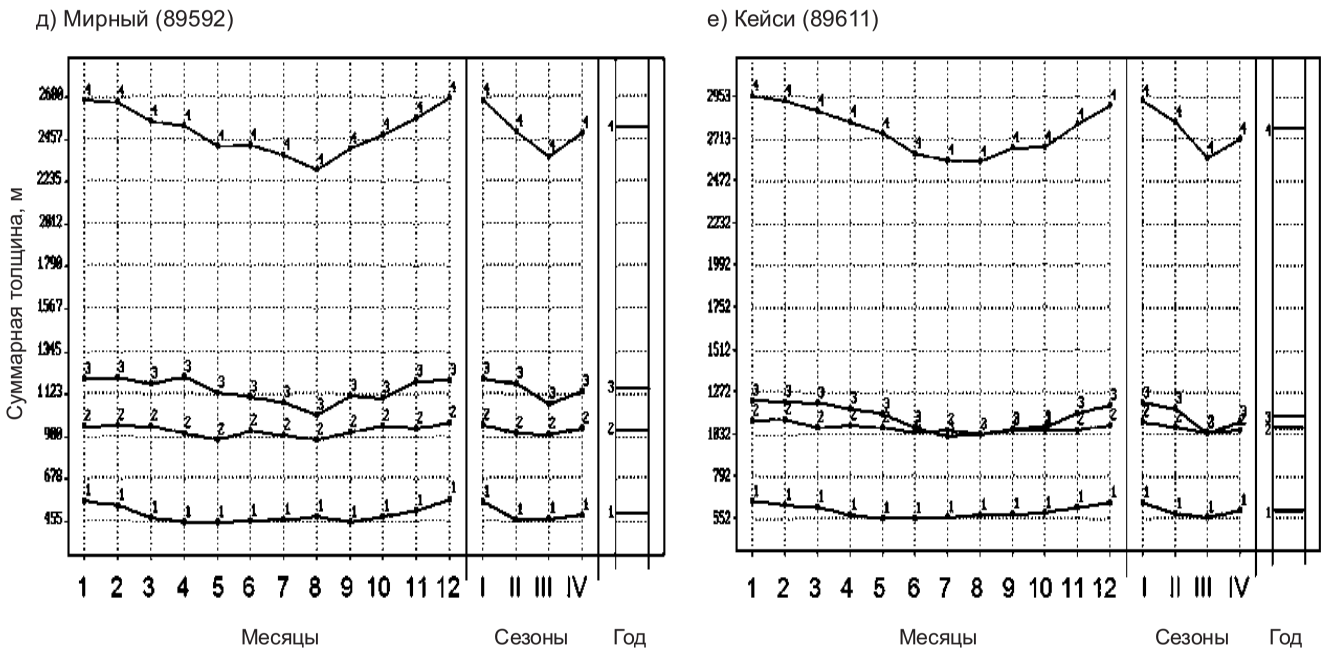


Рис. 4.4.2.5д, е. Многолетние средние значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % за сутки в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

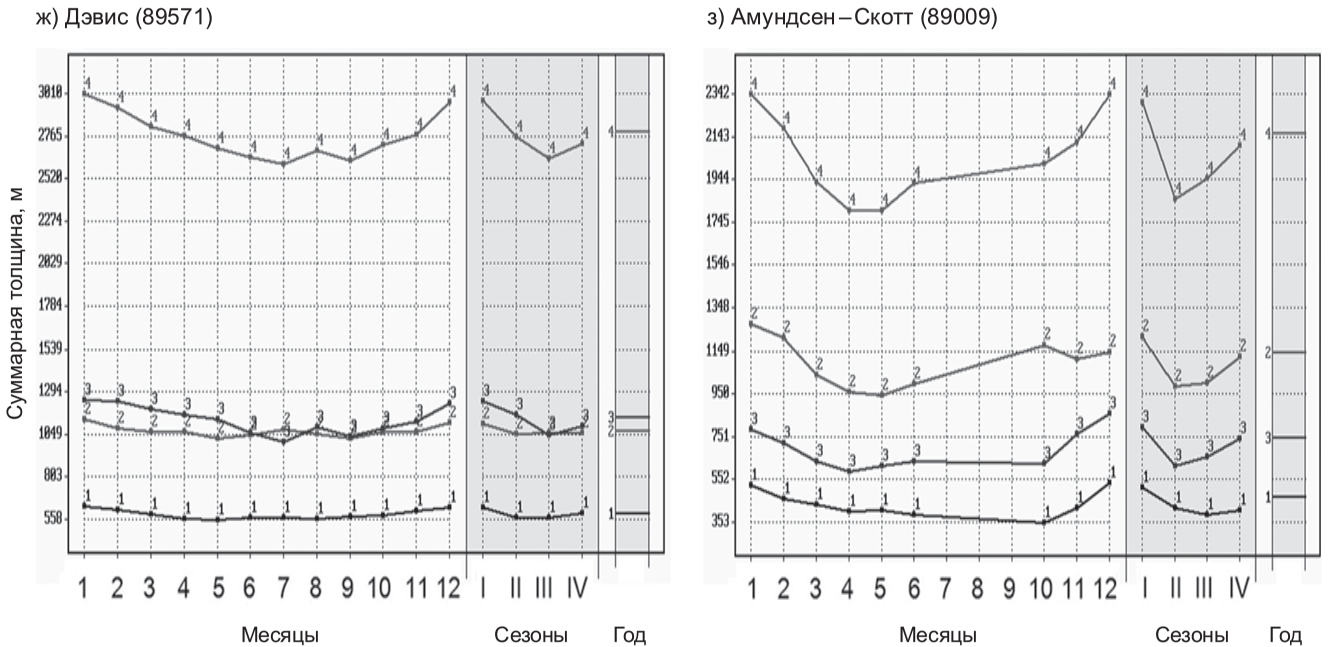


Рис. 4.4.2.5ж, з. Многолетние средние значения суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % за сутки в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

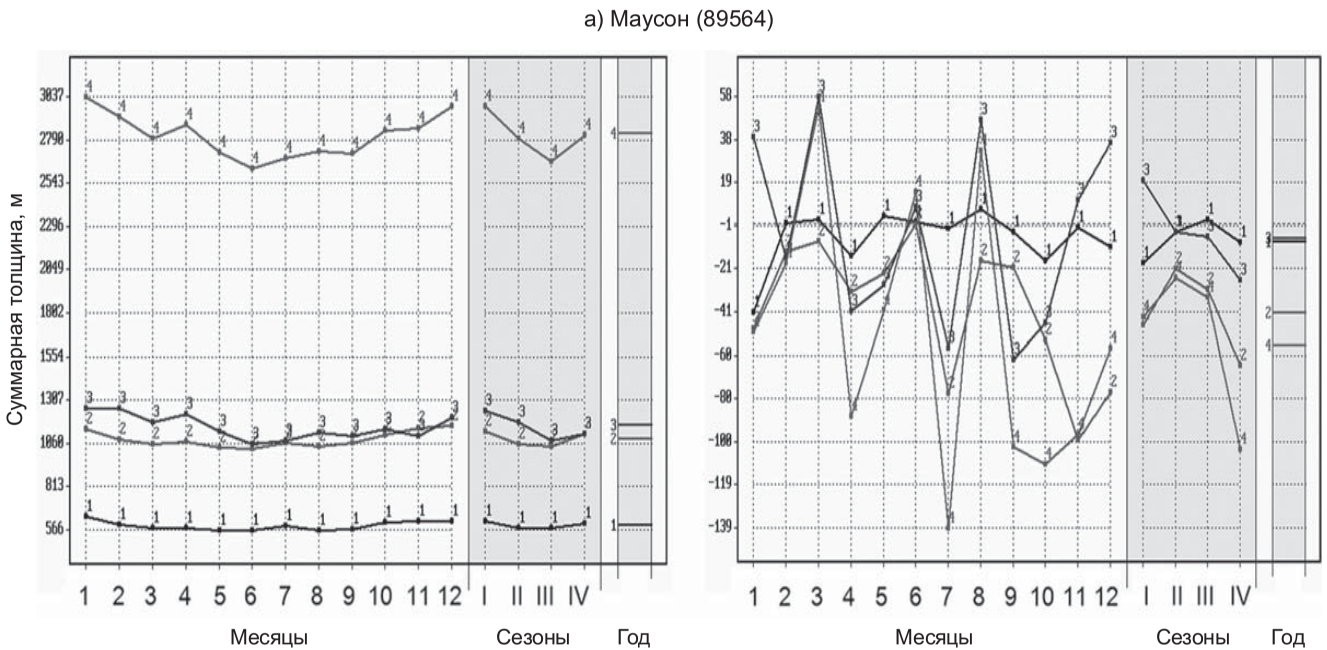


Рис. 4.4.2.6а. Многолетние средние значения (слева) суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих суммарных толщинах для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

б) Маккуори (94998)

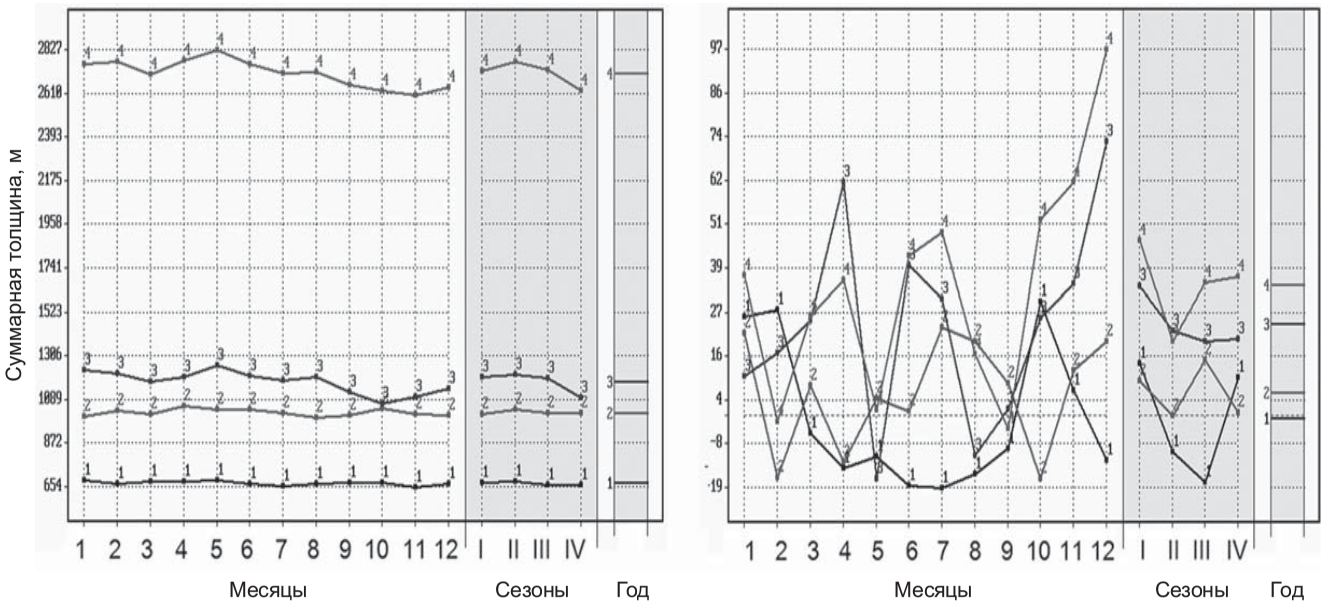


Рис. 4.4.2.6б. Многолетние средние значения (слева) суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих суммарных толщинах для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

изучаемых станций составляет 80–270 м (см. рис. 4.4.2.5 и 4.4.2.6). Для разницы в соответствующих средних месячных значениях суммарной толщины ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости составляет 100 м (см. рис. 4.4.2.6).

Согласно рис. 4.4.2.5 и 4.4.2.6, максимальные средние месячные и сезонные значения толщины ОС в нижнем ярусе составляют 550–670 м, а минимальные – 350–650 м для всех изучаемых станций. Амплитуда годового хода среднемесячных значений толщины ОС изменяется от 50 до 200 м. Рис. 4.4.2.6 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных толщинах ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 50 м.

Высота нижней границы облачных слоев

На рис. 4.4.2.7 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения высоты нижней границы $H_{НГ}$ ОС с количеством облачности 0–100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год для станций Антарктики. Рис. 4.4.2.7 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений $H_{НГ}$ для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах в низких и средних широтах.

На рис. 4.4.2.8 показаны многолетние средние значения для $H_{НГ}$ ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих средних значениях $H_{НГ}$ для сроков 12 и 00 GMT.

Рис. 4.4.2.7 и 4.4.2.8 демонстрируют, что средние значения $H_{НГ}$ ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–10 км для всех станций, кроме Халли, составляют 500–1100 м. Для Халли они изменяются в диапазоне 800–1600 м. Внутригодовая изменчивость для средних месячных значений $H_{НГ}$ ОС для срока 00 GMT составляет около 100–300 м в зависимости от станции. Только для Халли она достигает 800 м. Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях $H_{НГ}$ ОС в слое 0–10 км для сроков 12 и 00 GMT не превышает 170 м (см. рис. 4.4.2.8).

Анализ рис. 4.4.2.7 и 4.4.2.8 показал, что среднемесячные значения $H_{НГ}$ ОС в верхнем ярусе для всех станций составляют 6600–7200 м. Амплитуда годового хода ее среднемесячных значений для всех изучаемых станций составляет около 150–400 м. Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных $H_{НГ}$ ОС в верхнем ярусе для 12 и 00 GMT для рассмотренных на рис. 4.4.2.8 станций не превышает 200 м.

В среднем ярусе максимальные средние сезонные значения $H_{НГ}$ ОС для всех станций составляют 2650–2900 м, а минимальные – 2350–2700 м. Амплитуда годового хода среднемесячных значений $H_{НГ}$ ОС в среднем ярусе для всех изучаемых станций составляет около 100–500 м (см. рис. 4.4.2.7 и 4.4.2.8). Для разницы в соответствующих средних месячных значениях $H_{НГ}$ ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости не превышает 160 м для станций, показанных на рис. 4.4.2.8.

а) Беллинсгаузен (89050)

б) Халли (89022)

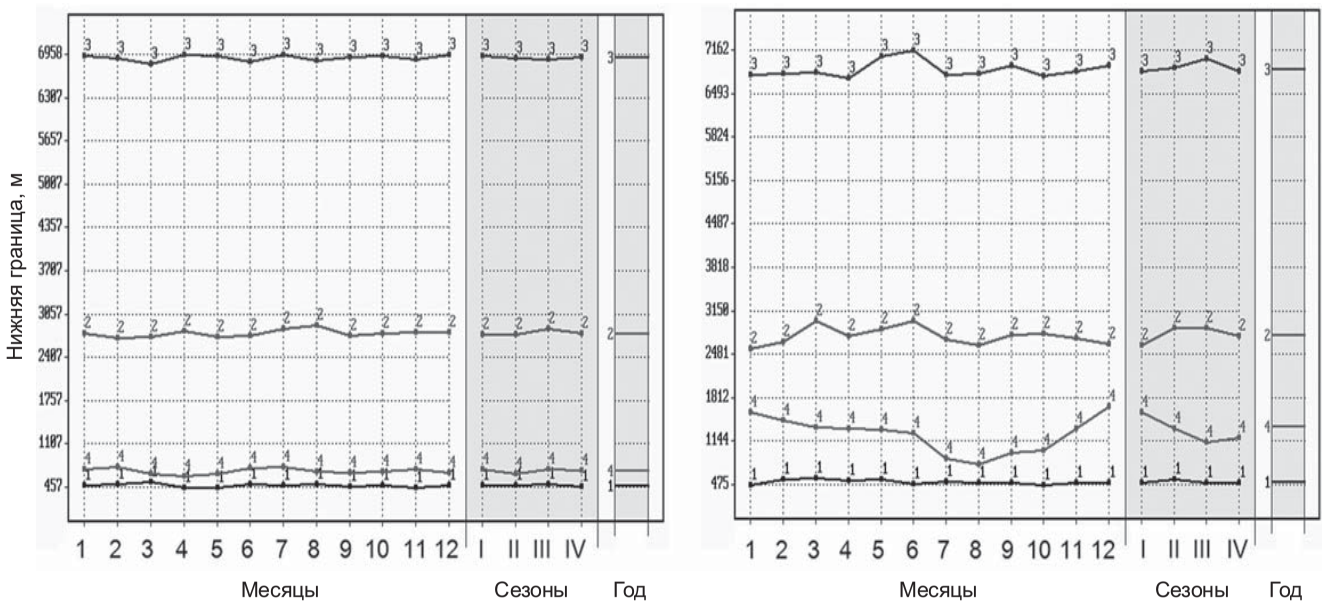


Рис. 4.4.2.7а, б. Многолетние средние значения высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % за сутки в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

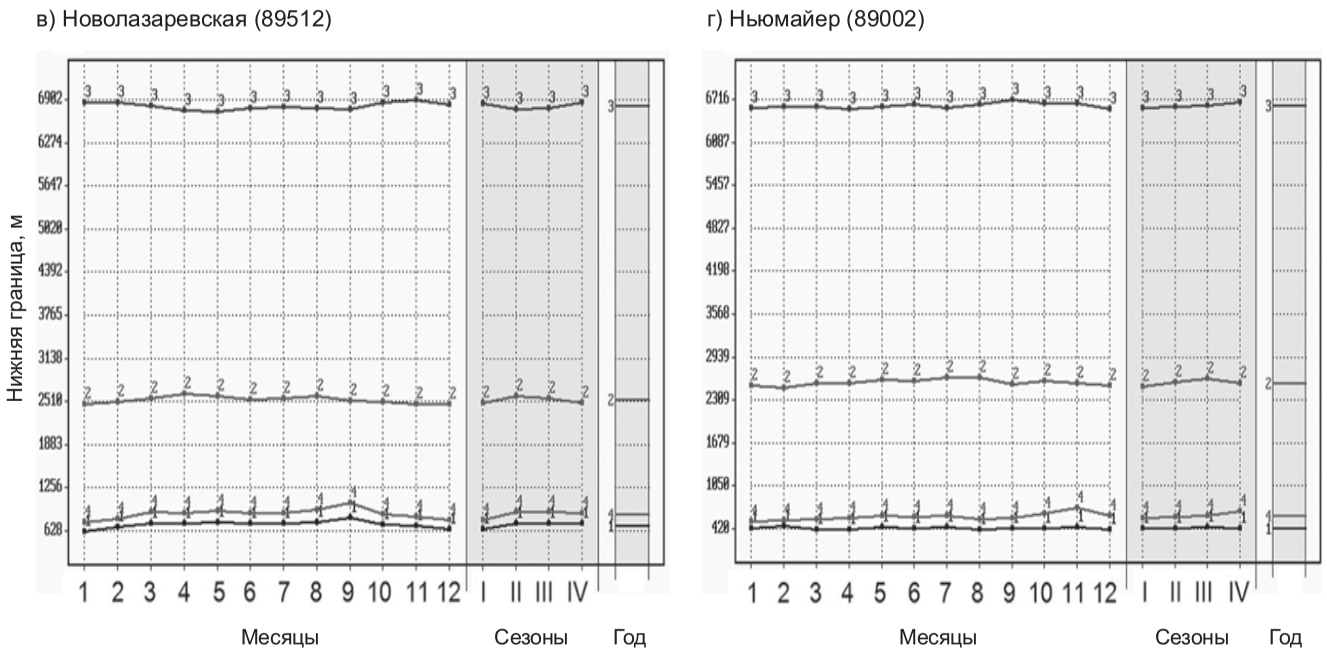


Рис. 4.4.2.7в, г. Многолетние средние значения высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % за сутки в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

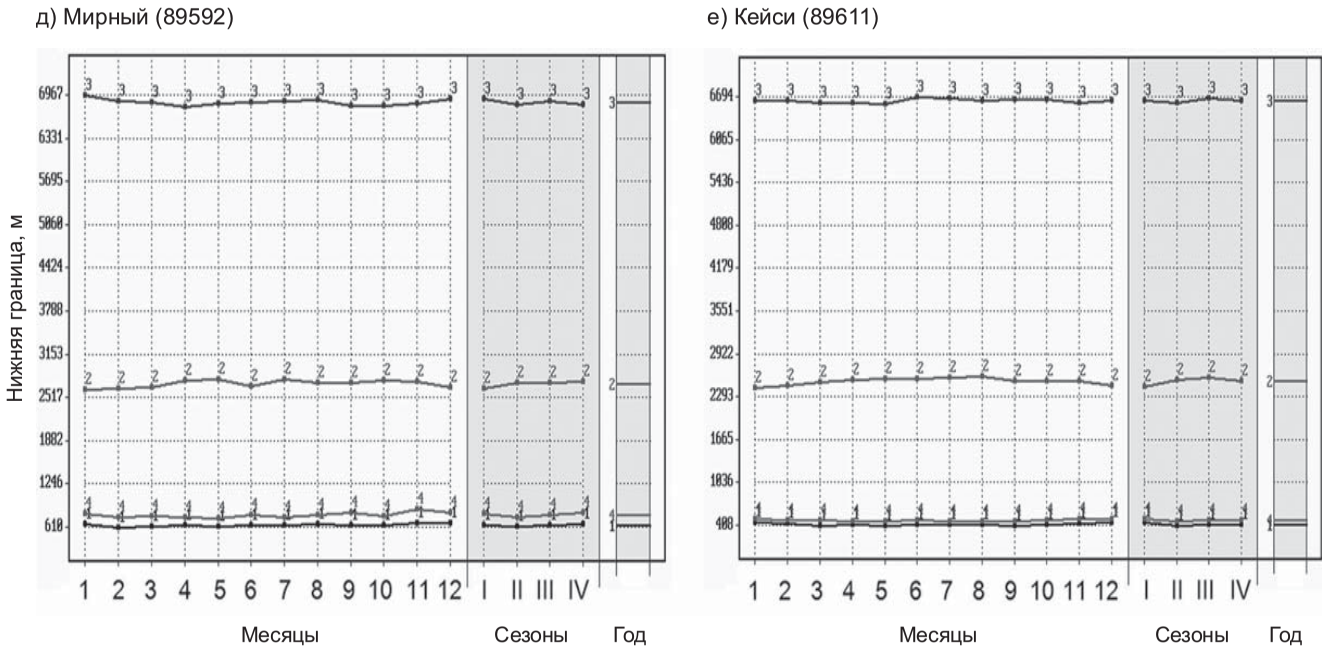
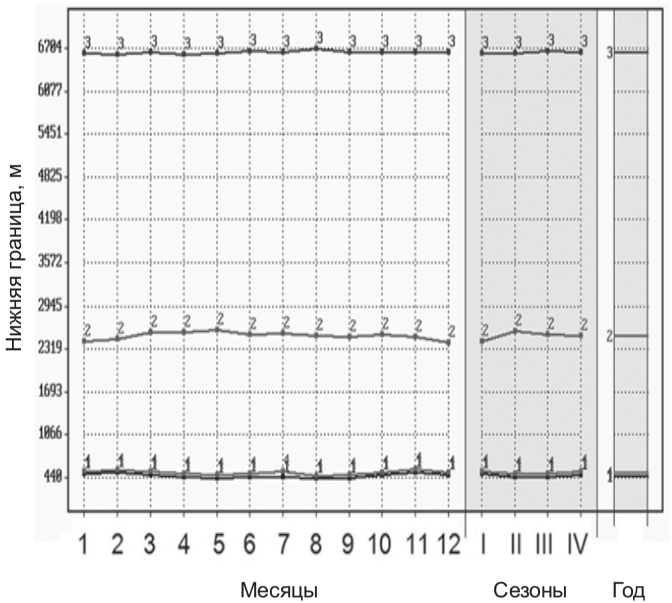


Рис. 4.4.2.7д, е. Многолетние средние значения высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % за сутки в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

ж) Дэвис (89571)



з) Амундсен – Скотт (89009)

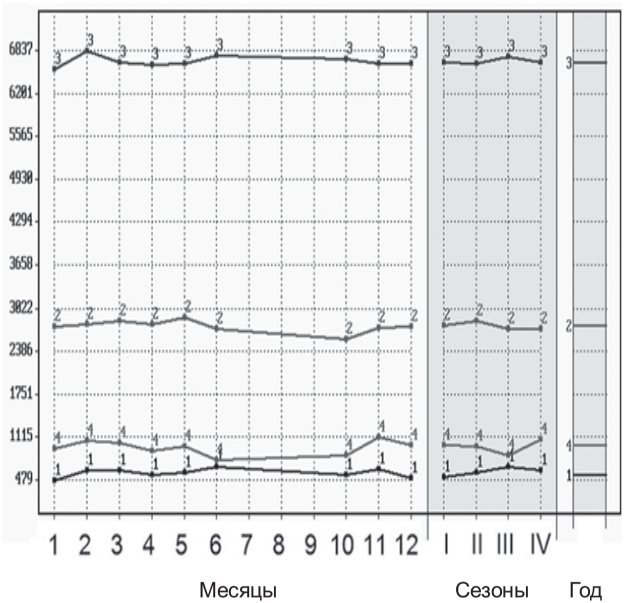


Рис. 4.4.2.7 ж, з. Многолетние средние значения высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0 – 100 % за сутки в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0 – 2 км; 2 – 2 – 6 км; 3 – 6 – 10 км; 4 – 0 – 10 км над уровнем земли.

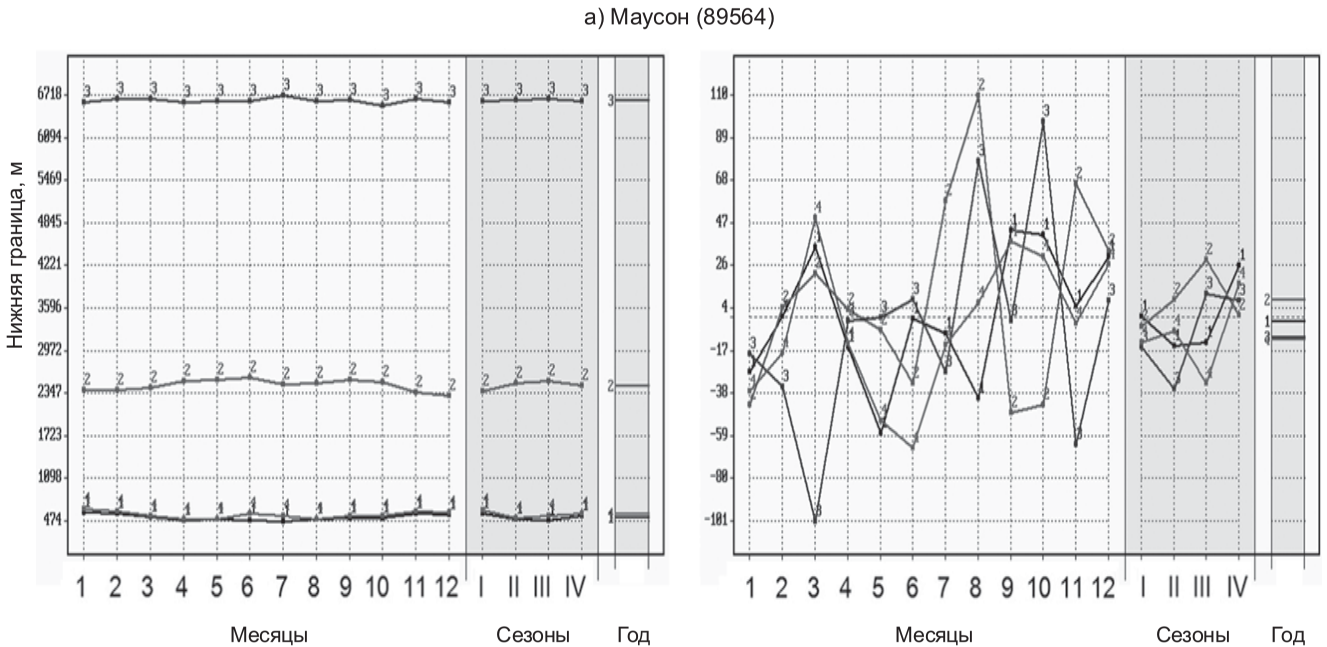


Рис. 4.4.2.8 а. Многолетние средние значения (слева) высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих средних высотах нижней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

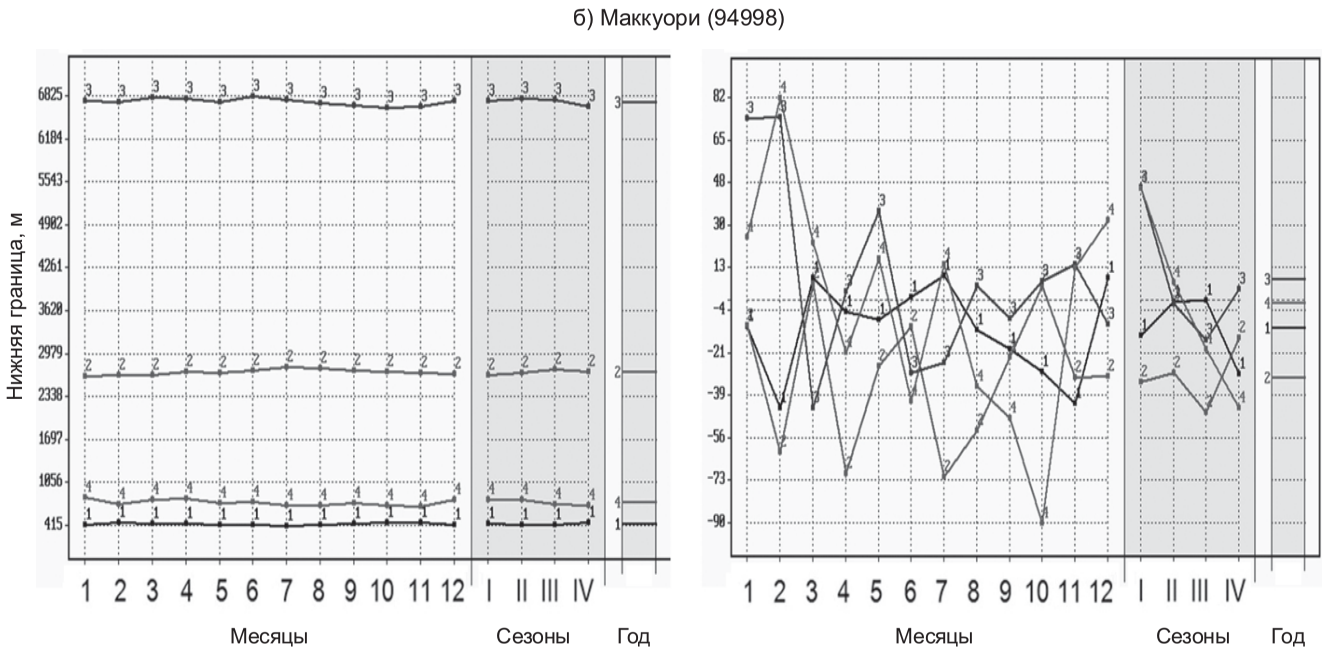


Рис. 4.4.2.8 б. Многолетние средние значения (слева) высоты нижней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих средних высотах нижней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

Согласно рис. 4.4.2.7 и 4.4.2.8, максимальные среднемесячные значения $H_{НГ}$ ОС в нижнем ярусе составляют 450–820 м, а минимальные – 430–630 м. Амплитуда годового хода среднемесячных значений $H_{НГ}$ ОС в нижнем ярусе для изучаемых станций в зависимости от станции составляет 50–250 м. Рис. 4.4.2.8 показывает, что для приведенных станций амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных $H_{НГ}$ ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT не превышает 110 м.

Высота верхней границы облачных слоев

На рис. 4.4.2.9 для срока 00 GMT приведены многолетние средние значения для $H_{ВГ}$ ОС с количеством облачности 0–100 % в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год для антарктических станций. Рис. 4.4.2.9 демонстрирует особенности внутригодовой изменчивости среднемесячных/среднесезонных значений $H_{ВГ}$ ОС для ночного срока для станций, расположенных в различных климатических регионах Антарктики.

На рис. 4.4.2.10 показаны многолетние средние значения для $H_{ВГ}$ ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год и разница в соответствующих средних значениях $H_{ВГ}$ для сроков 12 и 00 GMT.

Рис. 4.4.2.9 и 4.4.2.10 демонстрируют, что среднесезонные и среднемесячные значения $H_{ВГ}$ ОС в слое 6–10 и 0–10 км практически совпадают для всех месяцев и изменяются в пределах 8600–9600 м для всех изучаемых станций, кроме станции Амундсен–Скотт. Для станции Амундсен–Скотт средние значения $H_{ВГ}$ ОС в слое 6–10 и 0–10 км составляют 8160–8570 и 7860–8200 м соответственно.

Внутригодовая изменчивость для средних месячных значений $H_{ВГ}$ ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 6–10 и 0–10 км для срока 00 GMT составляет 300–800 м для всех изучаемых станций.

Амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных значениях $H_{ВГ}$ ОС в слоях 6–10 и 0–10 км для сроков 12 и 00 GMT для станций, показанных на рис. 4.4.2.10, составляет 120–200 и 120–360 м соответственно.

В среднем ярусе средние значения $H_{ВГ}$ ОС в срок 00 GMT для каждой станции относительно стабильны (см. рис. 4.4.2.9 и 4.4.2.10) в течение всего года. Средние месячные значения $H_{ВГ}$ для всех станций составляют 4900–5700 м. Для разницы в соответствующих средних месячных значениях $H_{ВГ}$ ОС в среднем ярусе для сроков 12 и 00 GMT амплитуда внутригодовой изменчивости для станций, показанных на рис. 4.4.2.10, не превышает 170 м.

Согласно рис. 4.4.2.9 и 4.4.2.10, максимальные средние сезонные значения $H_{ВГ}$ ОС в нижнем ярусе составляют 1540–1770 м, а минимальные – 1400–1620 м. Амплитуда годового хода среднемесячных значений $H_{ВГ}$ составляет около 100–200 м. Рис. 4.4.2.10 показывает, что амплитуда внутригодовой изменчивости для разницы в соответствующих средних месячных $H_{ВГ}$ ОС в нижнем ярусе для сроков 12 и 00 GMT для станций, показанных на рис. 4.4.2.10, не превышает 50 м.

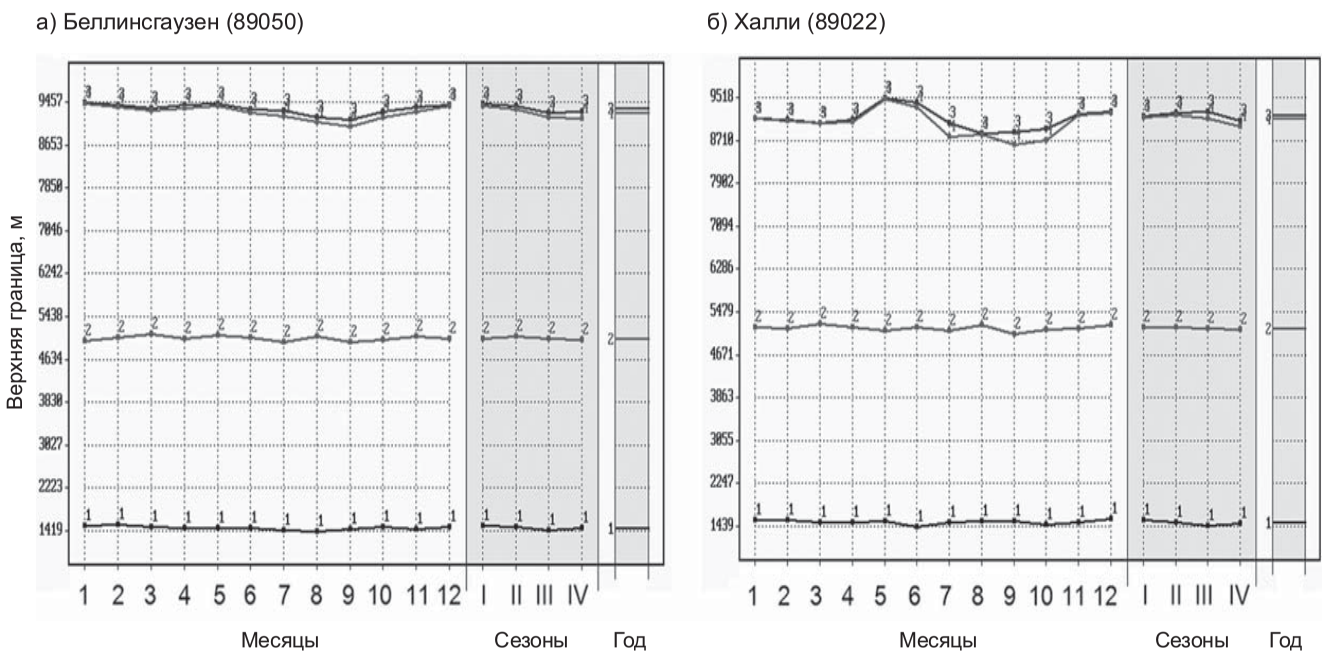


Рис. 4.4.2.9а, б. Многолетние средние значения высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % за сутки в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

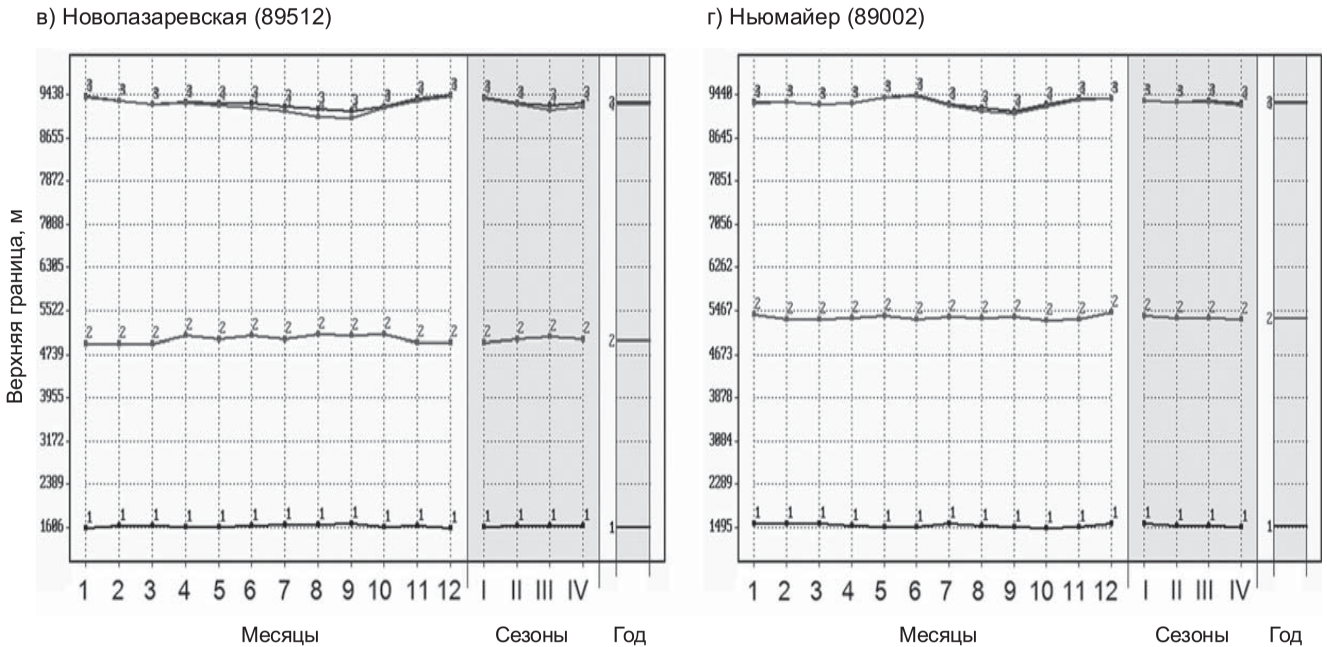


Рис. 4.4.2.9в, г. Многолетние средние значения высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % за сутки в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

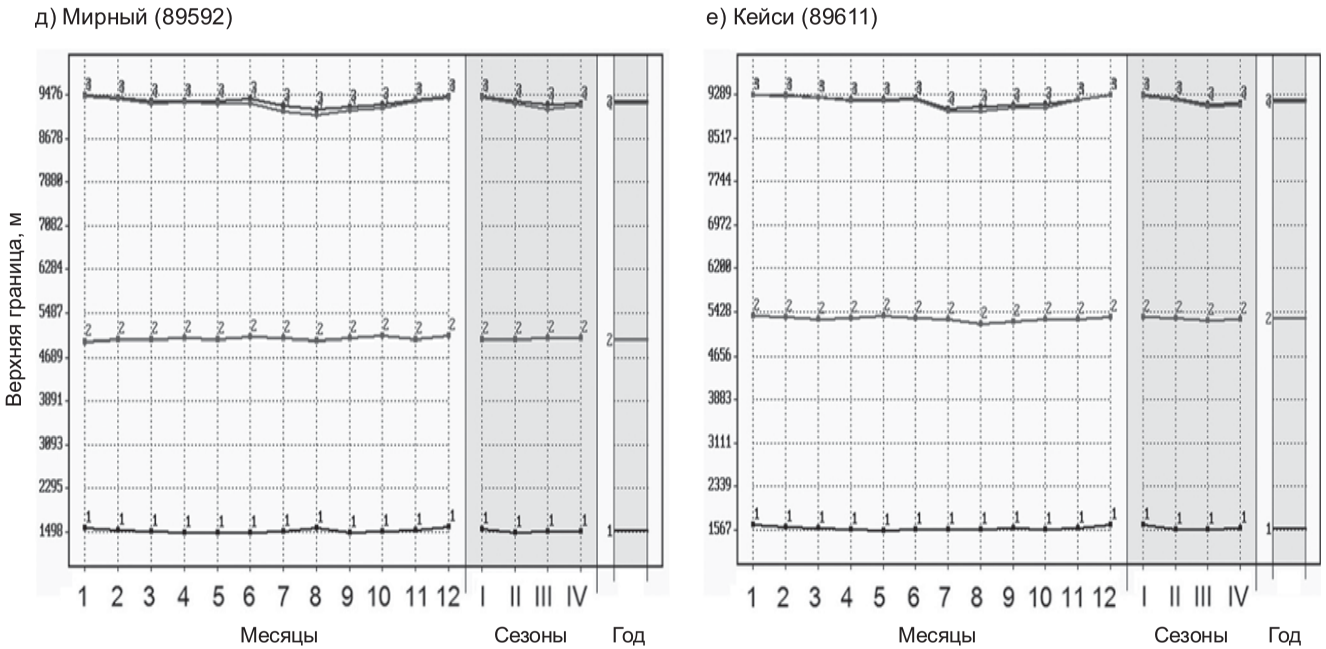
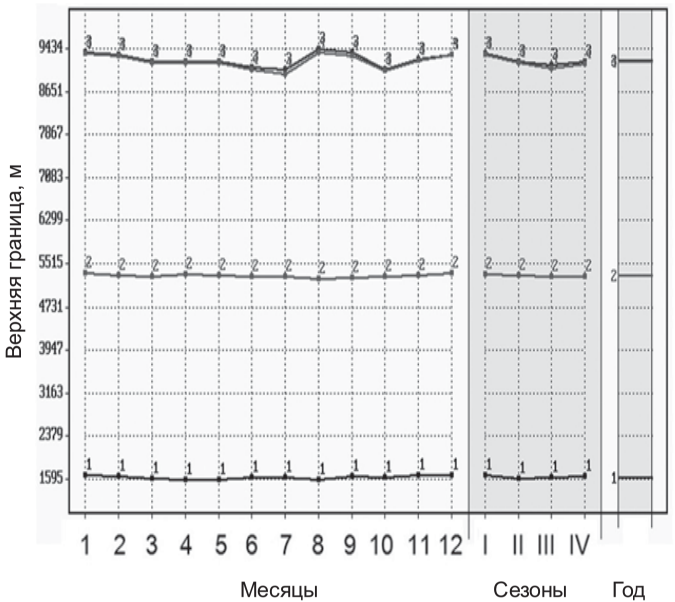


Рис. 4.4.2.9д, е. Многолетние средние значения высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % за сутки в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

ж) Дэвис (89571)



з) Амундсен – Скотт (89009)

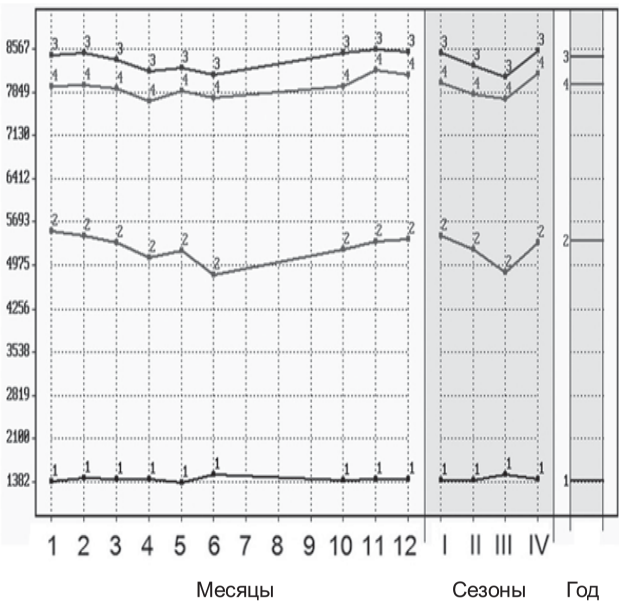


Рис. 4.4.2.9 ж, з. Многолетние средние значения высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % за сутки в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год. Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

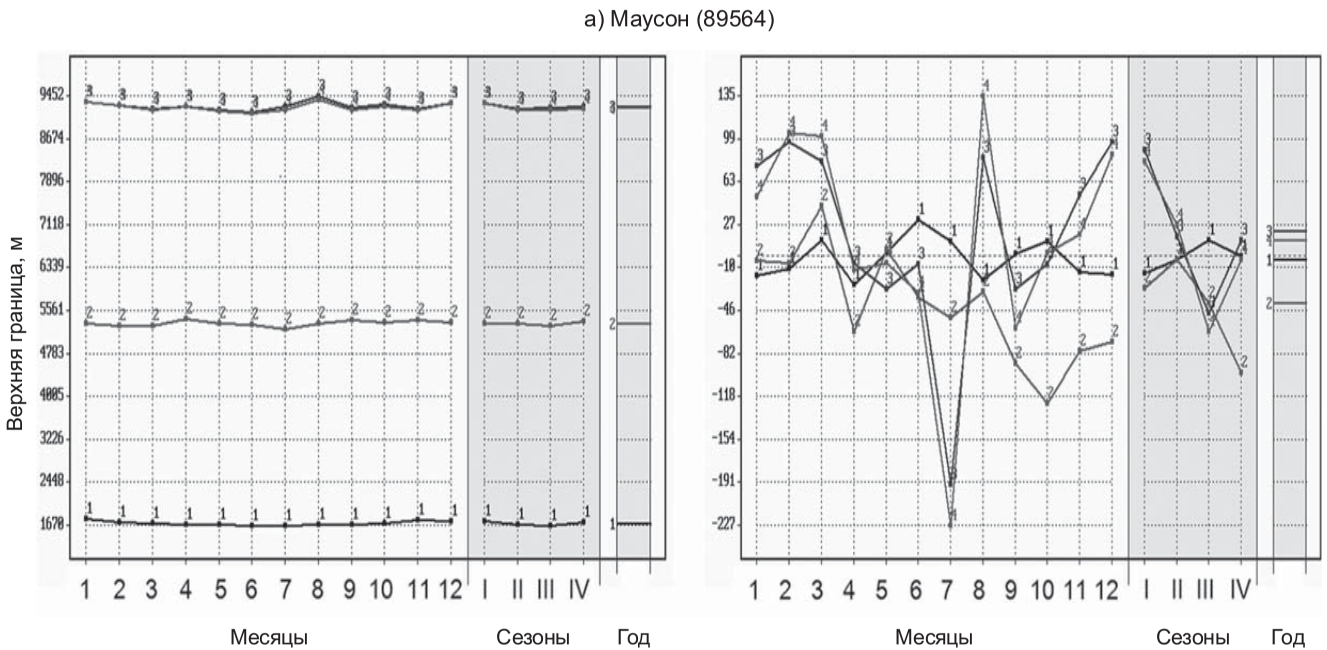


Рис. 4.4.2.10 а. Многолетние средние значения (слева) высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих средних высотах верхней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

б) Маккуори (94998)

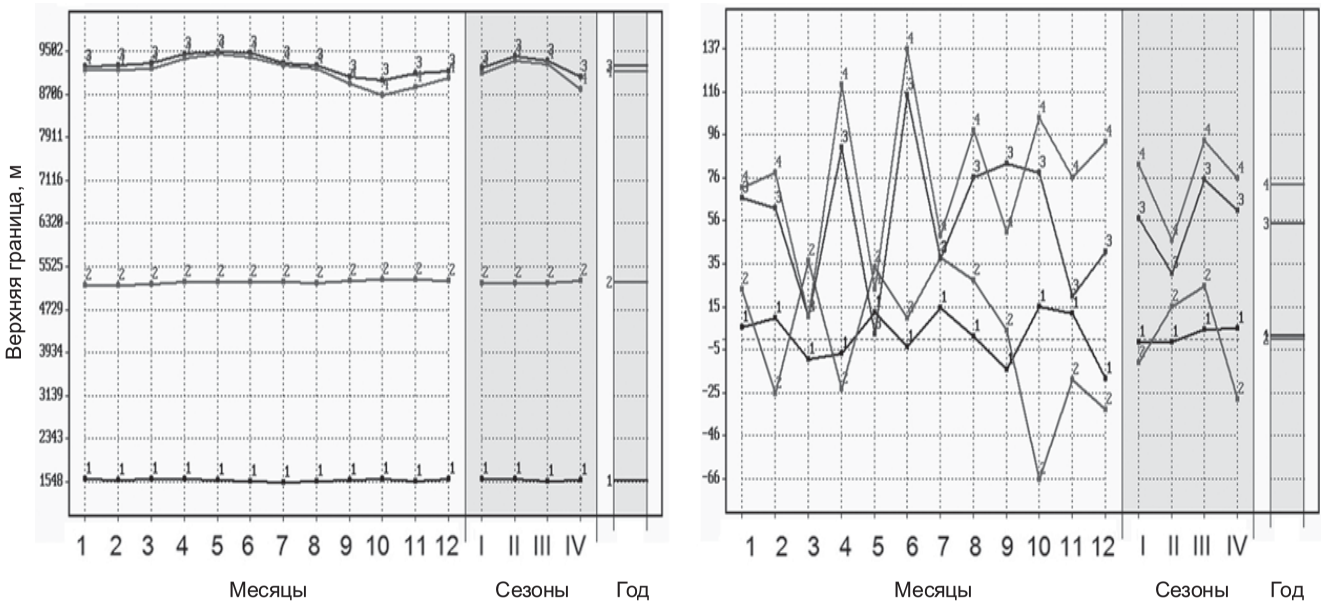


Рис. 4.4.2.10 б. Многолетние средние значения (слева) высоты верхней границы ОС с количеством облачности 0–100 % для срока 00 GMT в различных атмосферных слоях для каждого месяца (1,..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год и разница (справа) в соответствующих средних высотах верхней границы для сроков 12 и 00 GMT.
Линии 1 – для слоя 0–2 км; 2 – 2–6 км; 3 – 6–10 км; 4 – 0–10 км над уровнем земли.

Глава 5

КОРРЕЛЯЦИИ ПАРАМЕТРОВ ОБЛАЧНЫХ СЛОЕВ С ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРОЙ И КОЛИЧЕСТВОМ ОСАДКОВ

В разделе 5.1 приведены результаты расчета коэффициентов корреляции приземной температуры и параметров вертикальной макроструктуры облачности: числа облачных слоев с количеством облачности 0–100, 80–100, 0–20 % поверхности небосвода, их суммарной толщины и границ в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км. Для восстановления границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, применялся СЕ-метод и данные радиозондовых наблюдений, проводимых на двенадцати антарктических станциях за 1964–2009 гг., из аэрологического массива КАРДС, пополненного текущими наблюдениями из массива АЭРОСТАБ. Коэффициенты корреляции рассчитаны по предварительно созданным временным рядам среднемесячных значений температуры и параметров облачности. Показана их значительная внутригодовая изменчивость и зависимость от количества и яруса облачности. Для ОС с количеством облачности 0–100 % определено, что параметром с максимальными положительными корреляциями является число облачных слоев, и отрицательными – их нижняя граница для теплых месяцев.

В разделе 5.2 приведены результаты расчета коэффициентов корреляции приземной температуры и параметров вертикальной макроструктуры облачности для Арктического региона РФ.

В разделе 5.3 приведены количественные оценки корреляционных связей среднемесячных значений количества осадков (КО) с характеристиками ОС и параметрами атмосферы на стандартных изобарических поверхностях с целью получения новых знаний, полезных при анализе их климатических изменений. Расчеты проведены на основе данных стандартных аэрологических наблюдений массива КАРДС [213] и среднемесячных значений количества осадков массива GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation) [397] за период 1964–2001 гг. для десяти станций, расположенных в различных климатических зонах земного шара.

Анализ корреляций параметров ОС с количеством осадков и с приземной температурой является частью комплексного исследования свойств облачных слоев, восстановленных по данным радиозондирования и их климатических изменений [7, 9, 88, 89, 109–111, 164–173].

5.1. Корреляции приземной температуры и параметров облачных слоев над Антарктическим регионом

Большой интерес представляет задача выяснения роли разных факторов в современном изменении климата в Антарктическом регионе. Важной составляющей климатической системы и основным регулятором

приходящей и уходящей радиации являются облака. Их влияние зависит от высоты расположения, толщины, горизонтальной протяженности, фазового состояния, размеров капель и кристаллов. Климатический эффект облаков, кроме того, зависит от их географического расположения, альбедо и температуры подстилающей поверхности, сезона, времени суток [207]. В настоящее время, несмотря на значительный прогресс, сохраняется неопределенность в связи облачности с температурой подстилающей поверхности в полярных регионах [23, 206–208].

В частности, большое внимание уделяется изучению вертикальной структуры облачности, восстановленной по данным радиозондирования, с целью определения ее долгопериодных характеристик [7, 64, 109, 384, 454, 481], их изменению [168, 169, 171, 172]. Это объясняется тем фактом, что данные радиозондирования собраны за достаточно длинный период наблюдений [6, 7, 213].

Предметом исследования в данном разделе является температурно-влажностное расслоение атмосферы над Антарктическим регионом в слое 0–10 км над уровнем земли на облачные слои и безоблачные прослойки между ними, рассмотрен вопрос о пространственно-временной изменчивости его параметров. В качестве параметров ОС выбраны следующие: число ОС, их повторяемость и суммарная толщина, верхняя и нижняя границы.

Для уточнения возможной связи вертикальной макроструктуры облачности в южном полярном регионе и приземной температуры ниже приведены результаты расчета коэффициентов корреляций. Проведен анализ корреляционной связи приземной температуры, осредненной по территории Антарктического региона, с параметрами облачных слоев в различных слоях атмосферы, ее внутригодовой изменчивости.

Для определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, использовался CE-метод.

5.1.1. Данные и методы

В качестве информационной базы были использованы данные радиозондирований атмосферы, проводимых на двенадцати аэрологических антарктических станциях за 1964–2009 гг. из проконтролированного массива радиозондовых наблюдений КАРДС, пополненного текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [5] и АЭРОСТАС [74]. Список станций приведен в табл. 5.1.1. Было обработано около 181 тысячи профилей радиозондовых наблюдений, из которых 101715 проведено в срок 00 и 78979 – в срок 12 GMT.

Исследования проводились для атмосферного слоя 0–10 км над уровнем земли на основе наблюдений в сроки 00 и 12 GMT. При расчете средних значений были использованы только те зондирования, при которых имелись данные как для температуры, так и для влажности до высоты 10 км. Так как во время зондирования облачность могла отсутствовать, только те месяцы, которые содержат, по крайней мере, 10 зондирований с одним или более облачными слоями, были включены во временные ряды.

Таблица 5.1.1

Список аэрологических станций, данные которых использованы при расчете коэффициентов корреляций

Индекс станции	Название	Широта	Долгота	Период измерений
89002	Ньюмайер	70,7° ю.ш.	8,4° з.д.	1985.06–2009
89009	Амундсен–Скотт	90,0° ю.ш.	0,0° в.д.	1964.01–2001
89022	Халли	75,5° ю.ш.	26,4° з.д.	1966.09–2009
89050	Беллинсгаузен	62,2° ю.ш.	58,9° з.д.	1970.02–1999
89512	Новолазаревская	70,8° ю.ш.	11,8° в.д.	1969.10–2009
89532	Сева	69,0° ю.ш.	39,6° в.д.	1969.10–2009
89564	Маусон	67,6° ю.ш.	62,9° в.д.	1969.10–2009
89571	Дейвис	68,6° ю.ш.	78,0° в.д.	1979.10–2009
89592	Мирный	66,5° ю.ш.	93,0° в.д.	1969.10–2009
89606	Восток	78,5° ю.ш.	106,9° в.д.	1967.10–1992
89611	Кейси	66,3° ю.ш.	110,5° в.д.	1967.10–2009
94998	Маккуори	54,5° ю.ш.	158,9° в.д.	1964.01–2009

Для изучения вертикальной структуры ОС, ее внутригодовой изменчивости были рассчитаны многолетние средние значения параметров ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода для атмосферных слоев 0–2, 2–6, 6–10, 0–6, 2–10, 0–10 км для месяцев, сезонов и года в целом. Первые три слоя соответствуют нижнему, среднему и верхнему ярусу облачности [108, 465]. Ниже покрытие небосвода облаками с количеством 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % называется малым, рассеянным, разорванным и сплошным. При рассмотрении ОС с фиксированным количеством облачности допускалось существование других ОС.

Для исследования корреляционных связей с T были выбраны следующие параметры вертикальной макроструктуры облачности: число облачных слоев, их суммарная толщина, высота нижней (H_{HI}) и верхней (H_{BI}) границы.

Границы облачных слоев и количество облачности определялись по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, с помощью СЕ-метода. При этом количество облачности в слое определялось по градациям 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % поверхности небосвода. Ниже рассмотрены состояния небосвода при наличии любых облачных слоев, т.е. с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода.

Формы облачности [17, 108, 465] являются результатом различных метеорологических процессов и по-разному влияют на радиационные потоки, поэтому особое значение имеет изучение изменений отдельных типов облаков, а не только их общего количества [457]. Для многих форм облачности определены значительные региональные тренды за 1971–1996 гг. [457].

С использованием СЕ-метода форма облаков не определяется, поэтому мы изучаем ОС в различных атмосферных слоях: 0–2, 2–6, 6–10,

0–10 км (над уровнем земли). Первые три слоя атмосферы соответствуют традиционному разделению облачности на облачность нижнего, среднего и верхнего ярусов в зависимости от высоты расположения ее нижней границы [17, 108, 465]. Наши исследования ограничены атмосферным слоем 0–10 км, т. к. данные о влажности при радиозондовых наблюдениях обычно доступны до высоты примерно 10 км.

В [206, 207, 457] подчеркивается сезонный характер взаимосвязи облачности и температуры подстилающей поверхности. Для уточнения годового хода взаимосвязи облачности и приземной температуры мы провели расчеты корреляций для каждого месяца.

Ниже рассмотрены три состояния небосвода: при наличии любых облачных слоев, т. е. ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода; при наличии сплошных облачных слоев (с количеством облачности 80–100 %), при этом могут быть определены другие ОС; при наличии облачных слоев с покрытием небосвода 0–20 %, при этом возможно наличие других ОС.

Последние два состояния небосвода включены в рассмотрение, т. к. влияние сплошной и малобалльной облачности на солнечную радиацию различно [95, 115]. Также известно, что плотность распределения общего количества облаков (n), по данным наблюдений с поверхности земли, наиболее часто имеет вид U-образной кривой – максимумы плотности приходятся на n, равные 0–2 и 8–10 баллам, а минимумы – на n, равные 4–6 баллам [62]. В наших расчетах при наличии облачных слоев с покрытием небосвода 0–20 % мы допускаем существование других ОС, т. к. тонкие облачные слои с большим количеством облачности и дымки, которые СЕ-метод позволяет определять, могут быть пропущены наблюдателем с поверхности земли [7].

Итак, с целью уточнения внутригодовой изменчивости корреляционной связи параметров ОС и приземной температуры для Антарктического региона были рассчитаны коэффициенты корреляции T с четырьмя параметрами ОС с дифференциацией по количеству облачности, атмосферным слоям и месяцам. Они были рассчитаны по предварительно созданным временным рядам среднемесячных значений T и перечисленных выше параметров облачных слоев для каждого месяца.

Предварительно были созданы временные ряды среднемесячных значений приземной температуры и параметров облачности для каждой станции j (j = 1,…,12) по формулам:

$$T_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^{N_{ij}} T_{ijk}}{N_{ij}}; \qquad (5.1)$$

$$C_{ij}^{ml} = \frac{\sum_{k=1}^{N_{ij}} C_{ijk}^{ml}}{N_{ij}}, \qquad (5.2)$$

где T_{ij} – среднее месячное значение приземной температуры; C_{ij}^{ml} – среднее месячное значение для параметра ОС m, m = 1,…,4 (числа облачных

слоев, их суммарной толщины, высоты нижней ($H_{НГ}$) и верхней ($H_{ВГ}$) границы) в атмосферном слое l, l = 1,…,4 (0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над уровнем земли), сумма по k = 1,…, N_{ij} обозначает суммирование по наблюдениям в i-й месяц на j-й станции за период 1964–2009 гг.

Затем на основе созданных временных рядов для каждой станции j (j = 1,…,12) были рассчитаны коэффициенты корреляции T с четырьмя параметрами облачности с дифференциацией по атмосферным слоям и месяцам по формуле:

$$\mu_j(T_{ij}, C_{ij}^{ml}) = \frac{N \cdot \sum_{i=1}^{N} C_{ij}^{ml} \cdot T_{ij} - \sum_{i=1}^{N} C_{ij}^{ml} \cdot \sum_{i=1}^{N} T_{ij}}{\sqrt{N \cdot \sum_{i=1}^{N} \left(C_{ij}^{ml}\right)^2 - \left(\sum_{i=1}^{N} C_{ij}^{ml}\right)^2} \cdot \sqrt{N \cdot \sum_{i=1}^{N} \left(T_{ij}\right)^2 - \left(\sum_{i=1}^{N} T_{ij}\right)^2}}, \quad (5.3)$$

где T_{ij} – среднее месячное значение приземной температуры; C_{ij}^{ml} – среднее месячное значение для четырех параметров вертикальной макроструктуры облачности m (числа облачных слоев, их суммарной толщины, высоты нижней ($H_{НГ}$) и верхней ($H_{ВГ}$) границы) в четырех атмосферных слоях l (0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над уровнем земли), сумма от i =1 до N обозначает суммирование по временным рядам средних месячных значений за 1964–2009 гг.

Затем по коэффициентам корреляции для отдельных станций рассчитывались взвешенные коэффициенты корреляции приземной температуры с четырьмя параметрами облачности с дифференциацией по атмосферным слоям и месяцам для Антарктического региона в целом по формуле:

$$\mu(T, C^{ml}) = \frac{\sum_{j=1}^{K} \mu_j(T, C^{ml}) \cdot N_j}{\sum_{j=1}^{K} N_j}. \quad (5.4)$$

Взвешивание позволяет учесть, что коэффициенты корреляции для разных станций рассчитаны по разному числу наблюдений (N_j) и имеют разную «цену» при расчете коэффициентов корреляции для региона в целом.

5.1.2. Коэффициенты корреляции параметров облачных слоев и приземной температуры для Антарктического региона

На рис. 5.1.1 показана внутригодовая изменчивость для коэффициентов корреляции, осредненных по территории Антарктики, среднемесячных значений приземной температуры и параметров облачных слоев с различным количеством облачности в атмосферном слое 0–10 км над уровнем земли.

На рис. 5.1.1 видна их значительная внутригодовая изменчивость коэффициентов корреляции: для холодных месяцев (с марта по сентябрь) они

в основном не превышают по модулю 0,4, а для теплых месяцев (с октября по февраль) их значения достигают ±0,8. Единственным параметром с положительными корреляциями для всех месяцев является число облачных слоев.

В теплый сезон для ОС с количеством облачности 0–100, 80–100 % максимальные положительные коэффициенты корреляции определены с числом ОС, максимальные по модулю отрицательные – с их нижней границей (см. рис. 5.1.1*а* и 5.1.1*б*). То есть, чем больше сплошных облачных слоев, чем ниже их нижняя и верхняя границы и чем меньше их суммарная толщина, тем выше приземная температура. Рис. 5.1.1*а* и 5.1.1*б* показывают, что важно число слоев не только сплошных. Коэффициенты корреляции для числа всех ОС выше, чем для сплошных, они равны, соответственно, 0,8 и 0,6. Для всех ОС коэффициенты корреляции для суммарной толщины и верхней границы не превышают по модулю 0,4.

Для ОС с количеством облачности 0–20 % практически все коэффициенты корреляции с T положительны, их значения максимальны с числом ОС и их верхней границей в теплый сезон. Рис. 5.1.1*б* и 5.1.1*в* показывают, что для границ и толщины сплошных и малобалльных ОС коэффициенты корреляции в теплый сезон имеют противоположные знаки: положительные и отрицательные соответственно. То есть в теплый сезон, чем больше малобалльных ОС, чем выше их нижняя и верхняя границы и чем больше их суммарная толщина, тем выше приземная температура.

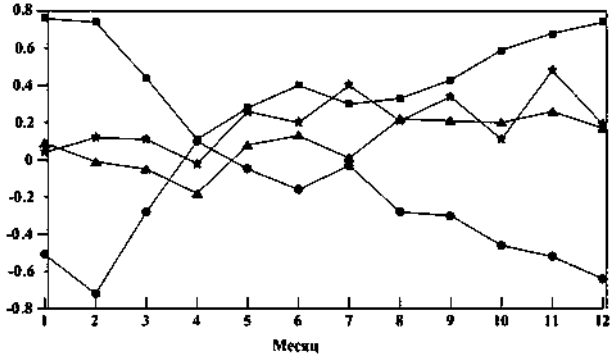
На рис. 5.1.2 показана внутригодовая изменчивость для коэффициентов корреляции, осредненных по территории Антарктики, среднемесячных значений приземной температуры и параметров облачных слоев с различным количеством облачности с учетом яруса облачности. Из рисунка видно, что для холодных месяцев они в основном не превышают по модулю 0,4, а для теплых месяцев их значения близки к ±0,8 для всех трех ярусов облачности.

Для всех месяцев коэффициенты корреляции приземной температуры с числом облачных слоев в каждом из ярусов положительны. Это справедливо для ОС с количеством облачности 0–100, 80–100 и 0–20 % поверхности небосвода. Их максимальные значения (0,8) определены в теплый сезон для ОС с количеством облачности 0–100 % в среднем ярусе. В теплый сезон для ОС с количеством облачности 0–100, 80–100 и 0–20 % в нижнем и верхнем ярусах они немного меньше и составляют в основном около 0,7. Только для ОС с количеством облачности 80–100 % в верхнем ярусе они не превышают 0,4.

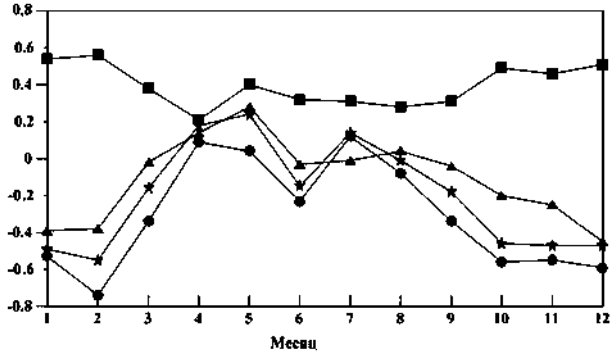
Максимальные по модулю отрицательные коэффициенты корреляции (-0,8) приземной температуры с параметрами ОС отмечены в теплый сезон с суммарной толщиной ОС количеством облачности 0–100 % в нижнем ярусе (см. рис. 5.1.2*а–в*). Также значительные отрицательные коэффициенты корреляции (-0,6) отмечены с суммарной толщиной ОС в нижнем ярусе для ОС с количеством облачности 0–20 %. Корреляционная связь приземной температуры с суммарной толщиной сплошных ОС нижнего яруса слабее, чем с толщиной малобалльных ОС: отрицательные коэффициенты корреляции не превышают по модулю 0,5 и 0,6 соответственно.

Слой атмосферы 0–10 км

а) ОС с количеством облачности 0–100 %



б) ОС с количеством облачности 80–100 % (могут существовать другие ОС)



в) ОС с количеством облачности 0–20 % (могут существовать другие ОС)

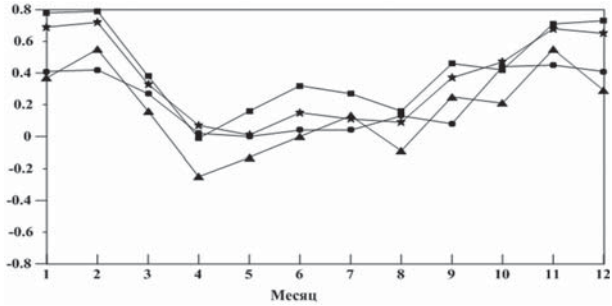
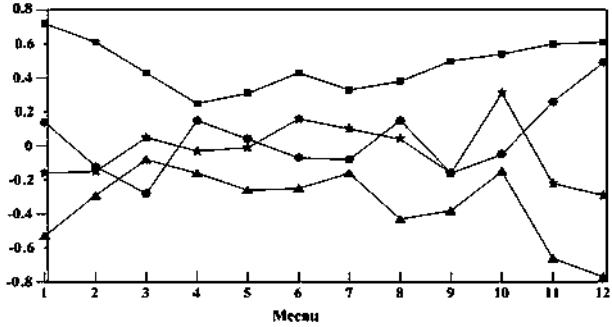


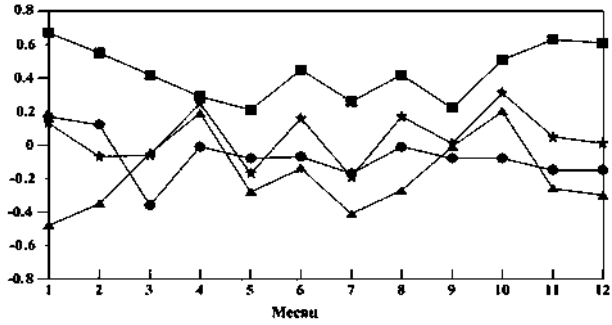
Рис. 5.1.1 .Внутригодовая изменчивость коэффициентов корреляции, осредненных по территории Антарктики, среднемесячных значений приземной температуры Т и параметров ОС с количеством облачности 0–100 % (а), 80–100 % (б) и 0–20 % (с) поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км. Линии с квадратами – коэффициенты корреляции Т с числом ОС, с треугольниками – с их суммарной толщиной, с кругами – с $H_{НГ}$, со звездочками – с $H_{ВГ}$

Слой атмосферы 0–2 км

а) ОС с количеством облачности 0–100 %



б) ОС с количеством облачности 80–100 % (могут существовать другие ОС)



в) ОС с количеством облачности 0–20 % (могут существовать другие ОС)

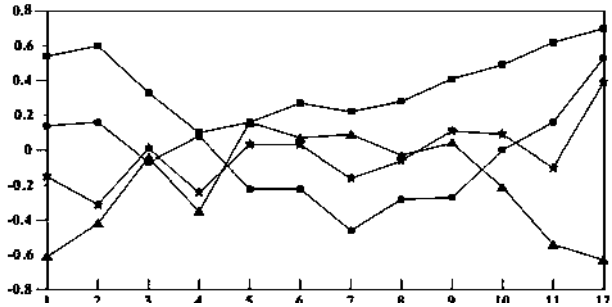
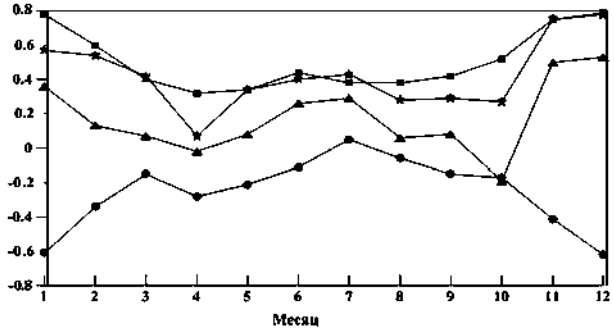


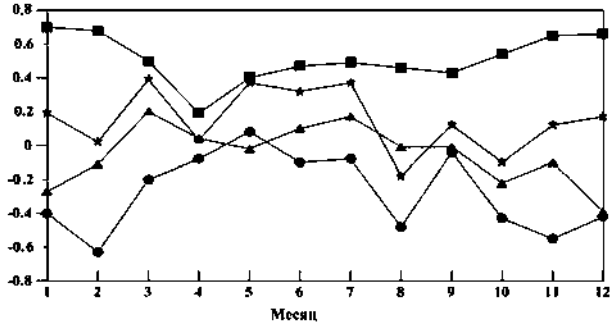
Рис. 5.1.2 (а–в). Внутригодовая изменчивость коэффициентов корреляции, осредненных по территории Антарктики, среднемесячных значений приземной температуры Т и параметров ОС с количеством облачности 0–100, 80–100, 0–20 % поверхности небосвода в слое атмосферы 0–2 км над уровнем земли. Линии с квадратами – коэффициенты корреляции Т с числом ОС, с треугольниками – с их суммарной толщиной, с кругами – с $H_{НГ}$, со звездочками – с $H_{ВГ}$

Слой атмосферы 2–6 км

г) ОС с количеством облачности 0–100 %



д) ОС с количеством облачности 80–100 % (могут существовать другие ОС)



е) ОС с количеством облачности 0–20 % (могут существовать другие ОС)

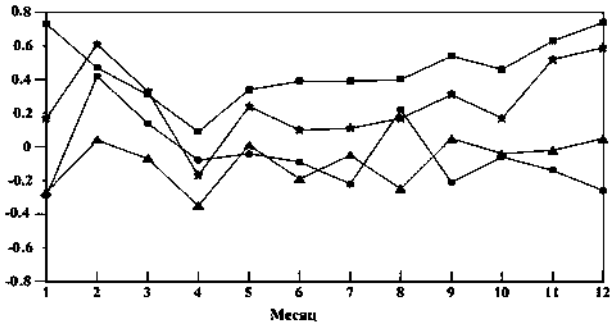
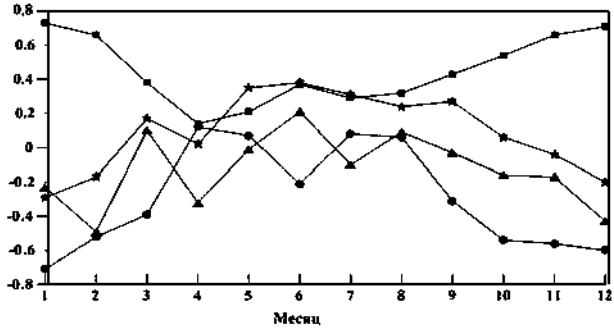


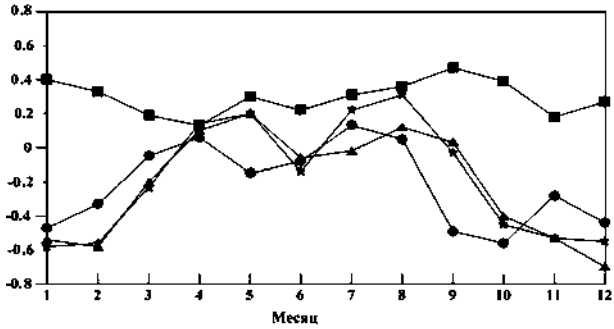
Рис. 5.1.2 (г–е). Внутригодовая изменчивость коэффициентов корреляции, осредненных по территории Антарктики, среднемесячных значений приземной температуры Т и параметров ОС с количеством облачности 0–100, 80–100, 0–20 % поверхности небосвода в слое атмосферы 2–6 км над уровнем земли. Линии с квадратами – коэффициенты корреляции Т с числом ОС, с треугольниками – с их суммарной толщиной, с кругами – с $H_{НГ}$, со звездочками – с $H_{ВГ}$

Слой атмосферы 6–10 км

ж) ОС с количеством облачности 0–100 %



з) ОС с количеством облачности 80–100 % (могут существовать другие ОС)



и) ОС с количеством облачности 0–20 % (могут существовать другие ОС)

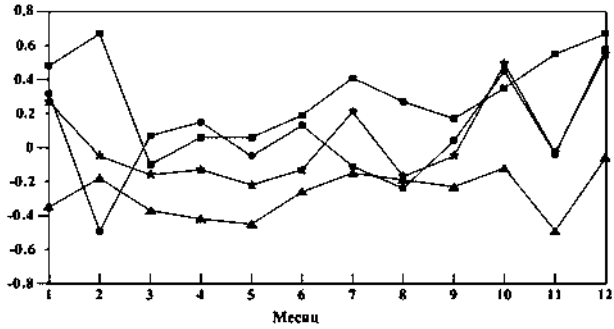


Рис. 5.1.2 (ж–и). Внутригодовая изменчивость коэффициентов корреляции, осредненных по территории Антарктики, среднемесячных значений приземной температуры Т и параметров ОС с количеством облачности 0–100, 80–100, 0–20 % поверхности небосвода в слое атмосферы 6–10 км над уровнем земли. Линии с квадратами – коэффициенты корреляции Т с числом ОС, с треугольниками – с их суммарной толщиной, с кругами – с $H_{НГ}$, со звездочками – с $H_{ВГ}$

Для параметров ОС среднего яруса максимальные по модулю отрицательные коэффициенты корреляции (-0,6) с приземной температурой определены в теплый сезон с нижней границей ОС с количеством облачности 0–100 и 80–100 % (см. рис. 5.1.2 *г–е*).

Для параметров ОС верхнего яруса максимальные по модулю отрицательные коэффициенты корреляции (-0,7) с приземной температурой определены в теплый сезон с нижней границей ОС с количеством облачности 0–100 % и с суммарной толщиной сплошных ОС (см. рис. 5.1.2 *ж–и*).

Выводы

Показана внутригодовая изменчивость коэффициентов корреляции, осредненных по территории Антарктики, среднемесячных значений приземной температуры T с параметрами ОС с количеством облачности 0–100, 80–100, 0–20 % поверхности небосвода в слоях атмосферы 0–10, 0–2, 2–6 и 6–10 км. Для холодных месяцев они в основном не превышают по модулю 0,4, а для теплых месяцев их значения достигают ±0,7 для всех трех ярусов облачности и слоя 0–10 км.

Единственным параметром с положительными корреляциями для всех месяцев, рассматриваемых слоев атмосферы и градаций количества облачности является число облачных слоев.

Для теплых месяцев определена значительная положительная корреляционная связь с числом облачных слоев и отрицательная – с толщиной нижней облачности и нижней границей облачности среднего и верхнего яруса, а также в целом слое 0–10 км.

Полученные результаты полезны для лучшего понимания проблемы изменения климата в южном полярном регионе и роли облачности в этих изменениях. Исследование поддержано подпрограммой «Определение изменений в окружающей среде Антарктики в условиях меняющегося климата» Федеральной целевой программы «Мировой океан».

5.2. Связь приземной температуры и параметров сплошных облачных слоев в Арктическом регионе РФ

В настоящее время большой интерес представляет задача выяснения роли разных факторов в современном потеплении в Арктике [39, 66, 160, 247, 287, 292, 350, 351, 356, 379, 405, 414, 425, 486] и его влияния на глобальное потепление [247, 396]. Характеристикой радиационного, гидрологического и циркуляционного режимов атмосферы является облачность [66, 179, 386]. Ее влияние на приходящую и уходящую радиацию зависит от ее высоты, толщины, горизонтальной протяженности, фазового состояния, размеров облачных частиц. Климатический эффект облаков, кроме того, зависит от их географического расположения, альбедо и температуры подстилающей поверхности (T), сезона, времени суток [157, 160, 285, 457].

В [206–208, 457] изменения характеристик облачности и их связь с изменениями приземной температуры T исследовались на базе глобальных

массивов метеорологических наблюдений, проводимых на наземных станциях за период 1971–1996 гг. (EECRA, Extended Edited Cloud Reports Archive) и на кораблях – за 1954–2008 гг, Также они проводились на основе 40-летних данных ECMWF реанализа (ERA-40), массива видимых и инфракрасных изображений спутниковых наблюдений (TIROS, Television and Infrared Observation Satellite), полученных с полярных спутников [207, 399]. Несмотря на значительный прогресс, сохраняется неопределенность в прогнозах изменения облачности и их связи с изменениями T в Арктике [23, 206–208, 443, 457].

Сравнения трендов для количества облаков (за общий период наблюдений 1982–2004 гг.), полученных по спутниковым и наземным наблюдениям, показали слабую согласованность при рассмотрении Арктики в целом (60–90° с.ш.), особенно в темные сезоны (осенью и зимой) [206, 207]. Значительные убывающие тренды количества облачности, определенные для зимы по двум массивам спутниковых наблюдений (Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), 1982–2004 гг., и Television and Infrared Observation Satellite (TIROS) Operational Vertical Sounder (TOVS), 1980–2005 гг.), не видны по наземным наблюдениям, которые показывают незначительный возрастающий тренд за 36 лет (1971–2007 гг.). Точные причины для этого расхождения остаются непонятными; в темное время года (зимой ночью) возможными причинами могут являться как результат определения со спутников, так и редкие и неточные наземные наблюдения [207]. Заметим, что, согласно [238], зимой в Арктике более чем в 14 % наблюдений при температуре ниже -15 °С наблюдается ледяной туман, который существенно ухудшает видимость [238].

Изменение морских льдов в Северном Ледовитом океане занимает видное место в изменении климата Арктики [11, 37, 146, 159, 193, 199, 350, 351, 425, 449]. Известно, что на деградацию морского ледяного покрова более всего влияют летние условия, поскольку процесс таяния льда ускоряется по мере его развития в течение летнего сезона с положительными температурами воздуха [10, 11, 206]. Оценки протяженности морского льда (ПМЛ) в Северном полушарии по данным наблюдений со спутников указывают на особенно значительное ее сокращение в конце периода летнего таяния. На сентябрь 2007 и 2012 гг. приходится минимум ПМЛ за время с начала наблюдений со спутников в 1979 г. [146, 206]. Анализ связей между приземной температурой, облачным покровом и ПМЛ на основе метеорологических наблюдений показал, что изменения облаков могут повысить потепление в Арктике и ускорить сокращение арктического морского льда [206].

В [457] подчеркивается, что формы облаков являются результатом различных метеорологических процессов и по-разному влияют на радиационные потоки, поэтому важно изучение изменений их отдельных типов. Для многих форм определены значительные региональные тренды [429, 457]. В частности, для периода 1971–1996 гг., количество облачности перистых облаков в основном уменьшается над всеми континентами [457], но так как они имеют наименьшую оптическую толщину и их часто трудно определить при толстых дымках в пограничном слое атмосферы, некоторые тренды в их количестве могут быть ложными [207]. Глобальные тренды показывают

увеличение количества облачности для конвективных форм облачности за счет уменьшения его для слоистых облаков нижнего и среднего ярусов [457]. Межгодовая изменчивость слоисто-дождевой облачности над Европой и севером Азии хорошо коррелирует с Северной атлантической осцилляцией [457].

В [206, 207, 457] подчеркивается, что взаимосвязь облачности и приземной температуры носит сезонный характер и пространственно неоднородна, а именно, для средних широт она положительна для зимы и отрицательна для лета (в предположении направления причинной связи от облаков к T).

Известно, что плотность распределения количества облаков, определенного с поверхности Земли, имеет U-образный вид [58]. Следовательно, изменение повторяемости малобалльной и сплошной облачности может наиболее существенно повлиять на изменение общего количества облачности. При этом сплошная облачность оказывает значительное влияние на потоки коротковолновой и длинноволновой радиации, альбедо подстилающей поверхности, ее наличие часто связано с прохождением циклонов. В [55] показано, что потепление Арктики (1983–2004 гг.) летом и осенью в определенной степени связано с активизацией циклонической деятельности над арктическими морями РФ.

Результаты расчетов климатических моделей, использованных при подготовке 4-го Оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), показывают увеличение облачности над Арктикой в текущем столетии, особенно осенью в нижнем и верхнем ярусах [443, 457].

Из вышесказанного следует актуальность использования дополнительных источников информации об облачности, например данных радиозондирования атмосферы, и на их основе исследования внутригодовой изменчивости связи приземной температуры и параметров вертикальной макроструктуры сплошных облачных слоев (СОС) для различных слоев атмосферы над Арктическим регионом РФ (АРФ) и его климатическими районами. Климатические районы выделены на основе классификации З. М. Прик [10, 71]. Под сплошными облачными слоями подразумеваются облачные слои с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода, восстановленные по профилям температуры и влажности с помощью СЕ-метода.

Также представляет интерес комплексный анализ изменений приземной температуры, приземного давления P и параметров сплошных облачных слоев над Арктикой РФ и ее районами для сентября за периоды наблюдений 1964–2009 и 2000–2009 гг. по данным радиозондирования по следующим причинам: во-первых, в связи с определенной в [55] за 1983–2004 гг. активизацией летом и осенью циклонической деятельности над арктическими морями РФ; во-вторых, результаты расчетов климатических моделей показывают увеличение облачности над Арктикой в текущем столетии, особенно осенью в нижнем и верхнем ярусах [443, 457]; в-третьих, на сентябрь 2007 и 2008 г. приходится минимум ПМЛ за время с начала наблюдений со спутников в 1979 г. [206].

5.2.1. Данные и методы

В качестве информационной базы для исследования связи приземной температуры с параметрами сплошных облачных слоев использованы данные за 1964–2009 гг. из глобального проконтролированного массива радиозондовых наблюдений КАРДС [6, 127, 213, 450], пополненного текущими наблюдениями из массива АЭРОСТАБ [5].

Были выбраны одиннадцать действующих российских арктических аэрологических станций с максимально длинными и полными временными рядами. Их список приведен в табл. 5.2.1.

Таблица 5.2.1

Одиннадцать действующих российских арктических аэрологических станций, использованных при исследовании

Индекс	Название станции	Широта	Долгота	Высота	Локальное время для 00 и 12 GMT
Североевропейский район Арктического региона РФ					
22113	Мурманск	68,98° с.ш.	33,12° в.д.	98	02; 14
22217	Кандалакша	67,15° с.ш.	32,35° в.д.	26	02; 14
22271	Шойна	67,88° с.ш.	44,13° в.д.	11	03; 15
23205	Нарьян-Мар	67,63° с.ш.	53,03° в.д.	9	04; 16
Западно-Сибирский район Арктического региона РФ					
23330	Салехард	66,53° с.ш.	66,67° в.д.	17	04; 16
20674	Остров Диксон	73,58° с.ш.	80,40° в.д.	47	05; 17
23078	Норильск	69,32° с.ш.	88,22° в.д.	61	06; 18
Восточно-Сибирский район Арктического региона РФ					
24125	Оленек	68,50° с.ш.	112,43° в.д.	204	07; 19
21824	Тикси	71,58° с.ш.	128,92° в.д.	2	09; 21
24343	Жиганск	66,77° с.ш.	123,40° в.д.	82	08; 20
24266	Верхоянск	67,47° с.ш.	133,40° в.д.	138	09; 21

При отборе станций учитывалась их важность с точки зрения изучения полярной облачности. Выбранные станции расположены в Североевропейском (СЕР), Западно-Сибирском (ЗСР) и Восточно-Сибирском (ВСР) районах Арктического региона РФ. Всего использовано около 300 тысяч зондирований, из которых 149 103 проведено в срок 00 GMT и 148 179 – в срок 12 GMT. Станции расположены в широтно-долготной зоне 66–75° с.ш. – 30–140° в.д. Для СЕР большая часть станций являются прибрежными, а для ЗСР и ВСР – континентальными.

Границы облачных слоев и количество облачности в каждом из них определялись по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, с помощью СЕ-метода. Количество облачности определялось по градациям 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % поверхности небосвода.

Расчеты характеристик облачных слоев проводились для атмосферных слоев 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли. Первые три из них

соответствуют традиционному разделению облачности на облачность нижнего, среднего и верхнего ярусов в зависимости от высоты расположения ее нижней границы [17, 108, 465].

В качестве характеристик сплошных облачных слоев рассматривались следующие: их повторяемость, число слоев, суммарная толщина, высота нижней ($H_{НГ}$) и верхней ($H_{ВГ}$) границы.

Для уточнения связи облачности и приземной температуры и ее внутригодовой и пространственной изменчивости для каждого месяца были рассчитаны коэффициенты корреляции по предварительно созданным временным рядам среднемесячных значений температуры и перечисленных выше параметров сплошных облачных слоев для каждой станции. Коэффициенты корреляции были рассчитаны с параметрами СОС в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км.

Затем по коэффициентам корреляции для отдельных станций рассчитывались взвешенные коэффициенты корреляции приземной температуры с параметрами СОС с дифференциацией по атмосферным слоям и месяцам для территории Арктического региона РФ и его районов.

Взвешивание позволяет учесть, что коэффициенты корреляции для разных станций рассчитаны по разному числу наблюдений и имеют разную «цену» при расчете коэффициентов корреляции для района в целом. Более подробно расчет корреляций описан в разделе 5.1.1.

5.2.2. Коэффициенты корреляции параметров сплошных облачных слоев и приземной температуры для Арктического региона РФ

Знания о корреляциях метеорологических величин могут быть весьма полезны при тестировании климатических моделей [2], так как они являются важной климатической характеристикой атмосферы Земли. В данном разделе обсуждаются коэффициенты корреляции среднемесячных значений приземной температуры T и параметров сплошных облачных слоев для Арктического региона РФ и его районов. Они служат количественной мерой связи между приземной температурой и параметрами вертикальной макроструктуры сплошной облачности.

Рис. 5.2.1 и 5.2.2 демонстрируют внутригодовую и пространственную изменчивость коэффициентов корреляции, осредненных по территории Арктического региона РФ и его районов, среднемесячных значений приземной температуры и параметров СОС для различных атмосферных слоев.

Видно, что диапазон внутригодовых изменений корреляций составляет для Арктического региона РФ и его Североевропейского и Восточно-Сибирского районов -0,6...0,5, а для Западно-Сибирского района − -0,7...0,6.

Анализ результатов, представленных на рис. 5.2.1 и 5.2.2, показал, что в зависимости от месяца и района коэффициенты корреляции с одним и тем же параметром СОС могут иметь не только разную величину, но и знак. Сезонный характер и пространственная неоднородность взаимосвязи облачности и приземной температуры отмечалась также в [206, 207, 457].

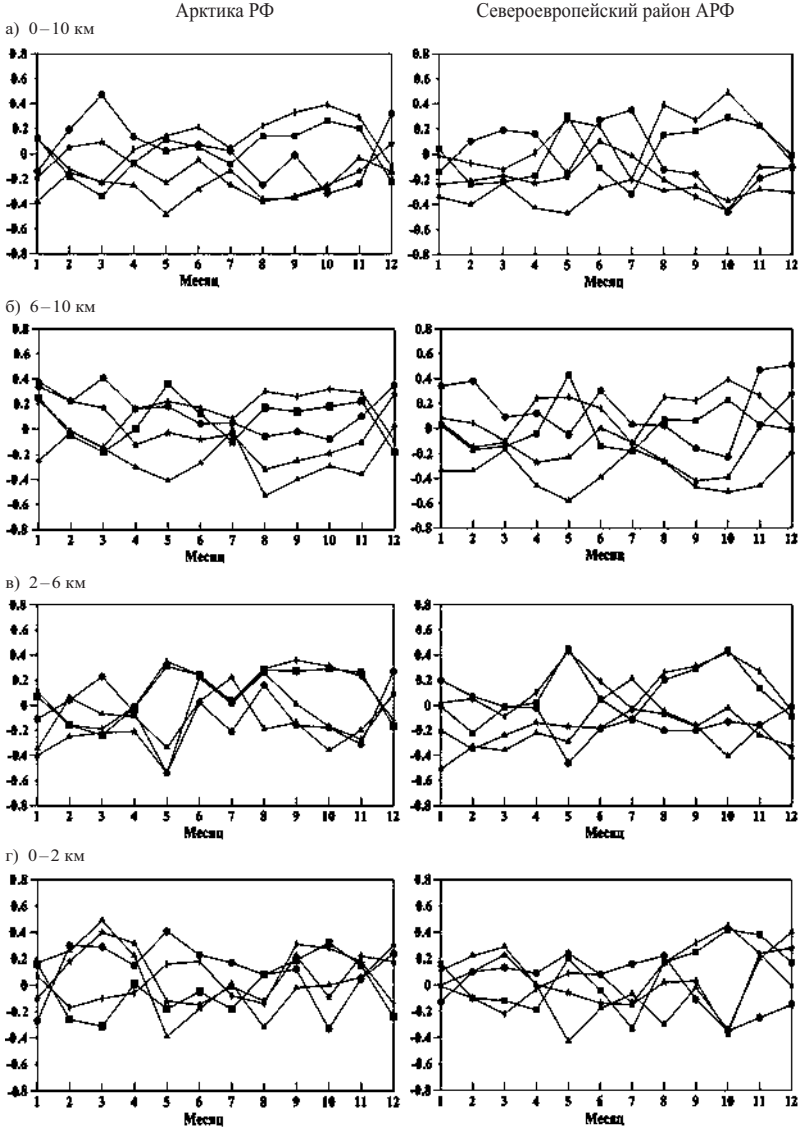


Рис. 5.2.1. Внутригодовая изменчивость коэффициентов корреляции, осредненных по территории для Арктического региона РФ и его Североевропейского района, среднемесячных значений приземной температуры Т и параметров сплошных облачных слоев в атмосферных слоях 0–10 км (а), 6–10 км (б), 2–6 км (в), 0–2 км (г) над уровнем земли. Линии с квадратами – корреляции Т с числом СОС, с треугольниками – с их толщиной, с кругами – с $H_{НГ}$, со звездочками – с $H_{ВГ}$, с ромбами – с их повторяемостью.

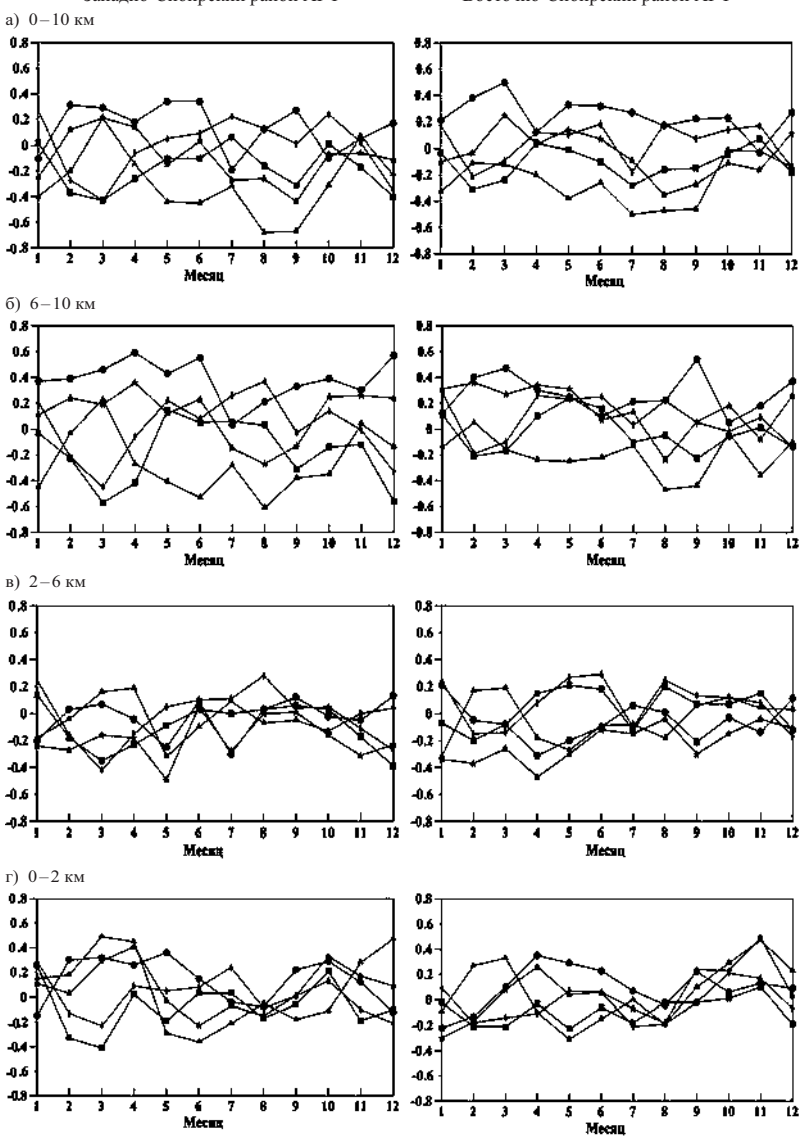


Рис. 5.2.2. Внутригодовая изменчивость коэффициентов корреляции, осредненных по территории Западно-Сибирского и Восточно-Сибирского районов Арктики РФ, среднемесячных значений приземной температуры T и параметров сплошных облачных слоев в атмосферных слоях 0–10 км (а), 6–10 км (б), 2–6 км (в), 0–2 км (г) над уровнем земли. Линии с квадратами – корреляции T с числом СОС, с треугольниками – с их толщиной, с кругами – с ННГ, со звездочками – с НВГ, с ромбами – с их повторяемостью.

Выделим параметры СОС с положительными и отрицательными коэффициентами корреляции с приземной температурой для рассматриваемых районов Арктики для каждого сезона/месяца.

Во все зимние месяцы T для АРФ, СЕР и ЗСР положительно коррелирует с толщиной сплошной нижней облачности и отрицательно – с толщиной СОС в слое 0–10 км.

Для СЕР в декабре и январе температура отрицательно коррелирует с толщиной средней облачности, для ВСР в декабре и феврале положительно коррелирует с высотой верхней границы.

В мае T положительно коррелирует во всех районах – с $H_{НГ}$ нижней облачности и числом слоев верхней облачности, для СЕР – также с повторяемостью и числом СОС среднего яруса; отрицательно – с толщиной СОС во всех слоях, с границами средней облачности.

Для всех летних месяцев T положительно коррелирует (или коэффициенты корреляции близки к нулю) с повторяемостью СОС для АРФ и ЗСР – в слоях 2–6, 6–10 и 0–10 км, для ВСР – в слое 6–10 км. Положительные коэффициенты корреляции T отмечены также с $H_{НГ}$ для АРФ и СЕР – в слое 0–2 км, для ВСР – в слоях 0–10, 6–10 км.

Для всех летних месяцев T отрицательно коррелирует (или коэффициенты корреляции близки к нулю) с толщиной СОС в слоях 0–2, 6–10 и 0–10 км во всех районах. Отрицательные коэффициенты корреляции T отмечены с $H_{ВГ}$ для АРФ в слое 0–10 км, для СЕР – 6–10 км.

Для всех осенних месяцев для АРФ и СЕР определены положительные коэффициенты корреляции T с повторяемостью и числом СОС в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км. Для ЗСР положительные коэффициенты корреляции T отмечены с повторяемостью СОС в слое 0–10 км, с $H_{НГ}$ – в слоях 0–2, 6–10 км; с $H_{ВГ}$ – в слое 0–2 км. Для ВСР – с повторяемостью СОС в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км; с $H_{НГ}$ в слоях 0–2, 6–10 и 0–10 км; с числом СОС среднего яруса и с толщиной СОС – нижнего.

Для всех осенних месяцев отрицательные коэффициенты корреляции T для всех районов определены с высотой верхней границы СОС в слое 0–10 км; для АРФ также с высотой верхней границы СОС – в слое 6–10 км, для АРФ, СЕР и ВСР также с высотой верхней границы СОС – в слое 2–6 км.

Для всех осенних месяцев отрицательные коэффициенты корреляции T с толщиной СОС в слоях 2–6, 6–10 и 0–10 км определены для АРФ, СЕР, а для ВСР – только в слое 6–10 км. С высотой нижней границы СОС отрицательные коэффициенты корреляции T определены для СЕР в слоях 0–2, 2–6 и 0–10 км, для АРФ и ВСР в слое 2–6 км. Также корреляции отрицательны для ЗСР с числом сплошных слоев верхнего яруса.

5.2.3. Климатические изменения параметров сплошных облачных слоев и приземной температуры для Арктического региона РФ и его районов в сентябре

По данным наземных наблюдений EECRA за 1971–1996 гг. глобальное количество облачности над сушей днем уменьшается со скоростью

-0,7 %/десятилетие [457]. Осенью отмечено его максимальное убывание, -0,9 %/десятилетие; для слоистой (St) и верхней облачности оно составляет -0,5 %/десятилетие, для слоисто-дождевой (Ns) и высокослоистой (As) – -0,3 %/десятилетие. Уменьшение количества слоистых облаков нижнего и среднего ярусов частично компенсируется увеличением количества кучевой облачности: для слоисто-кучевой (Sc), кучевой (Cu) и кучево-дождевой (Cb) оно составляет 0,1 %/десятилетие, для высококучевой (Ac) – 0,2 %/десятилетие. Среднегодовая повторяемость чистого небосвода увеличивается со скоростью 0,4 %/десятилетие, осенью ее рост максимален – 0,7 %/десятилетие [457].

Различные типы облачности имеют различное радиационное воздействие и влияние на климат. Например, верхняя облачность более эффективна в улавливании длинноволновой радиации, чем нижняя, в то время как нижняя более эффективна в отражении коротковолновой радиации, чем верхняя [457]. Поэтому изучение отдельных типов облаков в климатических исследованиях вместо общего количества облачности может помочь определить процессы, ответственные за изменения облаков, и знания изменений типов облаков и/или их вертикального распределения на основе данных наблюдений могут улучшить понимание крупномасштабного взаимодействия между облаками и климатом и происходящими климатическими изменениями [457]. Эта информация может быть также полезна для валидации климатических моделей, в которых облачность и ее эффект остается все еще одной из наибольших неопределенностей. Кучевая облачность, как правило, показывает относительно сильный вертикальный обмен в атмосфере тепла и водяного пара, и их проникновение в более высокие слои тропосферы могут быть частично идентифицированы благодаря появлению облаков верхнего яруса. Слоистые (St) и слоисто-кучевые облака (Sc) обычно отражают относительно стабильную стратификацию в нижней тропосфере. Поэтому изменения в повторяемости этих типов облаков могут означать усиление/ослабление или, по крайней мере, более/менее визуализировать соответствующие атмосферные процессы [457].

Формы облачности с помощью CE-метода по данным радиозондирования определить нельзя, но можно получить количественные оценки для среднемесячных значений параметров вертикальной макроструктуры облачности в различных слоях атмосферы и тенденций их долгопериодных изменений.

В данном разделе вопрос о долгопериодных тенденциях изменения приземной температуры и параметров облачности решается с использованием классического метода расчета линейных трендов, метода наименьших квадратов. Коэффициент линейного тренда используется как мера интенсивности климатических изменений за указанный период, он характеризует среднюю скорость изменений климатической переменной, соответствующую тренду [29]. При анализе долгопериодных изменений метеопараметров необходимо помнить, что величина трендов существенно зависит от выбора массива данных, периода рядов наблюдений и техники их анализа [86, 199], качества данных [6, 127, 203].

Для совместного анализа климатических изменений T и облачности в Арктике в сентябре были созданы временные ряды пространственно осредненных по территории АРФ и ее районов среднемесячных значений приземной температуры, приземного давления P и параметров сплошных облачных слоев в слоях атмосферы 0–10, 0–2, 2–6, 6–10 км, полученных по данным станционных наблюдений. Для слоя 0–10 км они показаны на рис. 5.2.3. На рис. 5.2.4 приведены временные ряды повторяемости сплошных облачных слоев в различных ярусах.

На всех временных рядах прямой пунктирной линией показан линейный тренд, рассчитанный по среднемесячным значениям параметров методом наименьших квадратов за период 1964–2009 гг. и сплошной – за 2000–2009 гг. Коэффициенты соответствующих уравнений линейной регрессии приведены в табл. 5.2.1–5.2.3.

Рис. 5.2.3 и 5.2.4 и данные табл. 5.2.1–5.2.3 показывают, что в сентябре рост приземной температуры за период 1964–2009 гг. в Арктическом регионе РФ отмечен на фоне увеличения повторяемости и числа слоев сплошной облачности в слое 0–10 км, уменьшения ее толщины, понижения границ.

Согласно данным табл. 5.2.2, увеличение повторяемости СОС за период 1964–2009 гг. для АРФ в нижнем ярусе составляет 3,8 %/десятилетие, наибольшее увеличение повторяемости СОС – 6,1 %/десятилетие – определено в среднем ярусе, а наименьшее – 0,8 %/десятилетие – в верхнем ярусе.

Полученные результаты об изменении повторяемости сплошных облачных слоев в различных ярусах уточняют результаты, полученные по спутниковым и наземным наблюдениям, объясняют возможную причину противоречий между ними.

По данным массива видимых и инфракрасных изображений спутниковых наблюдений TIROS [399] за 1980–2004 гг. и 40-летних данных ECMWF реанализа (ERA-40) [399] за 1980–2001 гг., осенью при отступлении морского льда количество нижней облачности уменьшается, а средней – увеличивается, а по наземным за 1971–2007 гг. – в течение осени видна сильная позитивная реакция нижней облачности на сокращение морского льда в Северном Ледовитом океане [206].

Анализ данных табл. 5.2.2 для АРФ за период 1964–2009 гг. показывает, что в сентябре увеличивается повторяемость сплошной облачности, как нижней, так средней. Но скорость увеличения повторяемости сплошной средней облачности почти в полтора раза превышает скорость увеличения повторяемости сплошной нижней.

По мнению авторов [399], причиной определенных изменений облачности является возрастание приземной температуры в результате отступления морского льда и изменения в распределении температуры в атмосфере.

Различные изменения повторяемости СОС в нижнем, среднем и верхнем ярусах объясняет понижение средних значений границ. Изменения высот границ могут быть связаны также с изменением режима осадков. Этот вопрос детально обсуждается в разделе 5.3. Понижения приземного давления за период 1964–2009 гг. для АРФ не определено.

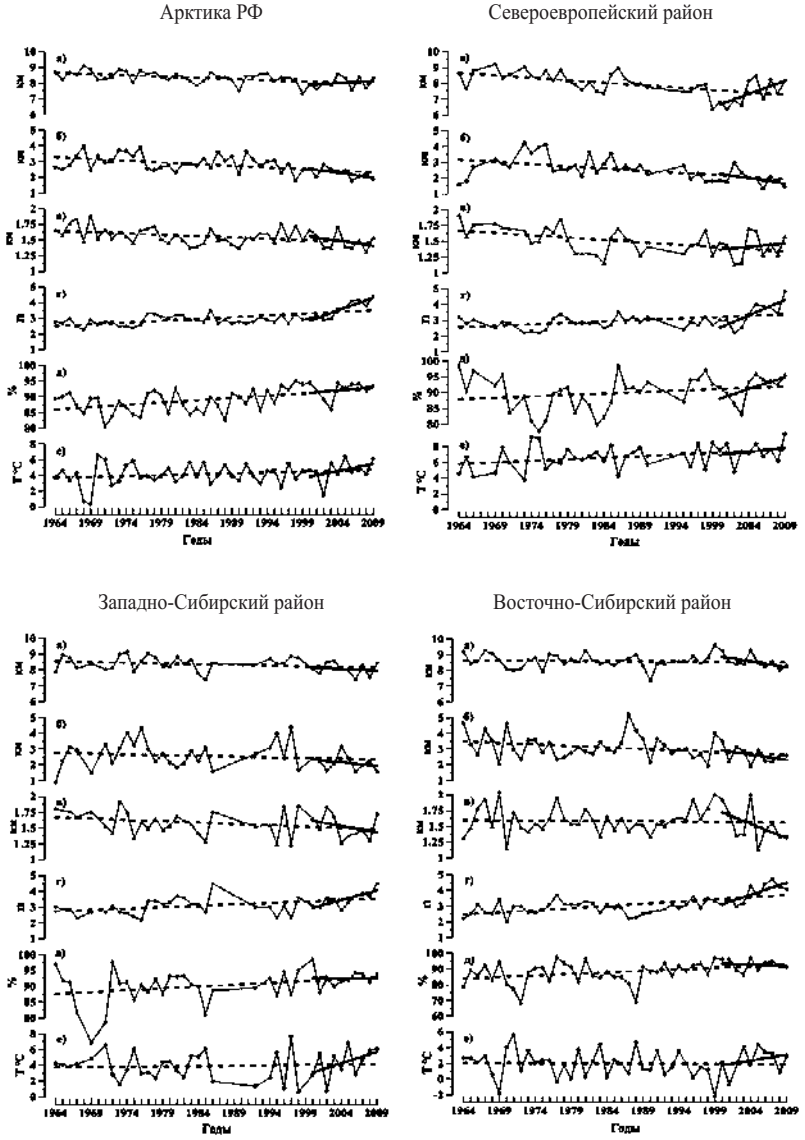


Рис. 5.2.3. Временные ряды пространственно осредненных по территории АРФ и ее районов параметров СОС в атмосферном слое 0–10 км и Т для сентября: а) $H_{ВГ}$, б) $H_{НГ}$, в) толщина, г) число слоев, д) повторяемость, е) Т. Пунктирной линией показан линейный тренд, рассчитанный методом наименьших квадратов для периода 1964–2009 гг. и сплошной – для 2000–2009 гг.

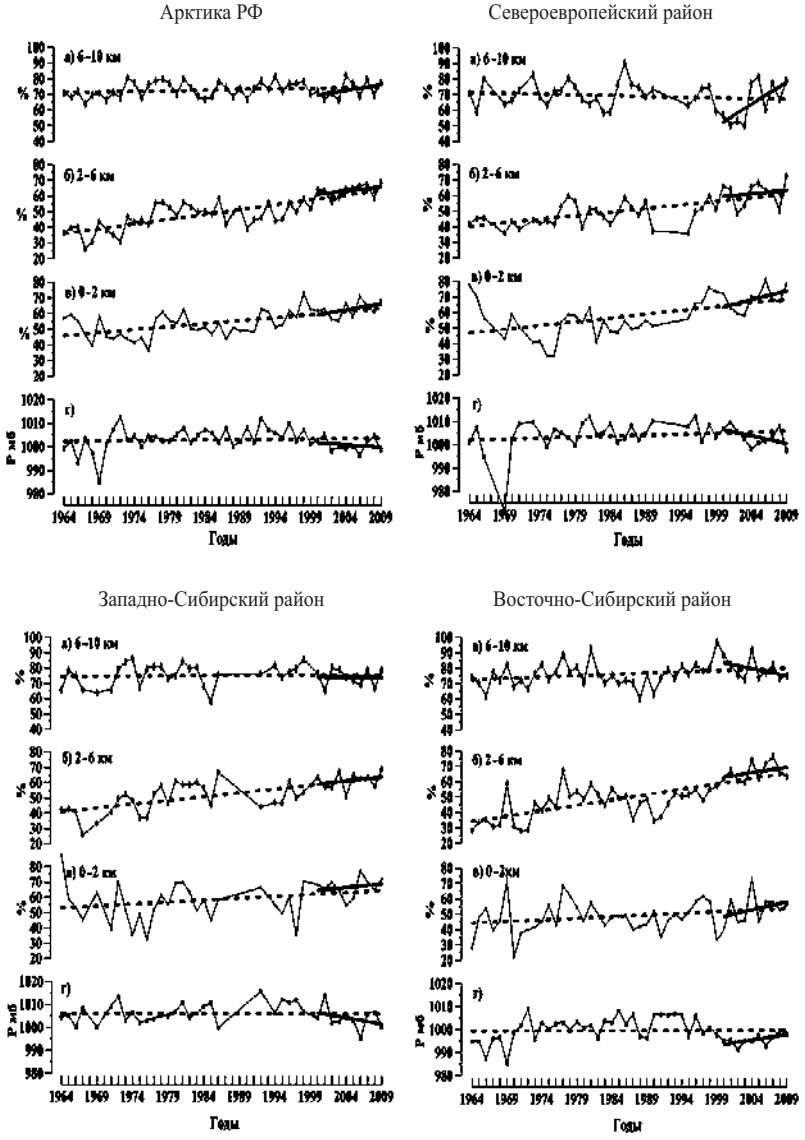


Рис. 5.2.4. Временные ряды для сентября пространственно осредненных по территории АРФ и ее районов повторяемостей СОС в различных атмосферных слоях и приземного давления: а) 6–10 км, б) 2–6 км, в) 0–2 км, г) приземное давление. Пунктирной линией показан линейный тренд, рассчитанный методом наименьших квадратов для периода 1964–2009 гг. и сплошной – для 2000–2009 гг.

Таблица 5.2.1

Коэффициенты уравнения линейной регрессии (линейного тренда) для регионально осредненных средних значений повторяемости (%/десятилетие), числа слоев (*n*/десятилетие), толщины, $H_{НГ}$ и $H_{ВГ}$ (км/десятилетие) СОС в слое 0–10 км для сентября за периоды 1964–2009 и 2000–2009 гг. АРФ и ее районы

Параметры СОС	АРФ		СЕР		ЗСР		ВСР	
	1964–2009 гг.	2000–2009 гг.	1964–2009 гг.	2000–2009 гг.	1964–2009 гг.	2000–2009 гг.	1964–2009 гг.	2000–2009 гг.
Повторяемость	1,4	2,1	0,9	7,6	1,2	-0,1	2,0	-1,9
Число слоев	0,2	1,6	0,2	1,9	0,2	1,2	0,3	1,5
Толщина	-0,04	-0,2	-0,07	0,1	-0,04	-0,2	-0,01	-0,5
$H_{НГ}$	-0,2	-0,6	-0,3	-0,7	-0,1	-0,5	-0,2	-0,7
$H_{ВГ}$	-0,15	0,3	-0,3	1,7	-0,1	-0,2	-0,02	-0,8

Таблица 5.2.2

Коэффициенты уравнения линейной регрессии (линейного тренда, %/десятилетие) для регионально осредненных средних станционных значений повторяемости СОС в слоях 0–2, 2–6, 6–10 км, 0–10 км для сентября за периоды 1964–2009 и 2000–2009 гг. АРФ и ее районы

Слой атмосферы	АРФ		СЕР		ЗСР		ВСР	
	1964–2009 гг.	2000–2009 гг.	1964–2009 гг.	2000–2009 гг.	1964–2009 гг.	2000–2009 гг.	1964–2009 гг.	2000–2009 гг.
0–10 км	1,4	2,1	0,9	7,6	1,2	-0,1	2,0	-1,9
6–10 км	0,8	7,2	-1,0	28,5	0,4	-0,6	1,6	-9,5
2–6 км	6,1	5,1	4,6	4,1	4,9	5,4	7,0	6,8
0–2 км	3,8	8,1	4,8	11,5	2,5	4,6	2,1	10,5

Таблица 5.2.3

Коэффициенты уравнения линейной регрессии (линейного тренда) для регионально осредненных средних станционных значений *T* (°С/десятилетие) и приземного давления (гПа/десятилетие) для сентября за периоды 1964–2009 и 2000–2009 гг. АРФ и ее районы

Метеопараметр	АРФ		СЕР		ЗСР		ВСР	
	1964–2009 гг.	2000–2009 гг.	1964–2009 гг.	2000–2009 гг.	1964–2009 гг.	2000–2009 гг.	1964–2009 гг.	2000–2009 гг.
T приз.	0,2	1,8	0,4	1,0	0,08	2,9	-0,03	1,5
P приз.	0,3	-2,1	0,8	-6,4	-0,05	-5,3	0,1	4,7

Рис. 5.2.1 и 5.2.2 показывают, что коэффициенты корреляции, осредненные по территории Арктического региона РФ, среднемесячных значений приземной температуры T и параметров сплошных облачных слоев в слое 0–10 км для сентября не превышают по модулю 0,4. Коэффициенты корреляции T с повторяемостью и числом слоев СОС положительные и равны 0,4 и 0,2 соответственно. Коэффициенты корреляции T с суммарной толщиной и высотой верхней границы отрицательные и равны -0,4.

Оценки корреляционных связей и совместных долгопериодных изменений T и параметров СОС, полученные для АРФ за период 1964–2009 гг., приведенные на рис. 5.2.1–5.2.4 и в табл. 5.2.1–5.2.3, качественно согласуются между собой.

Для сентября для АРФ коэффициенты корреляции T с повторяемостью СОС во всех изучаемых атмосферных слоях положительны. Для СОС в нижнем и среднем ярусах они равны 0,4, а в верхнем – 0,3. Коэффициенты корреляции T с числом слоев СОС равны 0,3 для СОС среднего яруса и 0,2 – для нижнего и верхнего ярусов.

Для сентября для АРФ коэффициенты корреляции T с суммарной толщиной отрицательные и равны -0,4 для СОС верхнего яруса, -0,2 – для СОС среднего яруса и близки к нулю для нижнего яруса.

Коэффициент корреляции T с $H_{B\Gamma}$ для СОС нижнего яруса положительный и равен 0,2, среднего яруса – близок к нулю и для верхнего яруса – отрицательный и равен -0,2. Коэффициент корреляции T с $H_{H\Gamma}$ для СОС нижнего и верхнего ярусов близок к нулю, а для среднего яруса – отрицательный и равен -0,2.

Согласно рис. 5.2.3 и 5.2.4 и данным табл. 5.2.1–5.2.3, скорость потепления для АРФ в XXI веке больше, чем за весь период, и оно определено на фоне понижения P, увеличения повторяемости и числа слоев сплошной облачности в слое 0–10 км, уменьшения их толщины, понижения $H_{H\Gamma}$ и повышения $H_{B\Gamma}$. Это согласуется с результатами работы [55], в которой показано, что потепление Арктики за период 1983–2004 гг. летом и осенью в определенной степени связано с активизацией циклонической деятельности над арктическими морями РФ. В работе [10] на основе данных метеорологических наблюдений также отмечается, что процесс потепления высоких широт Северного полушария в последние годы стал более заметным.

Данные табл. 5.2.2 для АРФ показывают существенное преобладание увеличения повторяемости слоев сплошной нижней и верхней облачности над ростом повторяемости слоев сплошной средней в XXI веке. Этот результат согласуется с результатами расчетов климатических моделей, использованных при подготовке 4-го Оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), которые показывают увеличение облачности над Арктикой в текущем столетии, особенно осенью в нижнем и верхнем ярусах [443, 457].

Согласно данным табл. 5.2.2, для АРФ скорость увеличения повторяемости слоев сплошной средней облачности в XXI веке слабо отличается от скорости ее увеличения за весь период 1964–2009 гг.

Данные табл. 5.2.1 и 5.2.2 демонстрируют как временную, так и пространственную неоднородность изменения параметров сплошной облачности в слое 0–10 км. Ниже проведен совместный анализ изменений приземной температуры и параметров сплошных облачных слоев для районов АРФ.

За период 1964–2009 гг. в сентябре максимальное, по сравнению с ЗСР и ВСР, приземное потепление определено для СЕР. Оно ослабевает в ЗСР и переходит в очень слабое похолодание в ВСР. При этом в СЕР отмечен слабый рост давления.

За этот период в сентябре для всех районов АРФ определена тенденция к увеличению повторяемости и числа слоев СОС в слое 0–10 км, уменьшению их толщины и понижению границ.

Причиной понижения за период 1964–2009 гг. $H_{HГ}$ и $H_{BГ}$ может являться значительный рост повторяемости СОС нижнего и среднего ярусов. Действительно, только для СЕР определено уменьшение повторяемости верхней облачности, а также минимальное, по сравнению с ЗСР и ВСР, увеличение повторяемости для средней облачности и максимальное увеличение повторяемости – для нижней облачности. При этом из данных табл. 5.2.1 видно наибольшее понижение как верхней, так и нижней границы. Для ВСР увеличение повторяемости верхней облачности больше, чем для ЗСР, и уменьшение верхней границы минимально. Изменения высот границ могут быть также связаны с вариациями режима осадков. Этот вопрос детально обсуждается в разделе 5.3.

Для СЕР за период 1964–2009 гг. в сентябре определено максимальное увеличение повторяемости нижней облачности. Ее рост постепенно ослабевает в ЗСР и ВСР; для средней – наоборот, над СЕР увеличение ее повторяемости минимально и над ВСР – максимально. Повторяемость слоев сплошной верхней облачности над СЕР убывает. Для ЗСР и ВСР она слабо возрастает, причем для ВСР – с большей скоростью. Скорость роста повторяемости СОС в слое 0–10 км постепенно возрастает в направлении с запада на восток, т. е. она минимальна для СЕР и максимальна для ВСР.

Для сентября за период с 2000 по 2009 г. во всех районах определено значительное приземное потепление, максимальное – в ЗСР. В слое 0–10 км над СЕР зафиксирована тенденция к увеличению повторяемости и числа СОС, их толщины, понижению $H_{HГ}$ и повышению $H_{BГ}$, над ЗСР и ВСР – к уменьшению их повторяемости и толщины, увеличению числа СОС, понижению $H_{HГ}$ и $H_{BГ}$ (тенденция усиливается в восточном направлении). Для всех районов усилилась тенденция к увеличению повторяемости сплошной нижней облачности, особенно в СЕР и ВСР. Рост повторяемости средней для всех районов практически совпадает с фоновым за весь период. В СЕР отмечен рост увеличения повторяемости верхней облачности, а в ЗСР и ВСР видна тенденция к уменьшению повторяемости, и эта тенденция усиливается в восточном направлении.

Таким образом, табл. 5.2.1–5.2.3 показывают, что наибольший рост приземной температуры определен при слабом уменьшении повторяемости слоев сплошной верхней облачности и сильном одинаковом росте повторяемости средней и нижней. Примером может служить наибольшее

потепление в СЕР за полный период и наибольшее потепление в ЗСР в XXI веке. В обоих случаях схема изменений повторяемости СОС в нижнем, среднем и верхнем ярусах одинаковая.

Данные табл. 5.2.3 демонстрируют, что потепление в XXI веке для СЕР и ЗСР сопровождается тенденцией к понижению давления, а для ВСР – тенденцией к его повышению.

Рис. 5.2.1 и 5.2.2 показывают, что для сентября коэффициенты корреляции, осредненные по территории каждого из районов СЕР, ЗСР и ВСР, среднемесячных значений приземной температуры T и параметров сплошных облачных слоев в слое 0–10 км не превышают по модулю 0,7. Для атмосферных слоев 0–2 и 2–6 км они не превышают по модулю 0,3 и для слоя 6–10 км – 0,6.

Для СЕР коэффициенты корреляции T с повторяемостью СОС положительные и равны 0,3 для нижнего и среднего ярусов и для слоя 0–10 км, а для верхнего яруса – 0,2. Для ЗСР и ВСР коэффициенты корреляции T с повторяемостью СОС изменяются в пределах -0,1–0,2.

Для СЕР коэффициенты корреляции T с числом слоев СОС положительные и равны 0,3 для среднего яруса, 0,2 – для нижнего яруса и для слоя 0–10 км, а для верхнего яруса – 0,1. Для ЗСР они для верхнего яруса и слоя 0–10 км отрицательные и равны -0,3, для нижнего и среднего яруса их значения близки к нулю. Для ВСР они для верхнего яруса отрицательные и равны -0,2. Для остальных слоев их значения близки к нулю.

Для СЕР коэффициенты корреляции T с суммарной толщиной СОС отрицательные. Они равны -0,3 и -0,5 для слоев 0–10 и 6–10 км соответственно. Для ЗСР и ВСР коэффициенты корреляции T с суммарной толщиной СОС равны соответственно -0,7 и -0,4 для слоя 0–10 км и -0,4 – для СОС верхнего яруса. Для нижнего и среднего ярусов для всех районов их значения составляют от -0,2 до 0,1.

Для сентября для СЕР и ЗСР коэффициенты корреляции T с высотой верхней границы СОС в слое 0–10 км составляют около -0,4, для ВСР – -0,3. Для СЕР они составляют также около -0,4 для $H_{B\Gamma}$ СОС верхнего яруса и для ВСР – -0,3 для $H_{B\Gamma}$ СОС среднего яруса. В остальных случаях коэффициенты корреляции T с $H_{B\Gamma}$ СОС лежат в диапазоне -0,2 до 0,2.

Для СЕР коэффициенты корреляции T с высотой нижней границы СОС в слое 0–10 км слабые отрицательные -0,1...-0,2. Для ЗСР и ВСР они для слоя 0–10 км составляют около 0,3; для верхнего яруса – 0,3 и 0,6 для ЗСР и ВСР соответственно. В остальных случаях коэффициенты корреляции T с $H_{H\Gamma}$ СОС лежат в диапазоне от -0,2 до 0,2.

Таким образом, показано, что при оценке влияния изменений параметров облачности на изменения приземной температуры надо учитывать, что величины их кросскорреляций могут различаться в зависимости от района.

Потепление в нижней и средней тропосфере делает ее более влагоемкой. Изменение температуры и количества содержания водяного пара в атмосфере, определенное по данным спутниковых и радиозондовых наблюдений [105, 114, 124, 125], возможно, также является причиной увеличения количества облачности и повторяемости сплошных облачных слоев.

Потенциально к росту повторяемости облаков верхнего яруса может привести потепление и испарение влаги в средней тропосфере, усиление циклонической активности, а также проникновение водяного пара из стратосферы в результате стратосферно-тропосферного обмена [7, 23, 135, 246].

Кучевая облачность, как правило, показывает относительно сильный вертикальный обмен в атмосфере тепла и водяного пара, и их проникновение в более высокие слои тропосферы могут быть частично идентифицированы благодаря появлению облаков верхнего яруса [457].

Увеличение жизни облачности также может привести к увеличению ее количества [207], а, следовательно, и к увеличению повторяемости сплошной облачности. Так, в [207] отмечается, что возможным объяснением положительного тренда количества облачности зимой в Арктике может быть следующее: климатическое потепление делает более трудным замерзание жидких капель в облаках, а жидкокапельные облака имеют большее время жизни, чем с замерзшими каплями [207]. Заметим, что в Арктике и Антарктике при той же температуре повторяемость капельных облаков несколько выше, а кристаллических – ниже, чем в умеренных широтах. Это связано с тем, что в облаках полярных широт воздух чище, а капли при той же температуре обычно мельче и ниже вероятность их замерзания [58].

Качественно полученные результаты об изменении повторяемости СОС для сентября согласуются с результатами о многолетних изменениях количества осадков в северной полярной области за период 1936–2005 гг. [10]. За этот период годовые суммы осадков выросли на 3 %. Основной рост был обеспечен увеличением зимних осадков, особенно в приатлантическом секторе [10].

В Оценочном докладе об изменениях климата и их последствий на территории Российской Федерации [29] отмечалось, что в течение XX века (1936–2006 гг.) увеличилась повторяемость циклонов и уменьшилась повторяемость антициклонов, особенно в Атлантико-Европейском секторе Северного полушария. В атмосферной циркуляции над арктическими морями также прослеживается тенденция к увеличению продолжительности циклонической циркуляции в последние два десятилетия, по сравнению с предшествующим периодом [29]. В Оценочном докладе было также отмечено еще одно изменение большого пространственного масштаба, связанное с циркуляцией, – это повсеместная тенденция к понижению атмосферного давления, которая для Западной Сибири впервые показана в работе Ипполитова и соавторов [29].

Выводы

На основе данных радиозондовых наблюдений на российских арктических станциях за 1964–2009 гг. получены количественные оценки коэффициентов корреляции приземной температуры и характеристик вертикальной макроструктуры сплошных облачных слоев, показана их временная и пространственная изменчивость.

Для Арктического региона РФ и его районов проведен совместный анализ изменений среднемесячных значений приземной температуры, приземного давления и параметров сплошных облачных слоев для сентября

за полный период наблюдений и в XXI веке. Исследования проведены для облачности в различных слоях атмосферы.

Результаты, изложенные в данном разделе, добавляют новую информацию об изменении облачности над Арктикой, ее связи с изменениями приземной температуры. Полученные результаты согласуются с модельными расчетами и могут быть полезны для лучшего понимания проблемы изменения климата в Арктике и роли облачности в этих изменениях.

5.3. Корреляции параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы с количеством осадков

Задача получения количественных оценок долгопериодных изменений метеопараметров и прогноза предстоящих изменений климата Земли приобретает в настоящее время все большее значение для планирования адаптации различных сфер деятельности людей к этим изменениям [29, 183, 207, 247]. Важными взаимосвязанными и наиболее изменчивыми элементами климата являются облачность и осадки [29, 41, 58, 117, 132, 158, 258, 263, 280, 299, 302, 334, 355, 464, 473, 479, 485]. Облачность в значительной степени определяет количество приходящей и уходящей радиации, ее наличие является необходимым условием для выпадения осадков [302, 311]. Однако их климатические изменения все еще недостаточно изучены и нет ясного представления о тенденциях их изменений как в глобальном, так и региональном масштабе [9, 183, 198, 229, 235, 270, 295, 302, 311, 430].

Долгопериодные изменения характеристик облачного покрова отмечены на основе метеорологических, аэрологических и спутниковых наблюдений [429, 430]. По данным наземных наблюдений за облачностью в различных регионах земного шара были отмечены изменения количества облачности [29, 183, 249, 269], ее нижней границы [374], повторяемости отдельных форм облаков [340]. На основе анализа более коротких (по сравнению с рядами наземных наблюдений) рядов спутниковых данных ISCCP за период 1983–2001 гг. [383] и HIRS за период 1979–2001 гг. [472] получены результаты об изменении глобального количества облачности.

На основе данных радиозондовых наблюдений, содержащихся в массиве КАРДС [213], за период 1964–1998 гг. для центральных месяцев сезонов, упорядоченных хронологически, получены оценки глобальных и региональных трендов во временных рядах границ, повторяемости и суммарной толщины восстановленных с использованием СЕ-метода [109, 166] облачных слоев. Они позволяют сделать вывод о территориальной и сезонной неоднородности происходящих изменений облачности с преобладанием регионов, над которыми их нижняя граница понижается, а верхняя – возрастает; определена тенденция к увеличению повторяемости многослойных облачных систем с увеличением суммарной толщины ОС в атмосферном слое 0–10 км и убыванием в слое 0–2 км [164].

Для сплошных ОС (с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода) в атмосферном слое 0–10 км отмечено убывание как нижней, так и верхней границ; декадные изменения показывают возрастание их

повторяемости с уменьшением суммарной толщины. Значения трендов несколько изменяются с сезоном. Для большей части земного шара увеличение их повторяемости имеет место с уменьшением их толщины; возрастание как повторяемости, так и толщины характерно для средних и высоких широт Западного полушария; убывание как повторяемости, так и толщины отмечено для Восточной Сибири [164].

Некоторое влияние на величину трендов параметров ОС, безусловно, оказывает неоднородность в данных о влажности, причиной которой является смена датчиков влажности [109, 164]. Существуют ли естественные причины для этих изменений и можно ли их определить по данным стандартного радиозондирования атмосферы?

К объективным факторам, взаимосвязанным с климатическими изменениями параметров ОС, можно отнести изменения распределения температуры поверхности океана [181] и температуры воздуха в тропосфере [183, 383, 384], циркуляции атмосферы [155, 180, 202, 226, 336, 362, 472] и циклонической активности в отдельных регионах [4, 192, 226, 296, 385, 442], изменение повторяемости различных форм облачности [340], а также режима осадков [9, 149, 170, 180, 226, 234, 247].

Остановимся более подробно на вопросе взаимосвязи изменений параметров ОС и режима осадков. В [170] проведен анализ изменения параметров сплошных ОС перед началом выпадения осадков, в процессе их выпадения и после их окончания на основе данных аэрологических наблюдений и наземных метеорологических наблюдений за облачностью, осадками, прошедшей и текущей погодой за 10-летний период для станции Остров Диксон, расположенной в Арктическом регионе. Было получено, что во время начала выпадения осадков высоты нижней и верхней границ ОС понижаются, число облачных слоев возрастает, их суммарная толщина возрастает или остается стабильной, суммарная толщина прослоек (пространства между облачными слоями) также увеличивается. Это может быть только при условии, что вначале опускается нижняя граница вместе с возрастанием числа ОС и суммарной толщины прослоек. Величина понижения для верхней границы меньше, чем для нижней. Следовательно, если в течение длительного временного интервала повторяемость выпадения осадков и их продолжительность будут возрастать, будут изменяться и среднемесячные значения параметров ОС. В частности, средние значения нижней и верхней границ будут понижаться.

В данной работе приведены результаты исследования корреляционных связей среднемесячных значений характеристик ОС и количества осадков (КО) с целью получения новых знаний, полезных при анализе их климатических изменений.

Существование различных типов облачности определяет генетический вид выпадающих осадков и является результатом макро- и микропроцессов в атмосфере, температурно-влажностного и ветрового распределения в ней, поэтому для сравнения также рассчитаны корреляции среднемесячных значений КО и основных параметров атмосферы на стандартных изобарических поверхностях.

Корреляции метеорологических величин являются важной климатической характеристикой атмосферы Земли. Понятие климата часто ограничивают средними значениями метеовеличин, т. к. оценивать их намного проще, чем корреляционные связи. Однако они могут быть весьма полезны при тестировании климатических моделей [2, 9].

Заметим, что при анализе результатов следует учитывать, что режим осадков и их пространственно-временное распределение в значительной степени зависят также от характера и состояния подстилающей поверхности [12, 119]. Даже над равнинными районами режим осадков зависит от очень многих факторов, особенно в летние месяцы, когда наряду с фронтальными процессами имеет место и внутримассовая конвекция [76, 138].

Данные

Исследования были проведены на основе данных радиозондирования атмосферы пополненного текущими данными проконтролированного массива КАРДС [213] и среднемесячных значений КО, содержащихся в массиве GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation) [397] за период 1964 – 2001 гг. для десяти станций (см. рис. 5.3.1), расположенных в различных климатических зонах земного шара с различным распределением облачности [458, 459].

Рис. 5.3.1. Расположение станций, используемых для расчета коэффициентов корреляций между среднемесячными значениями количества осадков и характеристик ОС, а также основных метеопараметров атмосферы на изобарических поверхностях

Метод

Для определения среднемесячных значений параметров ОС был использован СЕ-метод, разработанный для восстановления границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным в результате стандартного радиозондирования атмосферы [109, 166]. Оценки корреляций были получены для пяти характеристик ОС: их числа, повторяемости и суммарной толщины (м), нижней и верхней границ (м) облачности

в шести атмосферных слоях: 0–2, 2–6, 6–10, 0–6, 2–10 и 0–10 км над уровнем земли. Первые три слоя атмосферы соответствуют традиционному разделению облачности на облачность нижнего, среднего и верхнего ярусов в зависимости от высоты расположения ее нижней границы, принятому в метеорологии [17, 108, 465].

Для каждого облачного слоя количество облачности определялось по градациям 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % поверхности небосвода. Расчеты были проведены для восемнадцати условий на количество облачности. Знаки «!», «0», «9» и «1» после градации количества облачности обозначают, соответственно, возможность наличия других ОС; отсутствие ОС с большим количеством облачности; дополнительно к указанной градации существуют сплошные ОС; дополнительно к указанной градации существуют ОС с количеством облачности 0–20 %. Таким образом:

• 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 %! означает, что существуют ОС с перечисленным количеством облачности, при этом возможно наличие других ОС;

• 0–20, 0–60, 0–80 %0 означает, что количество облачности для всех ОС не более 0–20, 0–60, 0–80 % поверхности небосвода соответственно;

• 0–20, 20–60, 60–80, 0–60, 0–80 %9 – существуют ОС с перечисленным количеством облачности при условии, что также существуют сплошные ОС;

• 80–100, 60–80, 20–60, 60–100, 20–100 %1 – существуют ОС с указанным количеством облачности при условии, что также существуют ОС с количеством облачности 0–20 %;

• 0–100 % – могут присутствовать любые ОС.

В качестве характеристик атмосферы были выбраны следующие: давление воздуха P; геопотенциальная высота H; температура воздуха T; зональная и меридиональная составляющие скорости ветра; скалярная скорость ветра; дефицит точки росы $\Delta\tau$; относительная влажность U; удельная влажность q; количество водяного пара в столбе воздуха VA.

Все эти параметры рассматривались на 8 стандартных изобарических поверхностях в диапазоне изменения давления от 1000 до 250 гПа, что приблизительно соответствует слою атмосферы 0–10 км над уровнем поверхности моря.

На основе среднемесячных значений перечисленных параметров ОС, характеристик атмосферы и количества осадков для каждой станции (i = 1,...,10) были вычислены два типа корреляций, которые для идентификации имеют соответствующие верхние индексы ta, tc:

1) μ_i^{ta} – корреляции для временных рядов среднемесячных значений f_{MY}, где значение индекса Y соответствует годам из временного интервала 1964÷2001 для соответствующего месяца M; ниже они называются «корреляции для временных рядов»;

2) μ_i^{tc} – корреляции для нормированных временных рядов среднемесячных значений; нормирование было выполнено переходом от каждого среднемесячного значения f_{MY} к $\dfrac{f_{MY}-\overline{f}_M}{\sigma_{f_M}}$, где $\overline{f}_M$ – многолетнее

среднемесячное значение для месяца M; σ_{f_M} – соответствующее многолетнее среднеквадратическое отклонение для соответствующего месяца; Y – год из временного интервала 1964÷2001. Ниже они называются «корреляции для нормированных временных рядов». Здесь мы пытаемся исключить внутригодовую изменчивость метеорологических параметров.

В действительности, коэффициенты корреляций μ_i^{ta} в основном показывают корреляции годовой изменчивости рассматриваемых параметров, характерной для них. Коэффициент корреляций μ_i^{tc} имеет смысл некоторого рода обобщенного/осредненного коэффициента корреляции для нормированных временных рядов среднемесячных значений для периода 1964–2001 гг. с исключением годовой изменчивости.

Данное исследование проводилось с целью получения результатов, применимых к климатическим исследованиям, в том числе и глобальных, поэтому авторами рассмотрена также задача выявления параметров атмосферы и ОС, имеющих положительные (или отрицательные) коэффициенты корреляции для всех десяти рассматриваемых станций, несмотря на преобладание определенных генетических типов осадков в разные сезоны для различных регионов. В качестве интегрального показателя для каждого набора соответствующих постанционных коэффициентов корреляции рассчитаны значения RMS соответствующих коэффициентов по совокупности станций:

$$\mu_* = \frac{1}{10}\sqrt{\sum_{i=1}^{10}(\mu_i)},$$

где * обозначает, что расчеты проводятся только для всех 10 положительных или всех 10 отрицательных коэффициентов корреляции; суммирование по *i* обозначает суммирование по станциям.

Результаты

Корреляции для временных рядов

В табл. 5.3.1 приведены все параметры ОС, для которых коэффициенты корреляции μ_i^{ta}, полученные на основе временных рядов среднемесячных значений, с количеством осадков одного знака для всех десяти станций.

Из ее данных следует, что наибольшие положительные значения μ_*^{ta} для всех десяти станций в основном связаны с параметрами ОС с количеством облачности 20–100, 60–100, 80–100 %: их повторяемостью, суммарной толщиной и числом в атмосферных слоях 2–10 или 0–10 км. При этом в ряде случаев также существуют малобалльные ОС.

Данные табл. 5.3.1 показывают, что все отрицательные значения μ_*^{ta} связаны с повторяемостью и толщиной ОС с количеством облачности менее 80 %.

В табл. 5.3.2 приведены все характеристики атмосферы для стандартных изобарических поверхностей, для которых корреляции с количеством осадков (μ_i^{ta}) для всех станций одного знака.

Таблица 5.3.1

Параметры ОС с положительными (отрицательными) корреляциями с количеством осадков для всех десяти станций, рассчитанными по временным рядам годовых среднемесячных значений

Слой атмосферы, км	Условие на кол-во облачности (% небосвода)	Параметр ОС	μ_*^{ta}	Коэффициенты корреляции μ_i^{ta} для десяти станций									
				Обсерватория Валентия	Штутгарт	Вена	Анкара	Тунис–Карфаген	Гонконг	Бангкок	Брисбен	Остров Гоф	Халли
2–10	80–100 %!	Повтор.	0,3	0,3	0,4	0,2	0,1	0,3	0,2	0,4	0,3	0,3	0,4
2–10	60–100 %1	Толщина	0,3	0,4	0,2	0,1	0,0	0,1	0.5	0,4	0,2	0,2	0,4
2–10	0–20 %!	Ниж. гр.	0,3	0,6	0,3	0,2	0,0	0,5	0,1	0,4	0,2	0,0	0,1
2–10	80–100 %1	Толщина	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,7
2–10	0–80 %9	Повтор.	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,4	0,2	0,3	0,5
0–10	80–100 %!	Толщина	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,3	0,4	0,1	0,3
0–10	20–100 %1	Число ОС	0,3	0,3	0,2	0,1	0,0	0,3	0,3	0,5	0,3	0,1	0,4
0–10	0–100 %!	Повтор.	0,3	0,4	0,2	0,0	0,1	0,3	0.2	0,4	0,3	0,1	0,2
2–10	0–80 %9	Повтор.	0,2	0,3	0,1	0,0	0,1	0,3	0,1	0,4	0,3	0,1	0,3
0–10	20–60 %9	Повтор.	0,2	0,2	0,1	0,0	0,1	0,3	0,3	0,5	0,2	0,2	0,1
2–10	20–60 %9	Повтор.	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2
2–10	0–60 %9	Повтор.	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2	0,.3	0,3
0–6	80–100 %1	Толщина	0,2	0,3	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
2–10	0–60 %0	Повтор.	-0,3	-0,5	-0,4	-0,2	-0,0	-0,3	-0,3	-0,5	-0,3	-0,3	-0,4
2–10	0–80 %0	Повтор.	-0,3	-0,3	-0,4	-0,2	-0,1	-0,2	-0,2	-0,4	-0,3	-0,3	-0,4
0–10	0–60 %0	Повтор.	-0,3	-0,4	-0,2	-0.0	-0,1	-0,3	-0,4	-0,5	-0,3	-0,1	-0,2
0–10	0–60 %9	Толщина	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2	-0,1	-0,2	-0,4	-0,4	-0,2	-0,2	-0,3
0–10	0–80 %0	Повтор.	-0,3	-0,4	-0,2	-0,0	-0,1	-0,3	-0,2	-0,4	-0,3	-0,1	-0,2
0–10	0–80 %9	Толщина	-0,2	-0,1	-0,2	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,2	-0,1	-0,2

Таблица 5.3.2

Параметры атмосферы на стандартных изобарических высотах с положительными (или отрицательными) коэффициентами корреляции с количеством осадков для всех десяти станций, рассчитанными на основе временных рядов годовых среднемесячных значений

Давление, гПа	Параметр атмосферы	μ_*^{ta}	Коэффициенты корреляции μ_i^{ta} для десяти станций									
			Обсерватория Валентия	Штутгарт	Вена	Анкара	Тунис – Карфаген	Гонконг	Бангкок	Брисбен	Остров Гоф	Халли
700	U	0,4	0,4	0,5	0,5	0,0	0,4	0,6	0,7	0,4	0,2	0,1
925	U	0,4	0,4	0,1	0,1	0,6	0,5	0,5	0,7	0,4	0,2	0,1
700	$\Delta\tau$	-0,4	-0,3	-0,4	-0,5	-0,0	-0,4	-0,5	-0,7	-0,3	-0,2	-0,0
925	$\Delta\tau$	-0,4	-0,4	-0,0	-0,1	-0,5	-0,5	-0,4	-0,7	-0,4	-0,2	-0,2

Из данных табл. 5.3.2 следует, что единственным параметром с положительными корреляциями для всех станций оказалась относительная влажность, а единственным параметром с отрицательными корреляциями для всех станций – дефицит точки росы на изобарических поверхностях 700 и 925 гПа.

Следует отметить наличие региональных особенностей в распределении коэффициентов корреляций. Для прибрежных станций, расположенных в умеренных и высоких широтах в Атлантическом океане (Обсерватория Валентия, Остров Гоф и Халли), параметры ОС являются наиболее значимыми параметрами (как позитивными, так и негативными), чем характеристики влажности.

Корреляции для нормированных временных рядов

Известно, что в большинстве регионов среднемесячное количество осадков, как и большинство метеорологических параметров, имеет сезонную изменчивость [13, 119]. Поэтому более правильным выглядит расчет корреляций по нормированным временным рядам среднемесячных значений. При таком подходе исключается потенциальная неоднородность данных вследствие естественной сезонной изменчивости процессов.

В табл. 5.3.3 приведены параметры ОС, с которыми количество осадков при расчете на основе нормированных временных рядов имеют корреляции одного знака для всех десяти станций. Из ее данных следует, что наибольшие положительные корреляции (μ_*^{tc} = 0,3) определены с числом, толщиной и повторяемостью многобалльных ОС в атмосферных слоях 0–6, 0–10 и 2–10 км соответственно. Все отрицательно коррелирующие с количеством осадков параметры ОС связаны с малобалльными ОС, с их повторяемостью, толщиной или числом слоев (μ_*^{tc} = -0,3).

Таблица 5.3.3

Параметры ОС с положительными (отрицательными) коэффициентами корреляции с количеством осадков для всех десяти станций, рассчитанными по нормированным временным рядам годовых среднемесячных значений

Слой атмосферы, км	Условие на кол-во облачности, % небосвода	Параметр ОС	μ_*^{tc}	Коэффициенты корреляции μ_i^{tc} для десяти станций									
				Обсерватория Валентия	Штуттгарт	Вена	Анкара	Тунис–Карфаген	Гонконг	Бангкок	Брисбен	Остров Гоф	Халли
0–6	80–100 %!	Число ОС	0,3	0,3	0,3	0,2	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,7
0–10	60–100 %1	Толщина	0,3	0,5	0,2	0,2	0,0	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,5
2–10	80–100 %!	Повтор.	0,3	0,4	0,4	0,2	0,1	0,0	0,2	0,3	0,2	0,3	0,1
0–10	60–80 %9	Повтор.	0,3	0,4	0,2	0,2	0,1	0,2	0,4	0,3	0,2	0,1	0,2
2–6	80–100 %!	Число ОС	0,3	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,0	0,7
0–10	60–80 %!	Повтор.	0,2	0,4	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2	0,0	0,3

Окончание табл. 5.3.3

Слой атмосферы, км	Условие на кол-во облачности, % небосвода	Параметр ОС	μ_*^{tc}	Коэффициенты корреляции μ_i^{tc} для десяти станций									
				Обсерватория Валентия	Штуттгарт	Вена	Анкара	Тунис–Карфаген	Гонконг	Бангкок	Брисбен	Остров Гоф	Халли
0–10	80–100 %!	Повтор.	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,0	0,3	0,3	0,2	0,0	0,1
0–10	20–100 %1	Число ОС	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,0	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1
2–10	60–80 %9	Повтор.	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2
2–10	0–80 %9	Повтор.	0,2	0,4	0,2	0,2	0,1	0,0	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1
0–2	60–100 %1	Верх. гр.	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,6
2–6	60–80 %9	Повтор.	0,2	0,3	0,2	0,2	0,0	0,2	0,3	0,2	0,0	0,1	0,3
0–10	0–20 %!	Повтор.	-0,3	-0,5	-0,4	-0,4	-0,1	-0,1	-0,4	-0,3	-0,4	-0,1	-0,2
2–10	0–60 %0	Повтор.	-0,3	-0,6	-0,4	-0,2	-0,1	-0,0	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2
2–10	0–20 %0	Повтор.	-0,3	-0,4	-0,4	-0,2	-0,1	-0,1	-0,3	-0,3	-0,3	-0,1	-0,4
0–10	0–20 %!	Толщина	-0,3	-0,4	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,4
6–10	0–20 %0	Повтор.	-0,3	-0,3	-0,3	-0,1	-0,1	-0,1	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,4
0–10	0–60 %9	Число ОС	-0,3	-0,5	-0,1	-0,1	-0,0	-0,1	-0,1	-0,0	-0,3	-0,2	-0,5
0–10	0–80 %9	Число ОС	-0,2	-0,4	-0,1	-0,1	-0,0	-0,1	-0,1	-0,0	-0,3	-0,2	-0,5
0–6	0–20 %!	Толщина	-0,2	-0,4	-0,4	-0,3	-0,0	-0,1	-0,3	-0,2	-0,5	-0,1	-0,2
6–10	0–60 %0	Повтор.	-0,2	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2	-0,2
0–10	0–60 %9	Верх. гр.	-0,2	-0,1	-0,0	-0,1	-0,1	-0,0	-0,1	-0,0	-0,2	-0,3	-0,6
0–10	0–60 %9	Толщина	-0,2	-0,3	-0,3	-0,3	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,3	-0,2	-0,2
2–10	0–80 %9	Толщина	-0,2	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,2	-0,1	-0,6
0–10	0–80 %0	Повтор.	-0,2	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2	-0,0	-0,3	-0,3	-0,2	-0,0	-0,1
0–10	0–20 %9	Число ОС	-0,2	-0,4	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,1	-0,3	-0,2	-0,4
2–10	0–20 %!	Толщина	-0,2	-0,3	-0,2	-0,2	-0,1	-0,1	-0,2	-0,3	-0,1	-0,0	-0,2
2–10	20–100 %1	Ниж. гр.	-0,2	-0,4	-0,3	-0,3	-0,1	-0,1	-0,0	-0,0	-0,1	-0,1	-0,0

Примечание: Параметры со значениями μ_*^{tc}, меньшими по модулю 0,2, в таблицу не включены.

В табл. 5.3.4 приведены параметры атмосферы для изобарических поверхностей, которые для всех изучаемых станций при расчете по нормированным временным рядам годовых среднемесячных значений имеют положительные (или отрицательные) коэффициенты корреляции с количеством осадков.

Из ее данных видно, что наиболее тесная корреляционная связь определена с характеристиками влажности в средней тропосфере: μ_*^{tc} равно 0,3 для относительной влажности на поверхности 700 гПа и количеством водяного пара в столбе воздуха на поверхности 400 гПа. Положительные корреляции (μ_*^{tc} = 0,2) определены для всех десяти станций и с другими характеристиками влажности: относительной влажностью, количеством водяного пара в столбе воздуха, удельной влажностью на изобарических поверхностях 850–300 гПа.

Таблица 5.3.4

Параметры атмосферы для стандартных изобарических поверхностей с положительными (отрицательными) коэффициентами корреляции с количеством осадков для всех десяти станций, рассчитанными по нормированным временным рядам годовых среднемесячных значений

Давление, гПа	Параметр атмосферы	μ_*^{tc}	Коэффициенты корреляции μ_i^{tc} для десяти станций									
			Обсерватория Валентия	Штутгарт	Вена	Анкара	Тунис – Карфаген	Гонконг	Бангкок	Брисбен	Остров Гоф	Халли
700		0,3	0,5	0,4	0,5	0,0	0,3	0,4	0,4	0,4	0,2	0,0
400		0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,4	0,5	0,1	0,2
700		0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,4	0,4	0,4	0,2	0,2
300		0,2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,4	0,4	0,1	0,2
850		0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,4	0,1	0,2
500		0,2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,4	0,4	0,1	0,1
300		0,2	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,3	0,3	0,3	0,1	0,1
850		-0,3	-0,7	-0,4	-0,4	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,3	-0,2

Примечание: параметры со значениями μ_*^{tc}, меньшими по модулю 0,2, в таблицу не включены.

Отрицательные корреляции со среднемесячным количеством осадков (среди всех рассматриваемых параметров атмосферы на изобарических поверхностях) получены с геопотенциальной высотой поверхности 850 гПа (μ_*^{tc} = -0,3).

Сравнение коэффициентов корреляции μ_*^{tc} и μ_*^{ta} параметров ОС и количества осадков, рассчитанных по нормированным временным рядам годовых среднемесячных значений и по синхронным годовым среднемесячным значениям, показало, что по модулю они практически не различаются и равны ±0,3. Для параметров атмосферы максимальные корреляции μ_*^{tc} по модулю стали меньше, чем μ_*^{ta}, на 0,1.

Следует отметить, что, несмотря на пространственную неоднородность корреляционных связей, положительные корреляции с характеристиками влажности несколько больше, чем с параметрами ОС для четырех станций (Вена, Тунис – Карфаген, Бангкок, Брисбен) из десяти. Для трех станций (Анкара, Остров Гоф, Халли) – наоборот, а для трех станций (Обсерватория Валентия, Штутгарт, Гонконг) величина корреляций одинакова.

Среди параметров с отрицательными корреляциями для семи станций из десяти наиболее важными являются параметры ОС. Исключением в данном случае является Обсерватория Валентия, для которой корреляции с параметрами атмосферы на изобарических поверхностях более значительны, чем с параметрами ОС. Для двух станций корреляции совпадают по величине.

Выводы

В данном разделе были изложены результаты, которые являются частью комплексного исследования свойств облачных слоев, восстановленных по данным радиозондирования, и их климатических изменений.

Авторами получены количественные оценки корреляционных связей между среднемесячными значениями параметров ОС в различных слоях атмосферы, основных метеопараметров на стандартных изобарических поверхностях в тропосфере и количества осадков для станций, расположенных в различных климатических зонах.

Показано, что при расчетах как по нормированным, так и ненормированным временным рядам среднемесячных значений параметров ОС и метеопараметров атмосферы и количества осадков, наиболее значительные положительные корреляции определены с относительной влажностью на поверхности 700 гПа, числом многобалльных ОС, их суммарной толщиной и повторяемостью в слоях тропосферы, включающих слой 2–6 км. Заметим, что в слое 2–6 км существует средняя облачность. Наибольшие по модулю отрицательные корреляции для всех исследуемых станций определены с повторяемостью и суммарной толщиной малобалльных ОС, их числом в атмосферных слоях 2–10 и 0–10 км.

Полученные результаты могут быть полезны при исследованиях климатических изменений характеристик атмосферы, вертикальной макроструктуры облачных слоев и количества осадков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ к тому 3

Сформулируем основные результаты, полученные в настоящей работе.

Изложены результаты исследования вертикальной структуры распределения температуры и влажности, облачных слоев, ее пространственно-временной изменчивости на основе данных радиозондовых измерений за 1964–2014 годы.

Метод продолжения неполных по высоте радиозондовых профилей и точечный метод расчета трендов на основе срочных значений с учетом их корреляции во времени применены к данным радиозондовых наблюдений на станциях, расположенных в различных широтных зонах. Эти методы были разработаны для возможности более надежного использования неполных по высоте радиозондовых профилей температуры и влажности для расчетов климата и оценок климатических изменений.

Сравнение результатов расчетов трендов для аномалий температуры, вычисленных с помощью точечного и классического метода, на основе только данных измерений и на основе полных профилей с учетом восстановленных значений показало, что использование полных профилей позволяет с помощью классического метода получать надежные оценки трендов.

Приведены многолетние статистические характеристики для параметров влажности и температуры в свободной атмосфере и ее пограничном слое, в том числе оценки коэффициентов авто- и кросскорреляций, временных корреляций на основе полных профилей радиозондирования с учетом восстановленных значений.

На основе расчетов трендов аномалий средних и средних квадратических отклонений температуры воздуха и аномалий разницы значений температуры в сроки 12 и 00 GMT для изобарических поверхностей на основе полных профилей показано, что вертикальное распределение тропосферного потепления и стратосферного похолодания имеет сложную структуру в пространственно-временном масштабе.

CE-метод определения облачных слоев (их границ и количества облачности) по профилям температуры и влажности был применен к глобальным аэрологическим данным с целью получения многолетних статистических оценок параметров вертикальной макроструктуры облачности на базе глобальных массивов радиозондовых наблюдений. Приведены многолетние статистические характеристики для повторяемости, числа, высот нижней и верхней границ, суммарной толщины облачных слоев с различным количеством облачности в атмосферном слое 0–10 км за 1964–2014 годы.

Для земного шара на основе данных за 1964–1998 годы показано следующее.

• В слое атмосферы 0–10 км и зимой, и летом характерно расслоение на облачные слои и прослойки между ними. Оно отмечено в 70–100 % наблюдений с данными о температуре и влажности до высоты 10 км в зависимости от региона. Максимальна повторяемость малооблачных и сплошных

облачных слоев, в зависимости от региона она изменяется в пределах 9–99 % и 11–96 % соответственно.

• Диапазоны изменений статистических характеристик для повторяемости и суммарной толщины облачных слоев с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слое атмосферы 0-10 км в январе и июле различаются слабо. Диапазоны изменений средней повторяемости облачных слоев различаются слабо также при рассмотрении их с учетом сезона.

• Сезонные различия в диапазонах региональных изменений для повторяемости и суммарной толщины облачных слоев с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода выражены при расчетах с учетом яруса и количества облачности.

• Для малооблачных слоев в январе и июле амплитуды изменения средних значений для нижней и верхней границ различаются слабо, не более чем на 4 и 14 % соответственно. Амплитуды изменения среднеквадратических отклонений верхней границы для обоих месяцев практически совпадают, разница не превышает 3 %, а для нижней границы их разница составляет 24 %.

• Для сплошных облачных слоев в январе и в июле для нижней границы амплитуды изменения для средних значений различаются слабо, а для среднеквадратических отклонений разница составляет 50 %. Для верхней границы амплитуды изменения в январе и июле различаются существенно: для средних значений – на 27 %, для среднеквадратических отклонений – на 36 %.

Представлены количественные оценки пространственно-временной изменчивости параметров вертикальной структуры облачных слоев, полученные на основе данных радиозондовых наблюдений за 1964–2014 гг. для отдельных станций, расположенных в различных широтных зонах.

Изложены результаты исследования внутригодовой изменчивости коэффициентов корреляций среднемесячных значений приземной температуры и параметров облачных слоев с различным количеством облачности для Антарктики.

Приведены результаты исследования временной и пространственной изменчивости коэффициентов корреляций среднемесячных значений приземной температуры и параметров сплошных облачных слоев для территории Арктики РФ.

Получены количественные оценки корреляционных связей между среднемесячными значениями параметров облачных слоев в различных слоях атмосферы, основных метеопараметров на стандартных изобарических поверхностях в тропосфере и количества осадков для станций, расположенных в различных климатических зонах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алдухов О.А. О точности расчета характеристик влажности // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1988. – Вып. 147. – С. 40–47.

2. Алдухов О.А., Гордин В.А. Трехмерные корреляционные функции основных аэрологических величин свободной атмосферы // ИАН. Физика атмосферы и океана. – 2001. – Т. 37, № 1. – С. 3–23.

3. Алдухов О.А., Лагун В.Е., Черных И.В., Яговкина С.В. Об изменении климата в тропосфере над Антарктическим полуостровом // Problemy Klimatologi Polarnej. – 2006. – V. 16. – P. 7–22.

4. Алдухов О.А., Лагун В.Е., Черных И.В. О климатических изменениях параметров свободой атмосферы и циклонической активности над Антарктическим полуостровом // Всемирная конференция по изменению климата. 29 сентября – 3 октября 2003 г. Тезисы докладов. – М.: Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, 2003. – С. 367.

5. Алдухов О.А., Оржеховская В.А., Садовникова Т.О., Руденкова Т.В. Архив текущей аэрологической информации «АЭРОСТАБ». Описание архива. – Обнинск, 1990. – 28 с.

6. Алдухов О.А., Черных И.В. Методы анализа и интерпретации данных радиозондирования атмосферы. Т. 1. Контроль качества и обработка данных. – Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2013. – 306 с.

7. Алдухов О.А., Черных И.В. Методы анализа и интерпретации данных радиозондирования. Т. 2. Восстановленные облачные слои. – Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2013. – 152 с.

8. Алдухов О.А., Черных И.В. Об изменении температурно-влажностного режима в тропосфере над Антарктическим полуостровом // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2008. – Вып. 173. – С. 266–291.

9. Алдухов О.А., Черных И.В. Корреляции параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы с количеством осадков // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2012. – Вып. 176. – С. 82–97.

10. Александров Е.И., Брязгин Н.Н., Дементьев А.А., Родионов В.Ф. Мониторинг климата приземной атмосферы северной полярной области // Труды ААНИИ. – 2007. – Т. 447. – С. 18–32.

11. Алексеев Г.В., Захаров В.Ф., Иванов Н.Е. Изменения современного климата Арктики // Труды ААНИИ. – 2007. – Т. 447. – С. 7–17.

12. Алибегова Ж.Д. Пространственно-временная структура полей жидких осадков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 228 с.

13. Арабей Е.Н. Данные радиозондирования как средство выявления облачных слоев // Метеорология и гидрология. – 1975. – № 6. – С. 32–37.

14. Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Милехин О.Е., Соловьев В.И., Успенский А.Б. Использование спутниковых данных ДЗЗ для решения задач гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды // Вопросы электромеханики. – 2008. – Т. 105. – С. 6–16.

15. Балагуров А.М., Фридзон М.Б., Дозорцев А.Р. К оценке постоянной времени сорбционных датчиков влажности // Метеорология и гидрология. – 1984. – № 4. – С.114–117.

16. Балагуров А.М., Фридзон М.Б. Исследование функции влияния температуры на датчики влажности радиозонда РКЗ и возможности ее нормирования // Труды ЦАО. – 1983. – Вып. 151. – С. 28–34.

17. Беспалов Д.П., Девяткин А.М., Довгалюк Ю.А., Кондратюк В.И., Кулешов Ю.В., Светлова Т.П., Суворов С.С., Тимофеев В.И. Атлас облаков. – Санкт-Петербург: Д'АРТ, 2011. – 248 с.

18. Бесчастнов С.П., Гречко Г.М., Гурвич А.С., Загоруйко С.В., Кан В., Финке В.В. Структура температурного поля по наблюдениям рефракции с высотной метеорологической мачты // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1984. – Т. 20, № 4. – С. 231–236.

19. Болдин М.Б., Симонова Г.И., Тюрин Ю.Н. Знаковый статистический анализ линейных моделей. – М.: Наука; Физматлит, 1997. – 288 с.

20. Бурова Л.П., Воскресенский А.И. Влагооборот в атмосфере Антарктиды. Метеорологические исследования в Антарктике // Сб. Докладов на II Всесоюзном симпозиуме. Часть I. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – С. 28–33.

21. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 262 с.

22. Бызова Н.Л., Гаргер Е.К., Иванов В.Н. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примеси. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 278 с.

23. Варгин П.Н., Юшков В.А., Хайкин С.М., Цветкова Н.Д., Кострыкин С.В., Володин Е.М. Изменение климата и средняя атмосфера – вопросов все больше // Вестник Российской академии наук. – 2010. – Т. 80, № 2. – С. 114–130.

24. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 359 с.

25. Гордин В.А. Математические задачи гидродинамического прогноза погоды. Вычислительные аспекты. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 264 с.

26. Гречко Г.М., Гурвич А.С., Романенко Ю.В., Соколовский С.В., Татарская М.С. Слоистая структура температурного поля в атмосфере по измерениям рефракции с орбитальной станции «Салют-6» // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1981. – Т. 17, № 2. – С. 115–122.

27. Гречко Г.М., Гурвич А.С., Кан В., Пахомов А.И., Савченко С.А., Серебров А.А. Наблюдения мерцаний звезд, вызванных вариациями температуры на высотах 40–50 км // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. – 1993. – Т. 29, № 1. – С. 5–9.

28. Гречко Г.М., Гурвич А.С., Кан В., Пахомов А.И., Савченко С.А., Серебров А.А. Вариации температуры на высотах вблизи 52 км по наблюдениям заходов звезд из космоса // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. – 1996. – Т. 32, № 6. – С. 790–795.

29. Груза Г.В., Зайцев А.С., Кароль И.Л., Катцов В.М., Кобышева Н.В., Мелешко В.П., Мещерская А.В., Мирвис В.М., Решетников А.И., Спорышев П.В. и др. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствий на территории Российской Федерации. Том 1. Изменения климата. – М.: Росгидромет, 2008. – 227 с.

30. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 4. – С. 50–66.

31. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. – Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2012. – 193 с.

32. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Динамические климатические нормы температуры воздуха // Метеорология и гидрология. – 2012. – № 12. – С. 5–18.

33. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Оценка возможного вклада глобального потепления в генезис экстремально жарких летних сезонов на Европейской территории РФ // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47, № 6. – С. 1–4.

34. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Колебания и изменения климата на территории России // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. – 2003. – Т. 39, № 2. – С. 1–20.

35. Гурвич А.С., Кан В., Попов Л.И., Рюмин В.В., Савченко С.А. О пространственной структуре вариаций плотности воздуха по наблюдениям мерцаний // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1983. – Т. 19, № 6. – С. 656–658.

36. Гурвич А.С., Кон А.И. Обратное рассеяние электромагнитных волн на неизотропных турбулентных неоднородностях // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1991. – Т. 27, № 1. – С. 67–75.

37. Данилов А.И., Алексеев Г.В., Дмитриев В.Г., Клепиков А.В., Моргунов Б.А., Петров В.С. Изменение климата и устойчивое развитие Арктики // Труды ААНИИ. – 2007. – Т. 447. – С. 241–259.

38. Данилов А.И., Лагун В.Е., Клепиков А.В., Катцов В.М., Вавулин С.В. Текущие изменения климата Антарктики и сценарии его будущих изменений // Арктика и Антарктика. – М.: Наука, 2003. – Т. 2, № 36. – С. 114–125.

39. Дмитриев А.А. Динамика атмосферных процессов над морями Российской Арктики. – Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 232 с.

40. Дмитриева Л.Р. Процессы преобразования влаги и переноса излучения в задачах прогноза погоды и изменения климата: Автореф. дис. на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук. – М., 2004.

41. Дубровина Л.С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 216 с.

42. Зайцев В.А., Ледохович А.А., Никандрова Г.Т. Влажность воздуха и ее измерение. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 112 с.

43. Зайцева Н.А. Аэрология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 325 с.

44. Иванов В.Э., Фридзон М.Б., Ессяк С.П. Радиозондирование атмосферы. Технические и метрологические аспекты разработки и применения радиозондовых измерительных средств / Под ред. В.Э. Иванова. – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. – 596 с.

45. Ильясов С.Г., Красников В.В., Фридзон М.Б., Шляхов В.И. Усовершенствование методики измерения радиационных характеристик светорассеивающих сред // Метеорология и гидрология. – 1970. – № 9. – С. 109–111.

46. Кац А.П., Наумов А.Я., Иванов А.А., Кочеров С.А., Потемкин И.Г. Автоматизированная система мониторинга качества функционирования аэрологической сети Росгидромета // Труды научной конференции по результатам исследований в области гидрометеорологии и мониторинга загрязнения природной среды в государствах-участниках СНГ, посвященной 10-летию образования Межгосударственного совета по гидрометеорологии. Санкт-Петербург, 23–26 апреля 2002 г. – Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 2002. – С. 88–89.

47. Капля Е.В. Параметрическая аппроксимация плотности распределения относительной влажности атмосферного воздуха в условиях континентального климата // Метеорология и гидрология. – 2015. – № 5. – С. 44–51.

48. Климат Антарктиды, районирование и статистические параметры климатических факторов для технических целей. ГОСТ 25650–83. Издание официальное. – М.: Изд-во стандартов, 1983. – 53 с.

49. Кисилева М.С., Кузенкова А.Ф. О достоверности данных поля влажности в свободной атмосфере // Метеорология и гидрология. – 1984. – № 11. – С. 37–43.

50. Козлова Л.Ф., Стерин А.М. Исследование многолетней изменчивости параметров тропопаузы над территорией РФ по радиозондовым данным // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2014. – Вып. 178. – С. 47–60.

51. Комплекс ОКА-3 для централизованной автоматической обработки данных системы зондирования РКЗ – «Метеорит». – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 139 с.

52. Костюков В.В. Объективный анализ и согласование метеорологических полей. – М.: Гидрометеоиздат, 1982. – 192 с.

53. Копылов В.Н. Космический мониторинг окружающей среды. – Ханты-Мансийск: Полиграфист, 2008. – 216 с.

54. Кузнецова В.Н., Швець Н.В. Анализ изменений режима влажности на территории России // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2010. – Вып. 175. – С. 65–75.

55. Куражов В.К., Иванов В.В., Коржиков А.Я. Роль атмосферной циркуляции в формировании долгопериодных колебаний климата Арктики // Труды ААНИИ. – 2007. – Т. 447. – С. 33–43.

56. Лагун В.Е., Иванов Н.Е., Яговкина С.В. К вопросу о потеплении в районе Антарктического полуострова // Problemy Klimatologi Polarnej. – 2006. – V. 16. – P. 23–46.

57. Мазин И.П., Минервин В.Е. Об упорядочении терминологии в физике облаков // Метеорология и гидрология. – 1993. – № 4. – С. 5–14.

58. Мазин И.П., Хргиан А.П. Облака и облачная атмосфера. Справочник. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 647 с.

59. Майстрова В.В., Нагурный А.П., Большакова И.И. Изменение температуры свободной атмосферы в северной полярной области в 1959–2000 гг. // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 6. – С. 5–14.

60. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 751 с.

61. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 311 с.

62. Матвеев Ю.Л., Матвеев Л.Т., Солдатенко С.А. Глобальное поле облачности. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 278 с.

63. Маховер З.М. Климатология тропопаузы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 254 с.

64. Маховер З.М., Нудельман Л.А. Авиационно-климатические характеристики Северного полушария. Т. 1. Облачность. – М.: Гидрометеоиздат, 1987. – 278 с.

65. Международные метеорологические таблицы. ВМО. №188, ТР. – 94. – Женева–Обнинск, 1975. – 258 с.

66. Мохов И.И. Диагностика структуры климатической системы. – Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1993. – С. 269.

67. Николаев Е.А., Шаймарданов В.М. Развитие архивной системы Росгидромета // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». – 2010. – Вып. 174. – С. 3–10.

68. Новый аэроклиматический справочник свободной атмосферы над СССР. Т. 7. Характеристики вероятности (доверительные интервалы) удельной влажности / Под ред. И.Г. Гутермана. – М.: ВНИИГМИ-МЦД, 1981. – 150 с.

69. Новый аэроклиматический справочник пограничного слоя атмосферы над СССР. Т. 1. Статистические характеристики температуры, давления, плотности, влажности / Под ред. И.Г. Гутермана. – М.: ВНИИГМИ-МЦД, 1985. – 146 с.

70. Новый аэроклиматический справочник пограничного слоя атмосферы над СССР. Т. 1 / Под ред. И.Г. Гутермана. – М.: Гидрометеоиздат, 1986. – С. 1437–1618.

71. Прик З.М. Климатическое районирование Арктики // Труды ААНИИ. – 1971. – Т. 304. – С. 72–84.

72. Ранькова Э.Я. Климатическая изменчивость и изменения климата за период инструментальных наблюдений: Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук. – М., 2005. – 67 с.

73. Рубинштейн К.Г., Стерин А.М. Сравнение результатов реанализа с аэрологическими данными // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, № 3. – С. 301–315.

74. Руденкова Т.В. Формат архивации текущих аэрологических данных, поступающих по каналам связи для ПЭВМ // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2010. – Вып. 174. – С. 41–63.

75. Седунов Ю.С. и др. Атмосфера. Справочник (Справ. данные, модели). – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – С. 508.

76. Семенов Е.К., Соколихина Е.В., Соколихина Н.Н. Центры действия тропической атмосферы и их влияния на летние осадки индийского муссона // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 1. – С. 31–41.

77. Семенов С.М., Израэль Ю.А., Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Изменения глобальной температуры и региональные риски при некоторых стабилизационных сценариях антропогенной эмиссии диоксида углерода и метана // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 6: Изменения климата: влияние земных и внеземных факторов / Отв. ред. Г.С. Голицын. – М.: ИФА РАН, ИФЗ РАН. – 2008. – С. 24–36.

78. Семенов С.М., Попов И.О. Сравнительные оценки влияния изменения концентраций диоксида углерода, метана, закиси азота и водяного пара на радиационно-равновесную температуру земной поверхности // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 8. – С. 34–43.

79. Сивачок С.Г., Северинов В.И., Шакирзянов И.З., Лавров В.А., Вавилова Н.В., Власова Л.И., Горошко Л.Ф., Козлова В.Н. Положение о формировании архивного фонда данных о состоянии окружающей среды, ее загрязнении Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. – Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2009. http://www.meteo.ru/publish_law/egfd/pol6.htm

80. Соколов Ю.Ю. Архив срочных аэрологических данных в пограничном слое на МЛ ЕС ЭВМ // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1987. – Вып. 140. – С. 48–55.

81. Справочник по вертикальным корреляционным связям метеорологических элементов в свободной атмосфере над СССР / Под ред. В.Д. Казначеевой. – М.: Гидрометеоиздат, 1980. – 398 с.

82. Справочник по временным корреляционным связям метеорологических элементов в свободной атмосфере над СССР / Под ред. В.Д. Казначеевой. – М.: МО Гидрометеоздата, 1980. – 311 с.

83. Справочник статистических характеристик температуры и влажности в свободной атмосфере над СССР / Под ред. В.С. Комарова. – М.: Гидрометеоиздат, 1975. – 142 с.

84. Стерин А.М. Анализ линейных трендов в рядах температуры свободной атмосферы за 1958–1997 гг. // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 5. – С. 52–68.

85. Стерин А.М. Методы и результаты эмпирико-статистического анализа климатических изменений температуры воздуха в свободной атмосфере: Автореф. дис. на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук. – Санкт-Петербург, 2004. – С. 35.

86. Стерин А.М. О чувствительности оценок трендов температуры тропосферы и нижней стратосферы по радиозондовым данным. Часть 1: Выбор массива данных, периода рядов и техники их анализа // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 5. – С. 21–36.

87. Стерин А.М. О чувствительности оценок трендов температуры тропосферы и нижней стратосферы по радиозондовым данным. Часть 2: Обнаружение неоднородностей в рядах месячного разрешения // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 6. – С. 5–22.

88. Стерин А.М., Алдухов О.А., Бадашова Л.Ф., Булыгина О.Н., Тимофеев А.А., Черных И.В., Хохлова А.В. Долгопериодные тенденции изменения различных характеристик климата для Калужского региона // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. – Калуга, 2009. – Вып. 13. – С. 271–276.

89. Стерин А.М., Алдухов О.А., Булыгина О.Н., Иванов В.Н., Черных И.В., Хохлова А.В. О тенденциях изменений климата в атмосфере над Калужским регионом (эмпирико-статистический анализ) // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. – Калуга, 2006. – Вып. 8. – С. 380–384.

90. Стерин А.М., Тимофеев А.А. Долгопериодные тенденции изменения характеристик вариабельности внутригодового масштаба для температуры в свободной атмосфере // Вычислительные технологии. – 2007. – Т. 11, ч. 3. – С. 52–58.

91. Стечкин С.Б., Субботин Ю.Н. Сплайны в вычислительной математике. – М.: Наука, 1976. – 248 с.

92. Таблицы статистических характеристик термодинамических параметров атмосферы Северного полушария. Ч. I–IV / Под ред. В.С. Комарова. – М.: Гидрометеоиздат, 1977–1979.

93. Тимофеев А.А., Стерин А.М. Применение метода квантильной регрессии для анализа изменений характеристик климата // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 5. – С. 27–41.

94. Трищенко А.П., Шерстюков Б.Г. Анализ погрешностей при измерении влажности в атмосфере радиозондовым методом // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1988. – Вып. 147. – С. 47–56.

95. Фейгельсон Е.М. Лучистый теплообмен и облака. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 230 с.

96. Фридзон М.Б. Оценка погрешностей измерений температуры и влажности при радиозондировании на аэрологической сети СССР // Метеорология и гидрология. – 1989. – № 5. – С. 114–118.

97. Фридзон М.Б., Зайчиков Б.П., Хромова Н.В. О радиационных поправках при измерении температуры радиозондами // Метеорология и гидрология. – 1988. – № 6. – С. 126–132.

98. Фридзон М.Б., Марфенко О.В., Зайчиков Б.П., Балагуров А.М., Горбатова Э.С. Сравнительные испытания пленочных и оксидно-алюминиевых датчиков влажности при радиозондировании // Труды ЦАО. – 1980. – Вып. 141. – С. 80–85.

99. Фридзон М.Б., Шляхов В.И., Куракин В.И. Новые приборы для измерения радиационных потоков в атмосфере // Метеорология и гидрология. – 1970. – № 8. – С. 84–89.

100. Фридзон М.Б., Шляхов В.И., Богданов Р.И., Виноградова Л.М., Афанасьева Г.Д. К выбору антирадиационных покрытий термодатчиков // Метеорология и гидрология. – 1968. – № 3. – С. 93–101.

101. Фридзон М.Б. Методология радиозондирования атмосферы и достоверность измерений вертикальных профилей температуры и влажности до высот 35–40 км: Автореф. дис. на соискание ученой степени доктора техн. наук. – М., 2004.

102. Фролов А.В. Прогноз погоды как задача XXI века // Федеральный справочник. Т. 25. – 2011. – С. 419–426.

103. Хлебникова Е.И., Салль И.А. Особенности климатических изменений облачного покрова над территорией России // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 7. – С. 5–13.

104. Хохлова А.В., Агуренко А.О. Сравнение спутниковых и радиозондовых наблюдений тропосферной влажности // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2015. – Т. 12, № 3. – С. 113–123.

105. Хохлова А.В., Агуренко А.О. Климатические характеристики влажности воздуха в Арктическом регионе по данным аэрологических наблюдений // Метеорология и гидрология. – 2016. – С. 13.

106. Хохлова А.В., Руденкова Т.В., Агуренко А.О., Георгиева Л.А., Тимофеев А.А. Спутниковые данные вертикального зондирования атмосферы из сети ГСТ: технология обработки и архивация // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2014. – Вып. 178. – С. 61–82.

107. Хохлова А.В., Тимофеев А.А. Многолетние изменения ветрового режима свободной атмосферы над Европейской территорией России // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 4. – С. 21–33.

108. Хргиан А.Х., Новожилов Н.И. Атлас облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 267 с.

109. Черных И.В., Алдухов О.А. Об определении вертикального распределения облачных слоев по данным радиозондирования атмосферы // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. – 2004. – Т. 40, № 1. – С. 45–59.

110. Черных И.В., Алдухов О.А. Совместный анализ климатических изменений вертикальной макроструктуры облачности и параметров свободной атмосферы в Антарктике. Всемирная конференция по изменению климата. 29 сентября – 3 октября 2003 г. Тезисы докладов. – М.: Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, 2003. – С. 384.

111. Черных И.В., Алдухов О.А. О трендах нижней границы облачности над Калужским регионом. Сборник докладов Всероссийской научно-практической конференции «Региональные аспекты глобальных изменений климата и их последствий». Калуга, 9–10 октября 2008 г. – Калуга: КГПУ, 2008. – С. 36–37.

112. Черных И.В., Алдухов О.А., Оржеховская В.А. Мониторинг температуры атмосферы над полярными регионами России за 2007–2008 гг. // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2010. – Вып. 175. – С. 159–173.

113. Черных И.В., Алдухов О.А. Изменение температурно-влажностного режима в тропосфере над Антарктикой по данным российских станций // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2010. – Вып. 175. – С. 205–214.

114. Черных И.В., Алдухов О.А. Тренды температуры и содержания водяного пара в тропосфере над Западно-Сибирским районом Арктики // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2010. – Вып. 175. – С. 174–188.

115. Чубарова Н.Е. Ультрафиолетовая радиация в условиях разорванной облачности по данным многолетних наземных наблюдений // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. – 1998. – Том. 34, № 1. – С. 145–150.

116. Шаймарданов М.З., Ковалев Н.П., Пуголовкин В.В. Автоматизированная система сбора, контроля, накопления гидрометеорологической информации. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 12 с.

117. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 263 с.

118. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. 1. Аэропорты московского аэроузла // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 6. – С. 40–58.

119. Швер Ц.А. Закономерности распределения количества осадков на континентах. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 280 с.

120. Шерстюков Б.Г. Влияние условий облачности на приземную температуру воздуха в различных регионах России и государств бывшего СССР // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1996. – Вып. 161. – С. 15–22.

121. Шерстюков Б.Г. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. – Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2008. – 246 с.

122. Шерстюков Б.Г., Рейтенбах Р.Г. Вертикальные профили температуры и влажности атмосферы при различных условиях облачности и циркуляции // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1996. – Вып. 161. – С. 70–83.

123. Abbott P.F., Tabony R.S. The estimations of humidity parameters // Meteor. Mag. – 1985. – V. 114. – P. 49–56.

124. Alduchov O.A., Chernykh I.V. About warming in troposphere over north-west of Russia // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. WMO. http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/wgne/BlueBook/ 2009a.

125. Alduchov O.A., Chernykh I.V. About increasing of water vapour amount in troposphere over north-west of Russia // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. WMO. http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/wgne/BlueBook/ 2009b.

126. Alduchov O.A., Eskrldge R.E. Improved Magnus' form approximation of saturation vapor pressure // J. Appl. Meteorol. – 1996. – V. 35, N 4. – P. 601–609.

127. Alduchov O.A., Eskridge R.E. Complex quality control of upper air parameters at mandatory and significant levels for the CARDS dataset // Asheville, NC. NCDC Report. – 1996. – 135 p.

128. Anderegg W.R.L., Callaway E.S., Boykoff M.T., Yohe G., Root T.L. Awareness of both type 1 and 2 errors in climate science and assessment // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 9. – P. 1445–1451.

129. Angell J.K. Variations and trends in tropospheric and stratospheric global temperatures, 1958-1987 // J. Climate. – 1988. – V. 1, N 12. – P. 1296–1313.

130. Arguez A., Vose R.S., Dissen J. Alternative climate normals: impacts to the energy industry // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 6. – P. 915–917.

131. Arraut J.M., Nobre C., Barbosa H.M.J., Obregon G., Marengo J. Aerial rivers and lakes: looking at large-scale moisture transport and its relation to Amazonia and to subtropical rainfall in South America // J. Climate. – 2012. – V. 25, N 2. – P. 543–556.

132. Ashouri H., Hsu K.-L., Sorooshian S., Braithwaite D.K., Knapp K.R., Cecil L. D., Nelson B.R., Prat O.P. PERSIANN-CDR: daily precipitation climate data record from multisatellite observations for hydrological and climate studies // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2015. – V. 96, N 1. – P. 69–83.

133. Ayarzagüena B., Orsolini Y.J., Langematz U., Abalichin J., Kubin A. The relevance of the location of blocking highs for stratospheric variability in a changing climate // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 2. – P. 531–549.

134. Bartels R.H., Beatty J.C., Barsky B.A. An Introduction to Splines for use in Computer Graphics and Geometric Modeling. – Los Altos, Morgan Kaufman Publishers, 1987. – 476 p.

135. Basha G., Ratnam M.V., Krishna Murthy B.V. Upper tropospheric water vapour variability over tropical latitudes observed using radiosonde and satellite measurements // J. Earth Syst. Sci. – 2013. – V. 122, N 6. – P. 1583–1591.

136. Bellomo K., Clement A.C., Mauritsen T., Rädel G., Stevens B. The influence of cloud feedbacks on equatorial Atlantic variability // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 2725–2744.

137. Bellon G., Sobel A.H. Multiple equilibria of the Hadley circulation in an Intermediate-Complexity Axisymmetric Model // J. Climate. – 2010. –V. 23, N 7. – P. 1760–1778.

138. Berg A., Lintner B.R., Findell K., Seneviratne S.I., van den Hurk B., Ducharne A., Chéruy F., Hagemann S., Lawrence D.M.,

Malyshev S., Meier A., Gentine P. Interannual coupling between summertime surface temperature and precipitation over land: processes and implications for climate change // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 3. – P. 1308–1328.

139. Bluestein H.B., Rauber R.M., Burgess D.W., Albrecht B., Ellis S.M., Richardson Y.P., Jorgensen D.P., Frasier S.J., Chilson P., Palmer R.D., Yuter S.E., Lee W.-C., Dowell D.C., Smith P.L., Markowski P.M., Friedrich K., Weckwerth T.M. Radar in atmospheric sciences and related research: current systems, emerging technology, and future needs // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 12. – P. 1850–1861.

140. Blunden J., Arndt D.S. State of the climate in 2013 // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 7. – P. S1–S279.

141. Boers N., Bookhagen B., Marengo J., Marwan N., von Storch J.-S., Kurths J. Extreme rainfall of the south american monsoon system: a dataset comparison using complex networks // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 3. – P. 1031–1056.

142. Bojinski S., Verstraete M., Peterson T.C., Richter C., Simmons A., Zemp M. The concept of essential climate variables in support of climate research, applications, and policy // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 9. – P. 1431–1443.

143. Bosen J.F. An approximation formula to comute relative humidity from dry bulb and dew point temperature // Mon. Wea. Rev. – 1958. – V. 86, N 12. – P. 486.

144. Bosilovich M.G., Chaudhuri A.H., Rixen M. Earth system reanalysis: progress, challenges, and opportunities // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 8. – P. ES110–ES113.

145. Bosilovich M.G., Chern J.-D., Mocko D., Robertson F.R., da Silva A.M. Evaluating observation influence on regional water budgets in reanalyses // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 9. – P. 3631–3649.

146. Bourassa M.A., Gille S.T., Bitz C., Carlson D., Cerovecki I., Clayson C.A., Cronin M.F., Drennan W.M., Fairall C.W., Hoffman R.N., Magnusdottir G., Pinker R.T., Renfrew I.A., Serreze M., Speer K., Talley L.D., Wick G.A. High-latitude ocean and sea ice surface fluxes: challenges for climate research // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 3. – P. 403–423.

147. Bousquet O., Berne A., Delanoe J., Dufournet Y., Gourley J.J., Van-Baelen J., Augros C., Besson L., Boudevillain B., Caumont O., Defer E., Grazioli J., Jorgensen D.J., Kirstetter P.-E., Ribaud J.-F., Beck J., Delrieu G., Ducrocq V., Scipion D., Schwarzenboeck A., Zwiebel J. Multifrequency radar observations collected in southern France during HyMeX-SOP1 // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2015. – V. 96, N 2. – P. 267–282.

148. Braun S.A., Kakar R., Zipser E., Heymsfield G., Albers C., Brown S., Durden S.L., Guimond S., Halverson J., Heymsfield A., Ismail S., Lambrigtsen B., Miller T., Tanelli S., Thomas J., Zawislak J. NASA's genesis and rapid intensification processes (GRIP) field experiment // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 3. – P. 345–363.

149. Bremnes J.B. Probabilistic forecasts of precipitations in term of quantiles using NWP model output // Mon. Wea. Rev. – 2004. – V. 132. – P. 338–347.

150. Brogniez H., Roca R., Picon L. A Study of the free tropospheric humidity interannual variability using Meteosat Data and an advection–condensation transport model // J. Climate. – 2009. – V. 22, N 24. – P. 6773–6787.

151. Brown P.J., DeGaetano A.T. Trends in U.S. surface humidity, 1930–2010 // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2013. – V. 52, N 1. – P. 147–163.

152. Brown P.J., Kummerow C.D. An assessment of atmospheric water budget components over tropical Oceans // J. Climate. – 2014. – V. 27, N 5. – P. 2054–2071.

153. Buchinsky M. Recent advances in quantile regression model: a practical guide for empirical research // J. Hum. Res. – 1998. – V. 33, N 1. – P. 88–126.

154. Buck A. New equastion for computing vapor pressure and enhancement factor // J. Appl. Meteorol. – 1981. – V. 20, N 12. – P. 1527–1532.

155. Buckley M.W., Ponte R.M., Forget G., Heimbach P. Determining the origins of advective heat transport convergence variability in the North Atlantic // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 10. – P. 3943–3956.

156. Bulygina O.N., Arzhanova N.M., Groisman P.Ya. Icing conditions over Northern Eurasia in changing climate // Environ. Res. Lett. – 2015. – V. 10, N 2. – P. 1–11.

157. Burleyson C.D., Long C.N., Comstock J.M. Quantifying diurnal cloud radiative effects by cloud type in the tropical western Pacific // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2015. – V. 54, N 6. – P. 1297–1312.

158. Burleyson C.D., Yuter S.E. Subdiurnal stratocumulus cloud fraction variability and sensitivity to precipitation // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 2968–2985.

159. Bushuk M., Giannakis D., Majda A.J. Arctic sea ice reemergence: the role of large-scale oceanic and atmospheric variability // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 14. – . 5477–5509.

160. Ceppi P., Hartman D.L., Webb M.J. Mechanisms of the Negative Shortwave Cloud Feedback in Middle to High Latitudes // J. Climate. – 2016. – V. 29, N 1. – P. 139–157.

161. Chang C.-P., Ghil M., Kuo H.-C., Latif M., Sui C.-H., Wallace J.M. Understanding multidecadal climate changes // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 2. – P. 293–296.

162. Chernokulsky F.V., Bulygina O.N. and Mokhov I.I. Recent variations of cloudiness over Russia from surface daytime observations // Environ Res. Lett. – 2011. V. 6, N 3, doi:10.1088/1748-9326/6/3/035202.

163. Chernozhukov V., Hansen C. Instrumental quantile regression inference for structural and tresatment effect models // J. Econom. – 2006. – V. 132, N 2. – P. 491–525.

164. Chernykh I.V., Alduchov O.A., Eskridge R.E. Trends in low and high cloud boundaries and errors in height determination of cloud boundaries // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2001. – V. 82, N 9. – P. 1941–1947.

165. Chernykh I.V., Alduchov O.A., Eskridge R.E. Reply to comments of Seidel D.J. and I. Durre on «Trends in low and high cloud boundaries and errors in height determination of cloud boundaries» // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2003. – V. 84, N 2. – P. 241–247.

166. Chernykh I.V., Eskridge R.E. Determination of cloud amount and level from radiosonde soundings // J. Appl. Meteorol. – 1996. – V. 35, N 8. – P. 1362–1369.

167. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Trends of some parameters of the cloudy sky reconstructed from CARDS of 1964–1998 // Proceedings of 24 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. Arizona. November 5–9, 1999. – P. 187–190.

168. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Analysis of climatic changes of cloud layers vertical structure in atmospheric layer below 250 hPa in Antarctica // 27 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. 21–25 October 2002. George Mason University in Fairfax, Virginia. USA. 2003. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/outreach/proceedings/cdw27_proceedings/ichernykh_2002.pdf.

169. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Joint analysis of climatic changes of surface temperature and cloudiness vertical structure in Antarctic region on base CARDS // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Geneva: WMO. 2003. No. 33. WMO/TD No 1161. P. 07-05 - 07-06, http://www.cmc.ec.gc.ca/rpn/wgne/

170. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Study of the vertical macrostructure of cloudiness before, during and after precipitation on base aerological and surface observations in Arctic // Proc. of ACSYS Final Science Conference. St. Petersburg, Russia, 11–14 November 2003. WCRP-11 (CD), WMO/TD No. 1232. September 2004. – 4 p.

171. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Trends in low cloud boundary for Antarctic region // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Geneva: WMO. 2007. No 2300, CH-1211. P. 02-09–02-10, http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/wgne/BlueBook/.

172. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Trends in low boundary of cloud layers with cloud amount 80–100 % of the sky for Antarctic region // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Geneva: WMO. 2007. No 2300, CH-1211. P. 02-11–02-12, http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/wgne/BlueBook/.

173. Chernykh I.V. Averages of relative humidity at the cloud base level // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Report World Meteorological Organization. WMO. – 1999. – N 28. – P. 2.7–2.8.

174. Chan D., Wu Q. Attributing observed SST trends and subcontinental land warming to anthropogenic forcing during 1979–2005 // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 3152–3170.

175. Cheung H.H.N., Zhou W. Implications of Ural blocking for East Asian winter climate in CMIP5 GCMs. Part I: biases in the historical scenario // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 6. – P. 2203–2216.

176. Cheung H.H.N., Zhou W. Implications of Ural blocking for East Asian winter climate in CMIP5 GCMs. Part II: Projection and uncertainty in future climate conditions // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 6. – P. 2217–2233.

177. Chikira M. Eastward-propagating intraseasonal oscillation represented by Chikira–Sugiyama cumulus parameterization. Part II: understanding moisture variation under weak temperature gradient balance // J. Atmos. Sci. – 2014. – V. 71, N 2. – P. 615–639.

178. Christy J.C. Temperature above the surface layer // Climatic Change. – 1995. – V. 31, N 2–4. – P. 455–474.

179. Chung E.-S., Soden B.J. An assessment of direct radiative forcing, radiative adjustments, and radiative feedbacks in coupled ocean–atmosphere models // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 10. – P. 4152–4170.

180. Chung C.T.Y., Power S.B. Modelled rainfall response to strong El Niño sea surface temperature anomalies in the Tropical Pacific // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 3133–3151.

181. Clayson C.A., Bogdanoff A.S. The effect of diurnal sea surface temperature warming on climatological air–sea fluxes // J. Climate. – 2013. – V. 26, N 8. – P. 2546–556.

182. Clements C.B., Oliphant A.J. The California state university mobile atmospheric profiling system: a facility for research and education in boundary layer meteorology // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 11. – P. 1713–1724.

183. Climate Change: The Scientific Basis. Contributing of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change // Cambridge University Press. 2001. Cambridge. United Kingdom and New York, NY, USA. – 881 p.

184. Cohn S.A., Hock T., Cocquerez P., Wang J., Rabier F., Parsons D., Harr P., Wu C.-C., Drobinski P., Karbou F., Vénel S., Vargas A., Fourrié N., Saint-Ramond N., Guidard V., Doerenbecher A., Hsu H.-H., Lin P.-H., Chou M.-D., Redelsperger J.-L., Martin C., Fox J., Potts N., Young K., Cole H. Driftsondes: providing in situ long-duration dropsonde observations over remote regions // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 11. – P. 1661–1674.

185. Coelho C.A.S., Ferro C.A.T., Stephenson D.B., Steinskog D.J. Methods for exploring spatial and temporal variability of extreme events in climate Data // J. Climate. – 2008. – V. 21, N 10. – P. 2072–2092.

186. Comiso J.C. Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements // J. Climate. – 2000. – V. 15, N 10. – P. 1674–1696.

187. Conrick R., Reeves H.D., Zhong S. The dependence of QPF on the choice of boundary- and surface-layer parameterization for a lake-effect snowstorm // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2015. – V. 54, N 6. – P. 1177–1190.

188. Dai A. Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity // J. of Climate. – 2006. – V. 19, N. 15. – P. 3589–3606.

189. Dai A., Karl T.R., Sun B., Trenberth K.E. Recent trends in cloudiness over the United States: a tale of monitoring inadequacies // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2006. – V. 87, N 5. – P. 597–606.

190. Dai A., Trenberth K.E., Karl T.R. Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range // J. Climate. – 1999. – V. 12, N 8. – P. 2451–2473.

191. Dee D.P., Balmaseda M., Balsamo G., Engelen R., Simmons A.J., Thépaut J.-N. Toward a consistent reanalysis of the climate system // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 8. – P. 1235–1248.

192. DeMaria M., Sampson C.R., Knaff J.A., Musgrave K.D. Is tropical cyclone intensity guidance improving? // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 3. – P. 387–398.

193. Deser C., Tomas R.A., Sun L. The role of ocean–atmosphere coupling in the zonal-mean atmospheric response to Arctic sea ice loss // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 6. – P. 2168–2186.

194. Dessler E., Davis S.M. Trends in tropospheric humidity from reanalysis systems // J. Geophys. Res. Atmos. – 2010. – V. 115, N D19. – P. D19127.

195. Diamond H.J., Karl T.R., Palecki M.A., Baker C.B., Bell J.E., Leeper R.D., Easterling D.R., Lawrimore J.H., Meyers T.P., Helfert M.R., Goodge G., Thorne P.W. U.S. climate reference network after one decade of operations: status and assessment // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 4. – P. 485–498.

196. Director H., Bornn L. Connecting point-level and gridded moments in the analysis of climate data // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 9. – P. 3496–3510.

197. Dirmeyer P.A., Wei J., Bosilovich M.G., Mocko D.M. Comparing evaporative sources of terrestrial precipitation and their extremes in MERRA using relative entropy // J. Hydrometeorol. – 2014. – V. 15, N 1. – P. 102–116.

198. Diwan S.S., Prasanth P., Sreenivas K.R., Deshpande S.M., Narasimha R. Cumulus-type flows in the laboratory and on the computer: simulating cloud form, evolution, and large-scale structure // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 10. – P. 1541–1548.

199. Dodd E.M.A., Merchant C.J., Rayner N.A., Morice C.P. An investigation into the impact of using various techniques to estimate Arctic surface air temperature anomalies // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 5. – P. 1743–1763.

200. Dole R., Hoerling M., Kumar A., Eischeid J., Perlwitz J., Quan X.-W., Kiladis G., Webb R., Murray D., Chen M., Wolter K., Zhang T. The making of an extreme event: putting the pieces together // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 3. – P. 427–440.

201. Donat M.G., Alexander L.V., Yang H., Durre I., Vose R., Caesar J. Global land-based datasets for monitoring climatic extremes // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 7. – P. 997–1006.

202. Drobinski P., Ducrocq V., Alpert P., Anagnostou E., Béranger K., Borga M., Braud I., Chanzy A., Davolio S., Delrieu G., Estournel C., Boubrahmi N.F., Font J., Grubišić V., Gualdi S., Homar V., Ivančan-Picek B., Kottmeier C., Kotroni V., Lagouvardos K., Lionello P., Llasat M.C., Ludwig W., Lutoff C., Mariotti A., Richard E., Romero R., Rotunno R., Roussot O., Ruin I., Somot S., Taupier-Letage I., Tintore J., Uijlenhoet R., Wernli H. HyMeX: a 10-year multidisciplinary program on the mediterranean water cycle // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 7. – P. 1063–1082.

203. Durre I., Vose R.S., Wuertz D.B. Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive // J. Climate. – 2006. – V. 19, N. 1. – P. 53–68.

204. Easterling D.R., Horton B., Jones P., Peterson T., Karl T., Parker D., Salinger M., Razuvayev V., Plummer N., Jamason P., Folland C. Maximum and minimum temperature trends for the globe // Science. – 1997. – V. 277, N 5324. – P. 364–367.

205. Eastman R., Warren S.G. A 39-yr survey of cloud changes from land stations worldwide 1971–2009: long-term trends, relation to aerosols, and expansion of the tropical belt // J. Climate. – 2013. – V. 26, N 4. – P. 1286–1303.

206. Eastman R.M, Warren S.G. Interannual variations of Arctic cloud types in relation to sea ice // J. Climate. – 2010. –V. 23, N 15. – P. 4216–4232.

207. Eastman R.M., Warren S.G. Arctic cloud changes from surface and satellite observations // J. Climate. – 2010. – V. 23, N 15. – P. 4233–4242.

208. Eastman R.M, Warren S.G., Hahn C.J. Variations in cloud cover and cloud types over the ocean from surface jbservations, 1954–2008 // J. Climate. – 2011. – V. 24, N 22. – P. 5914–5934.

209. El Fadli K.I., Cerveny R.S., Burt C.C., Eden P., Parker D., Brunet M., Peterson T.C., Mordacchini G., Pelino V., Bessemoulin P., Stella J.L., Driouech F., Abdel Wahab M.M., Pace M.B. World Meteorological Organization assessment of the purported world record 58 °C temperature extreme at El Azizia, Libya (13 september 1922) // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 2. – P. 199–204.

210. Elliot W.P., Gaffen D.J. On the utility of radiosonde humidity archives for climate studies // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1991. – V. 72, N 10. – P. 1507–1520.

211. Elliot W.P., Gaffen D.J. Effects of conversion algorithms on reported upper-air dewpoint depressions // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1993. – V. 74, N 7. – P. 1323–1325.

212. Esau I., Davy R., Outten S. Complementary explanation of temperature response in the lower atmosphere // Environmental Res. Lett. – 2012. – V. 7, N 4. doi:10.1088/1748-9326/7/4/044026.

213. Eskridge R.E., Alduchov O.A., Chernykh I.V., Zhai P., Polansky A.C., Doty S.R. A comprehensive aerological reference dataset (CARDS): rough and systematic errors // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1995. – V. 76, N 10. – P. 1759–1775.

214. Federal Meteorological Handbook No. 3. Radiosonde Observations. U.S. Departament of Commerce. – Washington, D.C., 1981.

215. Federal Meteorological Handbook No. 3. Rawinsonde Observations. FCM-H3-1991. Draft. U.S. Departament of Commerce. – Washington, D.C., 1991.

216. Ferlay N., Thieuleux F., Cornet C., et al. Toward new inferences about cloud structures from multidirectional measurements in the Oxygen A Band: Middle-of-cloud pressure and cloud geometrical thickness from POLDER-3/PARASOL // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2010. – V. 49, N 12. – P. 2492–2507.

217. Fersch B., Kunstmann H., Bárdossy A., Devaraju B., Zangvil N.S. Continental-scale basin water storage variation from global and dynamically downscaled atmospheric water budgets in comparison with GRACE-derived observations // J. Hydrometeorol. – 2012. – V. 13, N 5. – P. 1589–1603.

218. Flores F., Rondanelli R., Díaz M., Querel R., Mundnich K., Herrera L.A., Pola D., Carricajo T. The life cycle of a radiosonde // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 2. – P. 187–198.

219. Fu Q., Lin P. Poleward shift of subtropical jets inferred from satellite-observed lower-stratosphere temperatures // J. Climate. – 2011. – V. 24, N 21. – P. 5597–5603.

220. Gaffen D.J. Historical changes in radiosonde instruments and practices. instruments and observing methods. – Geneva, WMO, 1993, Report No. 50. – 123 p.

221. Gaffen D.J., Ross R.J. Climatology and trends of U.S. surface humidity and temperature // J. Climate. – 1999. – V. 12, N 3. – P. 811–827.

222. Gaffen D.J., Sargent M.A., Habermann R.E., Lanzante J.R. Sensitivity of Tropospheric and Stratospheric Temperature Trends to Radiosonde Data Quality // J. Climate. – 2000. – V. 13, N 10. – P. 1776–1796.

223. Gaffen D.J., Elliott W.P. Column water vapor content in clear and cloudy skies // J. Climate. – 1993. – V. 6, N 12. – P. 2278–2287.

224. Galewsky J., Samuels-Crow K. Summertime moisture transport to the Southern South American Altiplano: constraints from in situ measurements of water vapor isotopic composition // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 2635–2649.

225. Gao Y., Leung L.R., Zhang Y., Cuo L. Changes in moisture flux over the Tibetan plateau during 1979–2011: insights from a high-resolution simulation // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 10. – P. 4185–4197.

226. Gao Y., Cuo L., Zhang Y. Changes in moisture flux over the Tibetan plateau during 1979–2011 and possible mechanisms // J. Climate. – 2014. – V. 27, N 5. – P. 1876–1893.

227. Gettelman A., Morrison H. Advanced two-moment bulk microphysics for global models. Part I: Off-line tests and comparison with other schemes // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 3. – P. 1268–1287.

228. Gettelman A., Morrison H., Santos S., Bogenschutz P., Caldwell P.M. Advanced two-moment bulk microphysics for global models. Part II: global model solutions and aerosol–cloud interactions // J. Climate. – 2015. – V 28, N 3. – P. 1288–1307.

229. Ghonima M.S., Norris J.R., Heus T., Kleissl J. Reconciling and validating the cloud thickness and liquid water path tendencies proposed by R. Wood and J.J. van der Dussen et al. // J. Atmos. Sci. – 2015. – V. 72, N 5. – P. 2033–2040.

230. Gimeno L., Nieto R., Trigo R.M., Vicente-Serrano S.M., Zangvil J.I.L.-M. Where does the Iberian Peninsula moisture come from? An answer based on a Lagrangian approach // J. Hydrometeorol. – 2010. – V. 11, N 2. – P. 421–436.

231. Goff J.A. Saturation pressere of water on new Kelvin scale // Humodity and Moisture. – 1965. – V. 3, A. Wexler, Ed. Reinold Publishing Corp. – P. 289–292.

232. Goff J.A., Gratch S. Thermodynamic properties of moist air // Amer. Soc. Heat. Vent. Eng. Trans. – 1945. – V. 51. – P. 125–157.

233. Goff J.A., Gratch S. Low-pressure properties of water from -160° to 212 °F // Amer. Soc. Heat. Vent. Eng. Trans. – 1946. – V. 52. – P. 95–129.

234. Groisman P.Ya., Knight R.W., Karl T.R. Heavy precipitation high streamflow in the United States: Trends in the 20th century // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2001. – V. 82, N 2. – P. 219–246.

235. Gu G., Adler R.F. Spatial patterns of global precipitation change and variability during 1901–2010 // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 11. – P. 4431–4453.

236. Gueymard C. Assessment of the accuracy and computing speed of simplified saturation vapor equastions using a new reference dataset // J. Appl. Meteorol. – 1993. – V. 32, N 7. – P. 1294–1300.

237. Guilyardi E., Balaji V., Lawrence B., Callaghan S., Deluca C., Denvil S., Lautenschlager M., Morgan M., Murphy S., Taylor K.E. Documenting climate models and their simulations // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 5. – P. 623–627.

238. Gultepe I., Kuhn T., Pavolonis M., Calvert C., Gurka J., Heymsfield A.J., Liu P.S.K., Zhou B., Ware R., Ferrier B., Milbrandt J., Bernstein B. Ice fog in Arctic during FRAM-ice fog project: aviation and nowcasting applications // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 2. – P. 211–226.

239. Hagos S., Leung L.R. Moist thermodynamics of the Madden–Julian oscillation in a cloud-resolving Simulation // J. Climate. – 2011. – V. 21, N 21. – P. 5571–5583.

240. Hahn R.S., Mass C.F. The impact of positive-definite moisture advection and low-level moisture flux bias over orography // Mon. Wea. Rev. – 2009. – V. 137, N 9. – P. 3055–3071.

241. Hahn C.J., Warren S.G. A gridded climatology of clouds observations over land (1971–96) and ocean (1954–97) from surface worldwide. – Oak Ridge, TN, Carbon Dioxide Information Analysis Center, 2003, NDP–026E. – 71 p.

242. Hahn C.J., Warren S.G., London J. The effect of moonlight on observation of cloud cover at night, and application to cloud climatology // J. Climate. – 1995. – V. 8, N 5. – P. 1429–1446.

243. Hamann A., Wang T., Spittlehouse D.L., Murdock T.Q. A comprehensive, high-resolution database of historical and projected climate surfaces for Western North America // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 9. – P. 1307–1309.

244. Hamill T.M., Bates G.T., Whitaker J.S., Murray D.R., Fiorino M., Galarneau Jr. T.J., Zhu Y., Lapenta W. NOAA's second-generation global medium-range ensemble reforecast dataset // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 10. – P. 1553–1565.

245. Harangozo S.A., Colwell S.R., King J.C. An analysis of a 34-year air temperature record from Fossil Bluff (71° S, 68° W), Antarctica // Antarctic Sci. – 1997. – V. 9. – P. 355–363.

246. Hardiman S.C., Boutle I.A., Bushell A.C. et al. Processes controlling tropical tropopause temperature and stratospheric water vapor in climate models // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 16. – P. 6516–6535.

247. Hartmann D.L., Klein Tank A.M.G., Rusticucci M., Alexander L.V., Brönnimann S., Charabi Y., Dentener F.J., Dlugokencky E.J., Easterling D.R., Kaplan A., Soden B.J., Thorne P.W., Wild M., Zhai P.M. Observations: Atmosphere and Surface. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2013. – 254 p.

248. Heidinger A.K., Foster M.J., Walther A., Zhao X.(T.). The pathfinder atmospheres-extended AVHRR climate dataset // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 6. – P. 909–922.

249. Henderson-Seller A. Continental cloudiness changes this century // Geo J. – 1992. – N 27.3. – P. 255–262.

250. Herring S.C., Hoerling M.P., Peterson T.C., Stott P.A. Explaining extreme events of 2013 from a climate perspective // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 9. – P. S1–S104.

251. Hillger D., Kopp T., Lee T., Lindsey D., Seaman C., Miller S., Solbrig J., Kidder S., Bachmeier S., Jasmin T., Rink T. First-light imagery from Suomi NPP VIIRS // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 7. – P. 1019–1029.

252. Ho S.-P., Peng L., Anthes R.A., Kuo Y.-H., Lin H.-C. Marine boundary layer heights and their longitudinal, diurnal, and interseasonal variability in the Southeastern Pacific using COSMIC, CALIOP, and radiosonde data // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 2856–2872.

253. Hollmann R., Merchant C.J., Saunders R., Downy C., Buchwitz M., Cazenave A., Chuvieco E., Defourny P., de Leeuw G., Forsberg R., Holzer-Popp T., Paul F., Sandven S., Sathyendranath S., van Roozendael M., Wagner W. The ESA climate change initiative: satellite data records for essential climate variables // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 10. – P. 1541–1552.

254. Holman K.D., Zangvil S.J.V. Understanding simulated extreme precipitation events in Madison, Wisconsin, and the role of moisture flux convergence during the late twentieth and twenty-first centuries // J. Hydrometeorol. – 2012. – V. 13, N 3. – P. 877–894.

255. Holtslag A.A.M., Svensson G., Baas P., Basu S., Beare B., Beljaars A.C.M., Bosveld F.C., Cuxart J., Lindvall J., Steeneveld G.J., Tjernström M., Van De Wiel B.J.H. Stable atmospheric boundary layers and diurnal cycles: challenges for weather and climate models // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 11. – P. 1691–1706.

256. Hong Y., Liu G. The characteristics of ice cloud properties derived from CloudSat and CALIPSO measurements // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 9. – P. 3880–3901.

257. Hooper A.H. Algoritms for automatic aerological sounding // Instruments and observing methods. Rep. No. 21. WMO/TD-No. – Geneva: WMO, 1986. – 175 p.

258. Hou A.Y., Kakar R.K., Neeck S., Azarbarzin A.A., Kummerow C.D., Kojima M., Oki R., Nakamura K., Iguchi T. The global precipitation measurement mission // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 5. – P. 701–722.

259. Hsu P.-C., Li T., Murakami H. Moisture asymmetry and MJO eastward propagation in an aquaplanet general circulation model // J. Climate. – 2014. – V. 27, N 23. – P. 8747–8760.

260. Hsu P.-C., Li T. Role of the boundary layer moisture asymmetry in causing the eastward propagation of the Madden–Julian oscillation // J. Climate. – 2012. – V. 25, N 14. – P. 4914–4931.

261. Huang P., Yingun J. A Multimodel ensemble pattern regression method to correct the tropical Pacific SST change patterns under global warming // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 12. – P. 4706–4723.

262. Huang Y., Siems S.T., Manton M.J., Hande L.B., Haynes J.M. The structure of low-altitude clouds over the Southern Ocean as seen by CloudSat // J. Climate. – 2012. – V. 25, N 7. – P. 2535–2546.

263. Huang Y., Protat A., Siems S.T., Manton M.J. A-Train observations of maritime midlatitude storm-track cloud systems: comparing the southern ocean against the north Atlantic // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 5. – P. 1920–1939.

264. Hurrell J.W., Holland M.M., Gent P.R., Ghan S., Kay J.E., Kushner P.J., Lamarque J.-F., Large W.G., Lawrence D., Lindsay K., Lipscomb W.H., Long M.C., Mahowald N., Marsh D.R., Neale R.B., Rasch P., Vavrus S., Vertenstein M., Bader D., Collins W.D., Hack J.J., Kiehl J., Marshall S. The community Earth system model: a framework for collaborative research // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 9. – P. 1339–1360.

265. Jagovkina S.V., Lagun V.E. Climatology of Antarctic upper-air parameters // Polish Polar Studies. Gdynia. – 2004. – P. 131–142.

266. Jagovkina S.V., Alduchov O.A., Chernykh I.V., Lagun V.E. Antarctic free atmosphere parameters variability diagnosis // SCAR Open Science Conference, 26–28 July 2004, Bremen, Germany. Abstract: S16/P.07, 2004. – P. 371.

267. John V.O., Buehler S. A. Comparison of microwave satellite humidity data and radiosonde profiles: A survey of European stations // Atmospheric Chemistry and Physics. – 2005. – V. 5, N 7. – P.1843–1853.

268. Kalnay E. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1996. – V. 77, N 3. – P. 437–471.

269. Karl T.R., Jones P.D., Knight R.W., Kukla G., Plummer N., Razuvaev V., Gallo K.P., Lindseay J., Charlson R.J., Peterson T.C. A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1993. – V. 74, N 6. – P. 1007–1023.

270. Kent C., Chadwick R., Rowell D.P. Understanding uncertainties in future projections of seasonal tropical precipitation // J. Climate. – 2015. – V 28, N 11. – P. 4390–4413.

271. Kim H.-M., Alexander M.A. ENSO's modulation of water vapor transport over the Pacific–North American region // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 9. – P. 3846–3856.

272. King J.C., Comiso J.C. The spatial coherence of interannual temperature variations in the Antarctic Peninsula // Geophys. Res. Lett. – 2003. – V. 30, N 2. – P. 12-1–12-4.

273. King J.C., Harangozo S.A. Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes // Annals of Glaciology. – 1998. – V. 27. – P. 571–575.

274. Kinter J.L., III, Cash B., Achuthavarier D., Adams J., Altshuler E., Dirmeyer P., Doty B., Huang B., Jin E.K., Marx L., Manganello J., Stan C., Wakefield T., Palmer T., Hamrud M., Jung T., Miller M., Towers P., Wedi N., Satoh M., Tomita H., Kodama C., Nasuno T., Oouchi K., Yamada Y., Taniguchi H., Andrews P., Baer T., Ezell M., Halloy C., John D., Loftis B., Mohr R., K. Wong K. Revolutionizing climate modeling with project Athena: a multi-institutional, international collaboration // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 2. – P. 231–245.

275. Kirchengast G., Kabas T., Leuprecht A., Bichler C., Truhetz H. WegenerNet: A pioneering high-resolution network for monitoring weather and climate // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 2. – P. 227–242.

276. Kirtman B.P., Min D., Infanti J.M., Kinter J.L., Paolino D.A., Zhang Q., van den Dool H., Saha S., Mendez M.P., Becker E., Peng P., Tripp P., Huang J., DeWitt D.G., Tippett M.K., Barnston A.G., Li S.,

Rosati A., Schubert S.D., Rienecker M., Suarez M., Li Z.E., Marshak J., Lim Y.-K., Tribbia J., Pegion K., Merryfield W.J., Denis B., Wood E.F. The North American multimodel ensemble: phase-1 seasonal-to-interannual prediction; phase-2 toward developing intraseasonal prediction // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 4. – P. 585–601.

277. Knippertz P., Wernli H., Gläser G. A Global climatology of tropical moisture exports // J. Climate. – 2013. – V. 26, N 10. – P. 3031–3045.

278. Kuang Z. The wavelength dependence of the Gross moist stability and the scale selection in the instability of column-integrated moist static energy // J. Atmos. Sci. – 2011. – V. 68, N 1. – P. 61–74.

279. Kubar T.L., Stephens G.L., Lebsock M., Larson V.E., Bogenschutz P.A. Regional assessments of low clouds against large-scale stability in CAM5 and CAM-CLUBB using MODIS and ERA-interim reanalysis data // J. Climate. – 2015. – V 28, N 4. – P. 1685–1706.

280. Kucera P.A., Ebert E.E., Turk F.J., Levizzani V., Kirschbaum D., Tapiador F.J., Loew A., Borsche M. Precipitation from space: advancing Earth system science // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 3. – P. 365–375.

281. Kunkel K.E., Karl T.R., Brooks H., Kossin J., Lawrimore J.H., Arndt D., Bosart L., Changnon D., Cutter S.L., Doesken N., Emanuel K., Groisman P.Ya., Katz R.W., Knutson T., O'Brien J., Paciorek C.J., Peterson T.C., Redmond K., Robinson D., Trapp J., Vose R., Weaver S., Wehner M., Wolter K., Wuebbles D. Monitoring and understanding trends in extreme storms: state of knowledge // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 4. – P. 499–514.

282. Laliberté F., Shaw T., Pauluis O. Moist recirculation and water vapor transport on dry isentropes // J. Atmos. Sci. – 2012. – V. 69, N 3. – P. 875–890.

283. Lamb P.J., Portis D.H., Zangvil A. Investigation of large-scale atmospheric moisture budget and land surface interactions over U.S. Southern Great Plains including for CLASIC (June 2007) // J. Hydrometeorol. – 2012. – V. 13, N 6. – P. 1719–1738.

284. Lanzante J.R. Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climatic data. Theory and examples, including the applications to historical radiosonde station data // Int. J. Climatology. – 1996. – V. 16, N 11. – P. 1197–1226.

285. Lattanzio A., Schulz J., Matthews J., Okuyama A., Theodore B., Bates J.J., Knapp K.R., Kosaka Y., Schüller L. Land surface albedo from geostationary satelites: a multiagency collaboration within SCOPE-CM // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 2. – P. 205–214.

286. Lauritsen R.G., Rogers J.C. U.S. Diurnal temperature range variability and regional causal mechanisms, 1901–2002 // J. Climate. – 2012. – V. 25, N 20. – P. 7216–7231.

287. Law K.S., Stohl A., Quinn P.K., Brock C.A., Burkhart J.F., Paris J.-D., Ancellet G., Singh H.B., Roiger A., Schlager H., Dibb J., Jacob D.J., Arnold S.R., Pelon J., Thomas J.L. Arctic air pollution: new insights from POLARCAT-IPY // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 12. – P. 1873–1895.

288. Lélé M.I., Leslie L.M., Lamb P.J. Analysis of low-level atmospheric moisture transport associated with the west African monsoon // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 11. – P. 4414–4430.

289. LeMone M.A., Schlatter T.W., Henson R.T. A striking cloud over Boulder, Colorado: what is its altitude, and why does it matter? // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 6. – P. 788–797.

290. Leroy S.S., Rodwell M.J. Leveraging highly accurate data in diagnosing errors in atmospheric models // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 8. – P. 1227–1233.

291. L'Heureux M.L., Tippett M.K., Barnston A.G. Characterizing ENSO coupled variability and its impact on North American seasonal precipitation and temperature // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 10. – P. 4231–4245.

292. L'Hévéder B., Codron F., Ghil M. Impact of anomalous northward oceanic heat transport on global climate in a slab ocean setting // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 2650–2664.

293. Li X., Zhou W., Li C., Song J. Comparison of the annual cycles of moisture supply over southwest and southeast China // J. Climate. – 2013. – V. 26, N 24. – P. 10139–10158.

294. Li X., Zhou W., Chen D., Li C., Song J. Water vapor transport and moisture budget over eastern China: remote forcing from the two types of El Niño // J. Climate. – 2014. – V. 27, N 23. – P. 8778–8792.

295. Li X.-F., Li J., Li Y. Recent winter precipitation increase in the middle–lower Yangtze river valley since the late 1970s: a response to warming in the tropical Indian ocean // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 9. – P. 3857–3879.

296. Li X., Ting M., Li C., Henderson N. Mechanisms of Asian summer monsoon changes in response to anthropogenic forcing in CMIP5 models // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 10. – P. 4107–4125.

297. Li Y., Lund R. Multiple changepoint detection using metadata // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 10. – P. 4199–4216.

298. Li J., Carlson B.E., Rossow W.B., Lacis A.A., Zhang Y. An iIntercomparison of the spatiotemporal variability of satellite- and ground-based cloud datasets using spectral analysis techniques // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 14. – P. 5716–5736.

299. Lin J.-L., Qian T., Shinoda T., Li S. Is the tropical atmosphere in convective quasi-equilibrium? // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 11. – P. 4357–4372.

300. Loikith P.C., Broccoli A.J. Comparison between observed and model-simulated atmospheric circulation patterns associated with extreme temperature days over North America using CMIP5 historical simulations // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 5. – P. 2063–2079.

301. Lombardozzi D., Levis S., Bonan G., Hess P.G., Sparks J.P. The influence of chronic ozone exposure on global carbon and water cycles // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 1. – P. 292–305.

302. Long C.N., McFarlane S.A., Del Genio A., Minnis P., Ackerman T.P., Mather J., Comstock J., Mace G.G., Jensen M., Jakob C. ARM research in the equatorial Western Pacific: a decade and counting // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 5. – P. 695–708.

303. Lorenz C., Kunstmann H., Devaraju B., Tourian M.J., Sneeuw N., Riegger J. Large-scale runoff from landmasses: a global assessment of the closure of the hydrological and atmospheric water balances // J. Hydrometeorol. – 2014. –V. 15, N 6. – P. 2111–2139.

304. Lu N., Trenberth K.E., Qin J., Yang K., Yao L. Detecting long-term trends in precipitable water over the Tibetan plateau by synthesis of station and MODIS observations // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 4. – P. 1707–1722.

305. Magee N.B., Melaas E., Finocchio P.M., Jardel M., Noonan A., Iacono M.J. Blue Hill observatory sunshine: assessment of climate signals in the longest continuous meteorological record in North America // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 11. – P. 1741–1751.

306. Magnus G. Versuche uber die Spannkrafte des Wasserdampfes // Ann. Phys. Chem. – 1844. – V. 61. – P. 225–247.

307. Mahoney III W.P., O'Sullivan J.M. Realizing the potential of vehicle-based observations // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 7. – P. 1007–1018.

308. Marshall G.J., Lagun V.E., Lachlan-Cope T.A. Changes in Antarctic peninsula tropospheric temperatures from 1956–1999: a synthesis of observations and reanalysis data // Int. J. Climatology. – 2002. – V. 22, N 3. – P. 291–310.

309. Martin J.E. Contraction of the northern hemisphere, lower-tropospheric, wintertime cold pool over the past 66 Years // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 9. – P. 3764–3778.

310. Marvel K., Zelinka M., Klein S.A., Bonfils C., Caldwell P., Doutriaux C., Santer B.D., Taylor K.E. External influences on modeled and observed cloud trends // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 12. – P. 4820–4840.

311. Mason S., Fletcher J.K., Haynes J.M., Franklin C., Protat A., Jakob C. A Hybrid cloud regime methodology used to evaluate Southern Ocean cloud and shortwave radiation errors in ACCESS // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 15. – P. 6001–6018.

312. Mather J.H., Voyles J.W. The arm climate research facility: a review of structure and capabilities // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 3. – P. 377–392.

313. Matrosov S.Y. The use of CloudSat Data to evaluate retrievals of total Ice content in precipitating cloud systems from ground-based operational radar measurements // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2015. – V. 54, N 7. – P. 1663–1674.

314. Matthews J.L., Mannshardt E., Gremaud P. Uncertainty quantification for climate observations // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 3. – P. ES21–ES25.

315. Matsueda S., Takaya Y. The global influence of the Madden–Julian oscillation on extreme temperature events // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 10. – P. 4141–4151.

316. Matus A.V., L'Ecuyer T.S., Kay J.E., Hannay C., Lamarque J.-F. The role of clouds in modulating global aerosol direct radiative effects in spaceborne active observations and the community earth system model // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 2986–3003.

317. Maurer E.P., Brekke L., Pruitt T., Thrasher B., Long J., Duffy P., Dettinger M., Cayan D., Arnold J. An enhanced archive facilitating climate impacts and adaptation analysis // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 7. – P. 1011–1019.

318. Mayernik M.S., S. Callaghan S., Leigh R., Tedds J., Worley S. Peer review of datasets: when, why, and how // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2015. – V. 96, N 2. – P. 191–201.

319. McBride P.J., Schmidt K.S., Pilewskie P., et al. CalNex cloud properties retrieved from a ship-based spectrometer and comparisons with satellite and aircraft retrieved cloud properties // J. Geophys. Res. Atmos. – 2012. – V. 117, N D21. Doi: 10.1029/2012JD017624.

320. McCarthy M.P., Thorne P.W., Titchner H.A. An analysis of tropospheric humidity trends from radiosondes // J. Climate. – 2009. – V. 22, N 22. – P. 5820–5838.

321. Mechoso C.R., Wood R., Weller R., Bretherton C.S., Clarke A.D., Coe H., Fairall C., Farrar J.T., Feingold G., Garreaud R., Grados C., McWilliams J., de Szoeke S.P., Yuter S.E., Zuidema P. Ocean–cloud–atmosphere–land interactions in the Southeastern Pacific: the VOCALS program // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 3. – P. 357–375.

322. Meehl G.A., Goddard L., Boer G., Burgman R., Branstator G., Cassou C., Corti S., Danabasoglu G., Doblas-Reyes F., Hawkins E., Karspeck A., Kimoto M., Kumar A., Matei D., Mignot J., Msadek R., Navarra A., Pohlmann H., Rienecker M., Rosati T., Schneider E., Smith D., Sutton R., Teng H., van Oldenborgh G.J., Vecchi G., Yeager S. Decadal climate prediction: an update from the trenches // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 2. – P. 243–267.

323. Mejia J.F., Douglas M.W., Lamb P.J. Aircraft observations of the 12–15 July 2004 moisture surge event during the North American monsoon experiment // Mon. Wea. Rev. – 2010. – V. 138, N 9. – P. 3498–3513.

324. Mera R., Laing A.G., Semazzi F. Moisture variability and multiscale interactions during spring in West Africa // Mon. Wea. Rev. – 2014. – V. 142, N 9. – P. 3178–3198.

325. Miller N.B., Shupe M.D., Cox C.J., Walden V.P., Turner D.D., Steffen K. Cloud radiative forcing at Summit, Greenland // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 15. – P. 6267–6280.

326. Moradi I., Buehler S.A., John V.O. Comparing upper troposphere humidity from microwave satellite instruments and IGRA radiosonde data // Proceedings of 11th specialist meeting on microwave radiometry and remote sensing of the environment MicroRad 2010. March 2010, Washington, DC, USA. – P. 146–151.

327. Moradi I., Buehler S.A., John V.O., Reale A., Ferraro R.R. Evaluating instrumental inhomogeneities in Global Radiosonde Upper Tropospheric Humidity Data using microwave satellite data // Geoscience and Remote Sensing. – 2013. – V. 51, N 6. – P. 3615–3624.

328. Moore F.L., Ray E.A., Rosenlof K.H., Elkins J.W., Tans P., Karion A., Sweeney C. A cost-effective trace gas measurement program for long-term monitoring of the stratospheric circulation // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 1. – P. 147–155.

329. Moum J.N., de Szoeke S.P., Smyth W.D., Edson J.B., DeWitt H.L., Moulin A.J., Thompson E.J., Zappa C.J., Rutledge S.A., Johnson R.H., Fairall C.W. Air–sea interactions from Westerly wind bursts during the november 2011 MJO in the Indian ocean // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 8. – P. 1185–1199.

330. Muhlbauer A., Grabowski W.W., Malinowski S.P., Ackerman T.P., Bryan G.H., Lebo Z.J., Milbrandt J.A., Morrison H., Ovchinnikov M., Tessendorf S., Thériault J.M., Thompson G. Reexamination of the state of the art of cloud modeling shows real improvements // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 5. – P. ES45–ES48.

331. Muller C.L., Chapman L., Grimmond C.S.B., Young D.T., Cai X.-M. Toward a standardized metadata protocol for urban meteorological networks // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 8. – P. 1161–1185.

332. Myers T.A., Norris J.R. On the relationships between subtropical clouds and meteorology in observations and CMIP3 and CMIP5 models // J. Climate. – 2015. –V. 28, N 8. – P. 2945–2967.

333. Nash D.J., Adamson G.C.D. Recent advances in the historical climatology of the tropics and subtropics // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 1. – P. 131–146.

334. Naud C.M., Posselt D.J., van den Heever S.C. A CloudSat–CALIPSO view of cloud and precipitation properties across cold fronts over the global ocean // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 17. – P. 6743–6762.

335. Naud C.M., Muller J.P. and Clothiaux E.E. Comparison between active sensor and radiosonde cloud boundaries over the ARM Southern Great Plains site // J. Geophys. Res. – 2003. – V. 108, N D4. – P. 3-1–3-12.

336. Neff W.D. Decadal time scale trends and variability in the tropospheric circulation over The South Pole // J. Geophys. Res. – 1999. – V. 104(D22). – P. 27217–27251.

337. Neu U., Akperov M.G., Bellenbaum N., Benestad R., Blender R., Caballero R., Cocozza A., Dacre H.F., Feng Y., Fraedrich K., Grieger J., Gulev S., Hanley J., Hewson T., Inatsu M., Keay K., Kew S.F., Kindem I., Leckebusch G.C., Liberato M.L.R., Lionello P., Mokhov I.I., Pinto J.G., Raible C.C., Reale M., Rudeva I., Schuster M., Simmonds I., Sinclair M., Sprenger M., Tilinina N.D., Trigo I.F., Ulbrich S., Ulbrich U., Wang X.L., Wernli H. IMILAST: a community effort to iIntercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 4. – P. 529–547.

338. Newman M., Kiladis G.N., Weickmann K.M., Ralph F. M., Sardeshmukh P.D. Relative contributions of synoptic and low-frequency eddies to time-mean atmospheric moisture transport, including the role of atmospheric rivers // J. Climate. – 2012. – V. 25, N 21. – P. 7341–7361.

339. Ning L., Riddle E.E., Bradley R.S. Projected changes in climate extremes over the northeastern United States // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 3289–3310.

340. Norris J.R., Leovy C.B. Interannual variability in stratiform cloudiness and sea surface temperature // J. Climate. – 1994.– V. 7, N 12. – P. 1915–1925.

341. Norris J.R. On trends and possible artifacts in global ocean cloud cover between 1952 and 1995 // J. Climate. – 1999. – V. 12, N 6. – P. 1864–1870.

342. Norris J.R. Multidecadal changes in near-global cloud cover and estimated cloud cover radiative forcing // J. Geophys. Res. – 2005. – V. 110, N D08206. Doi: 10.1029/2004JD005600.

343. Nott J., Green C., Townsend I., Callaghan J. The world record storm surge and the most intense southern hemisphere tropical cyclone: new evidence and modeling // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 5. – P. 757–765.

344. Nygård T., Valkonen T., Vihma T. Antarctic low-tropospheric humidity inversions: 10-yr climatology // J. Climate. – 2013. – V. 26, N 14. – P. 5205–5219.

345. Oort A.H., Huanzhu Liu. Upper-air temperature trends over the Globe, 1958–1989 // J. Climate. – 1993. – V. 6, N 2. – P. 292–307.

346. Ossó A., Sola Y., Rosenlof K., Hassler B., Bech J., Lorente J. How robust are trends in the Brewer–Dobson circulation derived from observed stratospheric temperatures? // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 3024–3040.

347. Otsuka S., Yoden S. Temporal–spatial distribution of thin moist layers in the midtroposphere over the tropical eastern Pacific // J. Climate. – 2009. – V. 22, N 19. – P. 5102–5114.

348. Oue M., Kumjian M.R., Lu Y., Jiang Z., Clothiaux E.E., Verlinde J., Aydin K. X-band polarimetric and Ka-band doppler spectral radar observations of a Graupel-producing Arctic mixed-phase cloud // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2015. – V. 54, N 6. – P. 1335–1351.

349. Painemal D., Xu K.-M., Cheng, A. Minnis P., Palikonda R. Mean structure and diurnal cycle of Southeast Atlantic boundary layer clouds: insights from satellite observations and multiscale modeling framework simulations // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 1. – P. 324–341.

350. Park D.-S.R., Lee S., Feldstein S.B. Attribution of the recent winter sea ice decline over the Atlantic sector of the Arctic ocean // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 10. – P. 4027–4033.

351. Park H.-S., S. Lee, Kosaka Y., Son S.-W., Kim S.-W. The impact of Arctic winter infrared radiation on early summer sea ice. // J. Climate. – 2010. – V. 28, N 15. – P. 6281–6296.

352. Parker G.E., Jones P.D., Folland C.K., Bevan A. Interdecadal changes of surface temperatures since the late 19th century // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99, N D7. – P. 14373–14399.

353. Pattantyús-Ábrahám M., Steinbrecht W. Temperature trends over Germany from homogenized radiosonde data. // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 14. – P. 5699–5715.

354. Payne A.E., Magnusdottir G. Dynamics of landfalling atmospheric rivers over the North Pacific in 30 years of MERRA reanalysis // J. Climate. – 2014. – V. 27, N 18. – P. 7133–7150.

355. Peng Y., Shen C., Wang W.-C., Xu Y. Response of summer precipitation over Eastern China to large volcanic eruptions // J. Climate. – 2010. – V. 23, N 3. – P. 818–824.

356. Perlwitz J., Hoerling M., Dole R. Arctic tropospheric warming: causes and linkages to lower latitudes // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 6. – P. 2154–2167.

357. Peterson T.C., Heim Jr. R.R., Hirsch R., Kaiser D.P., Brooks H., Diffenbaugh N.S., Dole R.M., Giovannettone J.P., Guirguis K., Karl T.R., Katz R.W., Kunkel K., Lettenmaier D., McCabe G.J., Paciorek C.J., Ryberg K.R., Schubert S., Silva V.B.S., Stewart B.C., Vecchia A.V., Villarini G., Vose R.S., Walsh J., Wehner M., Wolock D., Wolter K., Woodhouse C.A., Wuebbles D. Monitoring and understanding changes in heat waves, cold waves, floods, and droughts in the United States: state of knowledge // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 6. – P. 821–834.

358. Pfahl S., Madonna E., Boettcher M., Joos H., Wernli H. Warm conveyor belts in the ERA-interim dataset (1979–2010). Part II: moisture origin and relevance for precipitation // J. Climate. – 2014. – V. 27, N 1. – P. 27–40.

359. Poan D.E., Roehrig R., Couvreux F., Lafore J.-P. West African monsoon intraseasonal variability: a precipitable water perspective // J. Atmos. Sci. – 2013. – V. 70, N 4. – P. 1035–1052.

360. Po-Chedley S., Thorsen T.J., Fu Q. Removing diurnal cycle contamination in satellite-derived tropospheric temperatures: understanding tropical tropospheric trend discrepancies // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 6. – P. 2274–2290.

361. Powell E.J., Keim B.D. Trends in daily temperature and precipitation extremes for the southeastern United States: 1948–2012 // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 4. – P. 1592–1612.

362. Priya P., Mujumdar M., Sabin T.P., Terray P., Krishnan R. Impacts of Indo-Pacific sea surface temperature anomalies on the summer monsoon circulation and heavy precipitation over Northwest India–Pakistan region during 2010 // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 9. – P. 3714–3730.

363. Pu B., Cook K.H. Dynamics of the West African Westerly jet // J. Climate. – 2010. – V. 23, N 23. – P. 6263–6276.

364. Rabier F., Cohn S., Cocquerez P., Hertzog A., Avallone L., Deshler T., Haase J., Hock T., Doerenbecher A., Wang J., Guidard V., Thépaut J.-N., Langland R., Tangborn A., Balsamo G., Brun E., Parsons D., Bordereau J., Cardinali C., Danis F., Escarnot J.-P., Fourrié N., Gelaro R., Genthon C., Ide K., Kalnajs L., Martin C., Meunier L.-F., Nicot J.-M., Perttula T., Potts N., Ragazzo P., Richardson D., Sosa-Sesma S., Vargas A. The Concordiasi field experiment over Antarctica: first results from innovative atmospheric measurements // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 3. – P. ES17–ES20.

365. Radhakrishna B., Fabry F., Braun J.J., Hove T.V. Precipitable water from GPS over the continental United States: diurnal cycle, intercomparisons with NARR, and link with convective initiation // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 2584–2599.

366. Ramanathan V, Cess R D, Harrison E F, Minnis P, Barkstrom B R, Ahmad E and Hartmann D. Cloud-radiative forcing and climate: results from the earth radiation budget experiment // Science. – 1989. – V. 243, N 4887. – P. 57–63.

367. Rauber R.M., Plummer D.M., Macomber M.K., Rosenow A.A. McFarquhar G.M., Jewett B.F., Leon D., Owens N., Keeler J.M. The role of cloud-top generating cells and boundary layer circulations in the finescale radar structure of a winter cyclone over the Great Lakes // Mon. Wea. Rev. – 2015. – V. 143, N 6. – P. 2291–2318.

368. Raymond D.J., Fuchs Ž. Moisture modes and the Madden–Julian oscillation // J. Climate. – 2009. – V. 22, N 11. – P. 3031–3046.

369. Regayre L.A., Pringle K.J., Lee L.A., et al. The climatic importance of uncertainties in regional aerosol–cloud radiative forcings over recent decades // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 17. – P. 6589–6607.

370. Reixoto J.P., Oort A.H. The climatology of relative humidity in the atmosphere // J. Climate. – 1996. – V. 9, N 12. – P. 3443–3463.

371. Ren G., Li J., Ren Y., Chu Z., Zhang A., Zhou Y., Zhang L., Zhang Y., Bian T. An integrated procedure to determine a reference station network for evaluating and adjusting urban bias in surface air temperature data // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2015. – V. 54, N 6. – P. 1248–1266.

372. Rennó N.O., Williams E., Rosenfeld D., Fischer D.G., Fischer J., Kremic T., Agrawal A., Andreae M.O., Bierbaum R., Blakeslee R., Boerner A., Bowles N., Christian H., Cox A., Dunion J., Horvath A., Huang X., Khain A., Kinne S., Lemos M.C., Penner J.E., Pöschl U., Quaas J., Seran E., Stevens B., Walati T., Wagner T. CHASER: an innovative satellite mission concept to measure the effects of aerosols on clouds and climate // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 5. – P. 685–694.

373. Revfeim K.J., Jordan R.B. Precision of evaporation measurements using the Boden ratio // Boundary-Layer Meteorol. – 1976. – V. 10, N 2. – P. 97–111.

374. Richardson A.D., Denny E.G., Siccama T.G., Lee X. Evidence for a rising cloud ceiling in Eastern North America // J. Climate. – 2003. – V. 16, N 12. – P. 2093–2098.

375. Rienecker M.M., et al. MERRA–NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for research and applications // J. Climate. – 2011. – V. 24, N 14. – P. 3624–3648.

376. Rind D., Balachandran N.K. Modeling the effects of UV variability and the QBO on the troposphere–stratosphere system. Part II: The Troposphere // J. Climate. – 1995. – V. 8, N 8. – P. 2080–2095.

377. Rinke A., Melsheimer C., Dethloff, K. Heygster G. Arctic total water vapor: comparison of regional climate simulations with observations, and simulated decadal trends // J. Hydrometeorol. – 2009. – V. 10, N1. – P. 113–129.

378. Roebeling R., Baum B., Bennartz R., Hamann U., Heidinger A., Thoss A., Walther A. Evaluating and improving cloud parameter retrievals // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 4. – P. ES41–ES44.

379. Roiger, Thomas J.-L., Schlager H., Law K. S., Kim J., Schäfler A., Weinzierl B., Dahlkötter F., Krisch I., Marelle L., Minikin A., Raut J.-C., Reiter A., Rose M., Scheibe M., Stock P., Baumann R., Bouarar I., Clerbaux C., George M., Onishi T., Flemming J. Quantifying

emerging local anthropogenic emissions in the Arctic region: The ACCESS aircraft campaign experiment // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2015. – V. 96, N 3. – P. 441–460.

380. Ross R.J., Elliott W.P. Tropospheric water vapour climatology and trends over North America: 1973–1993 // J. Climate. – 1996. – V. 9, N 12. – P. 3561–3574.

381. Ross R.J., Elliott W.P. Radiosonde-based northern hemisphere tropospheric water vapor trends // J. Climate. – 2001. – V. 14, N 8. – P. 1864–1880.

382. Rossow W. Clouds in weather and climate: The International Satellite Cloud Climatology Project at 30: what do we know and what do we still need to know? // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 3. – P. 441–443.

383. Rossow W.B., Dueñas E.N. The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Web Site: An online resource for research // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2004. – V. 85, N 2. – P. 167–172.

384. Rossow W.B., Zhang Y., Wang J. A statistical model of cloud vertical structure based on reconciling cloud layer amounts inferred from satellites and radiosonde humidity profiles // J. Climate. – 2005. – V. 18, N 17. – P. 3587–3605.

385. Rudeva I., Simmonds I. Variability and trends of global atmospheric frontal activity and links with large-scale modes of variability // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 3311–3330.

386. Ruiz-Barradas A., Nigam S. Atmosphere–land surface interactions over the Southern Great Plains: characterization from pentad analysis of DOE ARM field observations and NARR // J. Climate. – 2013. – V. 26, N 3. – P. 875–886.

387. Russell L.M., Sorooshian A., Seinfeld J.H., Albrecht B.A., Nenes A., Ahlm L., Chen Y.-C., Coggon M., Craven J.S., Flagan R.C., Frossard A.A., Jonsson H., Jung E., Lin J.J., Metcalf A.R., Modini R., Mülmenstädt J., Roberts G., Shingler T., Song S., Wang Z., Wonaschütz A. Eastern Pacific emitted aerosol cloud experiment // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 5. – P. 709–729.

388. Rutz J.J., Steenburgh W.J., Ralph F.M. The Inland Penetration of Atmospheric Rivers over Western North America: A Lagrangian analysis // Mon. Wea. Rev. – 2015. – V. 143, N 5. – P. 1924–1944.

389. Sakamoto M., Christy J.R. The influences of TOVS radiance assimilation on temperature and moisture tendencies in JRA-25 and ERA-40 // J. Atmos. Oceanic Technol. – 2009. – V. 26, N 8. – P. 1435–1455.

390. Santanello Jr. J.A., Roundy J., Dirmeyer P.A. Quantifying the land–atmosphere coupling behavior in modern reanalysis products over the U.S. Southern Great Plains // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 14. – P. 5813–5829.

391. Sargent G.P. Computation of vapor pressere, dew point and relative humidity from dry- and wet-bulb temperature // Meteorol. Mag. – 1980. – V. 109. – P. 238–246.

392. Schäfler A., Dörnbrack A., Kiemle C., Rahm S., Wirth M. Tropospheric water vapor transport as determined from airborne lidar measurements // J. Atmos. Oceanic Technol. – 2010. – V. 27, N 12. – P. 2017–2030.

393. Schenkel B.A., Hart R.E. An analysis of the environmental moisture impacts of Western North Pacific tropical cyclones // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 7. – P. 2600–2622.

394. Schiffer N.J., Nesbitt S.W. Flow, moisture, and thermodynamic variability associated with Gulf of California surges within the North American monsoon // J. Climate. – 2012. – V. 25, N 12. – P. 4220–4241.

395. Schneider T., Smith K.L., O'Gorman P.A., Walker Ch.C. A climatology of tropospheric zonal-mean water vapor fields and fluxes in isentropic coordinates // J. Climate. – 2006. – V. 19, N 22. – P. 5918–5933.

396. Schneider T., Bischoff T., Płotka H. Physics of changes in synoptic midlatitude temperature variability // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 6. – P. 2312–2331.

397. Schotterer U., Olfield F., Frohlich K. GNIP. Global network for Isotopes in precipitation // Bern, Switzerland: Druckerei Laderach, AG, 1996. – 47 p.

398. Schröder M., Roca R., Picon L., Kniffka A., Brogniez H. Climatology of free-tropospheric humidity: extension into the SEVIRI era, evaluation and exemplary analysis // Atmos. Chem. Phys. – 2014. – V. 14, N 20. – P. 11129–11148.

399. Schweiger A.J., Lindsay R.W., Vavrus S., Francis J.A. Relationships between Arctic sea ice and clouds during autumn // J. Climate. – 2008. – V. 21, N 18. – P. 4799–4810.

400. Seager R., Hooks A., Williams A.P., Cook B., Nakamura J., Henderson N. Climatology, variability, and trends in the U.S. vapor pressure deficit, an important fire-related meteorological quantity // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2015. – V. 54, N 6. – P. 1121–1141.

401. Seager R., Neelin D., Simpson I., Liu H., Henderson N., Shaw T., Kushnir Y., Ting M., Cook B. Dynamical and thermodynamical causes of large-scale changes in the hydrological cycle over North America in response to global warming // J. Climate. – 2014. – V. 27, N 20. – P. 7921–7948.

402. Seeley J.T., Romps D.M. The effect of global warming on severe thunderstorms in the United States // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 6. – P. 2443–2458.

403. Seidel D.J., Angell J.K., Free M., Christy J., Spencer R., Klein S.A., Lanzante, J.R., Mears C., Schabel M., Wentz F., Parker D., Thorne P., Sterin A. Uncertainty in signals of large-scale climate variations in radiosonde and satellite upper-air temperature datasets // J. Climate. – 2004. – V. 17, N 11. – P. 2225–2240.

404. Seiki T., Kodama C., Noda A.T., Satoh M. Improvement in global cloud-system-resolving simulations by using a double-moment bulk cloud microphysics scheme // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 6. – P. 2405–2419.

405. Serreze M.C., Barrett A.P., Stroeve J. Recent changes in tropospheric water vapor over the Arctic as assessed from radiosondes and atmospheric reanalyses // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N D10. – P. 10104.

406. Shein K.A., Todey D.P., Akyuz F.A., Angel J.R., Kearns T.M., Zdrojewski J.L. Revisiting the statewide climate extremes for the United States: evaluating existing extremes, archived data, and new observations // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 3. – P. 393–402.

407. Sherwood S.C., Bony S., Boucher O., Bretherton C., Forster P.M., Gregory J.M., Stevens B. Adjustments in the forcing-feedback framework for understanding climate change // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2015. – V. 96, N 2. – P. 217–228.

408. Shi X., Lu C., Xu X. Variability and trends of high temperature, high humidity, and sultry weather in the warm season in China during the period 1961–2004 // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2011. – V. 50, N 1. – P. 127–143.

409. Shi X., Durran D.R. Estimating the response of extreme precipitation over midlatitude mountains to global warming // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 10. – P. 4246–4262.

410. Shupe M.D., Turner D.D., Zwink A., Thieman M.M., Mlawer E.J., Shippert T. Deriving Arctic cloud microphysics at Barrow, Alaska: algorithms, results, and radiative closure // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2015. – V. 54, N 7. – P. 1675–1689.

411. Sieglaff J.M., Schmit T.J., Menzel W.P., Ackerman S.A. Inferring convective weather characteristics with geostationary high spectral resolution

IR window measurements: a look into the future // J. Atmos. Oceanic Technol. – 2009. – V. 26, N 8. – P. 1527–1541.

412. Simmons A.J., K. Willett M., Jones P.D., Thorne P.W., Dee D.P. Low-frequency variations in surface atmospheric humidity, temperature, and precipitation: Inferences from reanalyses and monthly gridded observational data sets // J. Geophys. Res. – 2010. – V. 115, N D01110. Doi: 10.1029/2009JD012442.

413. Sinclair K.E., Bertler N.A.N., Trompetter W.J., Baisden W.T. Seasonality of airmass pathways to coastal Antarctica: ramifications for interpreting high-resolution ice core records // J. Climate. – 2013. – V. 26, N 6. – P. 2065–2076.

414. Skific N., Francis J.A., Cassano J.J. Attribution of projected changes in atmospheric moisture transport in the Arctic: a self-organizing map perspective // J. Climate. – 2009. – V. 22, N 15. – P. 4135–4153.

415. Smith C.A., Compo G.P., Hooper D.K. Web-based reanalysis intercomparison tools (WRIT) for analysis and comparison of reanalyses and other datasets // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 11. – P. 1671–1678.

416. Smith M.J., Palmer P.I., Purves D.W., Vanderwel M.C., Lyutsarev V., Calderhead B., Joppa L.N., Bishop C.M., Emmott S. Changing how Earth system modeling is done to provide more useful information for decision daking, science, and society // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 9. – P. 1453–1464.

417. Smith T.M., Arkin P.A. Improved historical analysis of oceanic total precipitable water // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 3099–3121.

418. Sodemann H., Stohl A. Moisture origin and meridional transport in atmospheric rivers and their association with multiple cyclones // Mon. Wea. Rev. – 2014. – V. 141, N 8. – P. 2850–2868.

419. Sonntag D. Important new values of the physical constants of 1986, vapor pressure formulations based on ITS-90, and psychrometer formulae // Z. Meteorol. – 1990. – V. 70, N 5. – P. 340–344.

420. Stanfield R.E., Dong X., Xi B., Genio A.D.D., Minnis P., Doelling D., Loeb N. Assessment of NASA GISS CMIP5 and Post-CMIP5 simulated clouds and TOA radiation budgets using satellite observations. Part II: TOA radiation budget and CREs // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 5. – P. 1842–1864.

421. Stendel M., Christy J.R., Bengtsson L. How representative are recent temperature trends? // Proceeding of the 23 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. – 2000. – P. 115–118.

422. Stenhouse N., Maibach E., Cobb S., Ban R., Bleistein A., Croft P., Bierly E., Seitter K., Rasmussen G., Leiserowitz A. Meteorologists' views about global warming: a survey of American meteorological society professional members // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 7. – P. 1029–1040.

423. Sterin A. M., Alduchov O.A., Chernykh I.V. Joint analysis of trends in the upper air temperature, humidity and parameters of clouds for 1964–1998 // Proceedings of 24 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. Tucson, Arizona. – 2000. – P. 218–221.

424. Stickler A., Brönnimann S., Valente M.A., Bethke J., Sterin A., Jourdain S., Roucaute E., Vasquez M.V., Reyes D.A., Allan R., Dee D. ERA-CLIM: historical surface and upper-air data for future reanalyses // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 9. – P. 1419–1430.

425. Straneo F., Heimbach P., Sergienko O., Hamilton G., Catania G., Griffies S., Hallberg R., Jenkins A., Joughin I., Motyka R., Pfeffer W.T., Price S.F., Rignot E., Scambos T., Truffer M., Vieli A. Challenges to

understanding the dynamic response of Greenland's marine terminating glaciers to oceanic and atmospheric forcing // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 8. – P. 1131–1144.

426. Stubenrauch C.J., Rossow W.B., Kinne S., Ackerman S., Cesana G., Chepfer H., Girolamo L.D., Getzewich B., Guignard A., Heidinger A., Maddux B.C., Menzel W.P., Minnis P., Pearl C., Platnick S., Poulsen C., Riedi J., Sun-Mack S., Walther A., Winker D., Zeng S., Zhao G. Assessment of Global Cloud Datasets from satellites: project and database initiated by the GEWEX radiation panel // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 7. – P. 1031–1049.

427. Sugiyama M. The moisture mode in the quasi-equilibrium tropical circulation model. Part I: analysis based on the weak temperature gradient approximation // J. Atmos. Sci. – 2009. – V. 66, N 6. – P. 1507–1523.

428. Sugiyama M. The moisture mode in the quasi-equilibrium tropical circulation model. Part II: nonlinear behavior on an equatorial β plane // J. Atmos. Sci. – 2009. – V. 66, N 6. – P. 1525–1542.

429. Sun B., Groisman P.Ya., Mokhov I.I. Recent changes in cloud-type frequency and inferred increases in convection over the United States and the former USSR // J. Climate. – 2001. – V. 14, N 8. – P. 1864–1880.

430. Sun B., Free M., Yoo H.L., Foster M.J., Heidinger A., Karlsson K.-G. Variability and Trends in U.S. cloud cover: ISCCP, PATMOS-x, and CLARA-A1 compared to homogeneity-adjusted weather observations // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 11. – P. 4373–4389.

431. Tabata S. A simple but accurate formula for the saturation vapor pressure over water // J. Appl. Meteorol. – 1973. – V. 12, N 8. – P. 1410–1411.

432. Tan J., Yang L., Grimmond C.S.B., Shi J., Gu W., Chang Y., Hu P., Sun J., Ao X., Han Z. Urban integrated meteorological observations: practice and experience in Shanghai, China // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2015. – V. 96, N 1. – P. 85–102.

433. Teixeira J., Waliser D., Ferraro R., Gleckler P., Lee T., Potter G. Satellite observations for CMIP5: the genesis of Obs4MIPs // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 9. – P. 1329–1334.

434. Thorne P.W., Vose R.S. Reanalysis suitable for longterm trends: are they really achievable? // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2010. – V. 91, N 3. – P. 353–361.

435. Thompson D.W.J., Barnes E.A., Deser C., Foust W.E., Phillips A.S. Quantifying the role of internal climate variability in future climate trends // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 16. – P. 6443–6456.

436. Tsukernik M., Lynch A.H. Atmospheric meridional moisture flux over the southern ocean: a story of the Amundsen sea // J. Climate. – 2013. – V. 26, N 20. – P. 8055–8064.

437. Turner J., Colwell S.R., Marshall J., Lachlan–Cope T., Carleton A.M., Jones P.D, Lagun V.E., Reid P.A., Iagovkina S. The SCAR READER project: Towards a high-quality data base of mean Antarctic meteorological observations // J. Climate. – 2004. – V. 17, N 14. – P. 2890–2898.

438. Turner J., Colwell S.R., Marshall J., Lachlan-Cope T., Carleton A.M., Jones P.D, Lagun V.E., Reid P.A., Iagovkina S. Antarctic climate change during the last 50 years // Int. J. Climatology. – 2005. – V. 25, N 3. – P. 279–294.

439. Turner J., Lachlan-Cope T.A., Colwell S.R., Marshall J., Connolley W.M. Significant warning of the Antarctic winter troposphere // Science. – 2006. – V. 311, N 5769. – P. 1914–1917.

440. Uppala S., et al. The ERA-40 Re-Analysis // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. – 2005. – V. 131, N 612. – P. 2961–3012.

441. Vaughan D.J., Doake A. Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic peninsula // Nature. – 1996. – V. 379, N 6563. – P. 328–331.

442. Vaughan G., Methven J., Anderson D., Antonescu B., Baker L., Baker T.P., Ballard S.P., Bower K.N., Brown P.R.A., Chagnon J., Choularton T.W., Chylik J., Connolly P.J., Cook P.A., Cotton R.J., Crosier J., Dearden C., Dorsey J.R., Frame T.H.A., Gallagher M.W., Goodliff M., Gray S.L., Harvey B.J., Knippertz P., Lean H.W., Li D., Lloyd G., Martínez–Alvarado O., Nicol J., Norris J., Öström E., Owen J., Parker D.J., Plant R.S., Renfrew I.A., Roberts N.M., Rosenberg P., Rudd A.C., Schultz D.M., Taylor J.P., Trzeciak T., Tubbs R., Vance A.K., Van Leeuwen P.J., Wellpott A., Woolley A. Cloud banding and winds in intense European cyclones: results from the DIAMET project // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2015. – V. 96, N 2. – P. 249–265.

443. Vavrus S., Waliser D., Schweiger A., Francis J. Simulations of 20th and 21st century Arctic cloud amount in the global climate models assessed in the IPCC AR4 // Climate Dyn. – 2008. – V. 33, N 7. – P. 1099–1115. .

444. Villafuerte II M.Q., Matsumoto J. Significant influences of global mean temperature and ENSO on extreme rainfall in Southeast Asia // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 5. – P. 1905–1919.

445. Villarini G., Goska R., Smith J.A., Vecchi G.A. North Atlantic tropical cyclones and U.S. flooding // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 9. – P. 1381–1388.

446. Virts K.S., Wallace J.M., Hutchins M.L., Holzworth R.H. Highlights of a new ground-based, hourly global lightning climatology // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 9. – P. 1381–1391.

447. Vose R.S., Applequist S., Bourassa M.A., Pryor S.C., Barthelmie R.J., Blanton B., Bromirski P.D., Brooks H.E., DeGaetano A.T., Dole R.M., Easterling D.R., Jensen R.E., Karl T.R., Katz R.W., Klink K., Kruk M.C., Kunkel K.E., MacCracken M.C., Peterson T.C., Shein K., Thomas B.R., Walsh J.E., Wang X.L., Wehner M.F., Wuebbles D.J., Young R.S. Monitoring and understanding changes in extremes: extratropical storms, winds, and waves // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 3. – P. 377–386.

448. Vrac M., Friederichs P. Multivariate–intervariable, spatial, and temporal–bias correction // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 1. – P. 218–237.

449. Wagner T.J.W., Eisenman I. How climate model complexity influences sea ice stability // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 10. – P. 3998–4014.

450. Wallis T.W.R. A subset of core stations from the Comprehensive Aerological Reference Data Set (CARDS) // J. Climate. – 1997. – V. 11, N 2. – P. 272–282.

451. Wang C.-C., Chou C., Lee W.-L. Breakdown and reformation of the intertropical convergence zone in a moist atmosphere // J. Atmos. Sci. – 2010. – V. 67, N 4. – P. 1247–1260.

452. Wang C.-C., Lee W.i-L., Chen Y.-L., Hsu H.-H. Processes leading to double intertropical convergence zone bias in CESM1/CAM5 // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 7. – P. 2900–2915.

453. Wang J., Rossow W. Determination of cloud vertical structure from upper-air observations // J. Appl. Meteorol. – 1995. – V. 34, N 10. – P. 2243–2258.

454. Wang J., Rossow W. and Zhang J. Cloud vertical structure and its variations from a 20-yr global rawinsonde dataset // J. Climate. – 2000. – V. 13, N 17. – P. 3041–3056.

455. Wang L., Wang K. Impacts of dem uncertainty on estimated surface solar radiation and extracted river network // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2015. – V. 96, N 2. – P. 297–304.

456. Wang X., Wang C., Zhang L., Wang X. Multidecadal variability of tropical cyclone rapid intensification in the Western North Pacific // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 9. – P. 3806–3820.

457. Warren S.G., Eastman R M., Hahn C.J. A survey of changes in cloud cover and cloud types over land from surface observations, 1971–96 // J. Climate. – 2007. – V. 20, N 4. – P. 717–738.

458. Warren S.G., Hahn C.J., London J., Chervin R.M., Jenne R.L. Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over land // NCAR Tech. Note NCAR/TN-273 + STR. – 1986. – 29 p. plus 200 maps.

459. Warren S.G., Hahn C.J., London J., Chervin R.M., Jenne R.L. Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over the ocean // NCAR. Technical Note NCAR/TN-317+STR. – 1988. – 42 p. plus 170 maps.

460. Watterson I.G., Bathols J., Heady C. What influences the skill of climate models over the continents? // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 5. – P. 689–700.

461. Wexle A. Vapor pressure formulations for water in the range 0 °C to 100 °C – A version // J. Res. Nat. Bur. Stand. – 1976. – V. 80A. – P. 775.

462. Wielicki B.A., Young D.F., Mlynczak M.G., Thome K.J., Leroy S., Corliss J., Anderson J.G., Ao C.O., Bantges R., Best F., Bowman K., Brindley H., Butler J.J., Collins W., Dykema J.A., Doelling D.R., Feldman D.R., Fox N., Huang X., Holz R., Huang Y., Jin Z., Jennings D., Johnson D.G., Jucks K., Kato S., Kirk-Davidoff D.B., Knuteson R., Kopp G., Kratz D.P., Liu X., Lukashin C., Mannucci A.J., Phojanamongkolkij N., Pilewskie P., Ramaswamy V., Revercomb H., Rice J., Roberts Y., Roithmayr C.M., Rose F., Sandford S., Shirley E.L., Smith Sr. W.L., Soden B., Speth P.W., Sun W., Taylor P.C., Tobin D., Xiong X. Achieving climate change absolute accuracy in orbit // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 10. – P. 1519–1539.

463. Wood C.R., Järvi L., Kouznetsov R.D., Nordbo A., Joffre S., Drebs A., Vihma T., Hirsikko A., Suomi I., Fortelius C., O'Connor E., Moiseev D., Haapanala S., Moilanen J., Kangas M., Karppinen A., Vesala T., Kukkonen J. An overview of the urban boundary layer atmosphere network in Helsinki // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 11. – P. 1675–1690.

464. Wood R., Wyant M., Bretherton C. S., Rémillard J., Kollias P., Fletcher J., Stemmler J., Szoeke S., Yuter S., Miller M., Mechem D., Tselioudis G., Chiu J. C., Mann J. A. L., O'Connor E. J., Hogan R. J., Dong X., Miller M., Ghate V., Jefferson A., Min Q., Minnis P., Palikonda R., Albrecht B., Luke E., Hannay C., Lin Y. Clouds, aerosols, and precipitation in the marine boundary layer: an arm mobile facility deployment // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2015. – V. 96, N 3. – P. 419–440.

465. Word Meteorological Organization. International Cloud Atlas. – Geneva: WMO, 1956. – 72 plates. 62 p.

466. Word Meteorological Organization. International Meteoroloical Tables. 1996. WMO Report. No. 188. TP 94. – Geneva: WMO.

467. World Meteorological Organization. Measurement of upper-air pressure, temperature and humidity (J. Nash). Instruments and Observing Methods. – Geneva: WMO, 2015. WMO Report N. 121. 87 p.

468. World Meteorological Organization. Technical regulations. General meteorological standarts and recommended practices. – Geneva: WMO, 2012. WMO Report N. 49. V. 1. 83 p.

469. Wu Y., Pauluis, O. What is the representation of the moisture–tropopause relationship in CMIP5 Models? // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 12. – P. 4877–4889.

470. Wuebbles D., Meehl G., Hayhoe K., Karl T.R., Kunkel K., Santer B., Wehner M., Colle B., Fischer E.M., Fu R., Goodman A., Janssen E., Kharin V., Lee H., Li W., Long L.N., Olsen S.C., Pan Z., Seth A., Sheffield J., Sun L. CMIP5 climate model analyses: climate extremes in the United States // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 95, N 4. – P. 571–583.

471. Wurman J., Kosiba K., Robinson P. In Situ, Doppler radar, and video observations of the interior structure of a tornado and the wind-damage relationship // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 6. – P. 835–846.

472. Wylie D., Jackson D.L., Menzel W.P., Bates J.J. Trends in global cloud cover in two decades of HIRS observations // J. Climate. – 2005. – V. 18, N 15. – P. 3021–3031.

473. Xi J., Zhou L., Murtugudde R., Jiang L. Impacts of intraseasonal SST anomalies on precipitation during Indian summer monsoon // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 11. – P. 4561–4575.

474. Xu Z.iQ., Fan K., Wang H. Decadal variation of summer precipitation over China and associated atmospheric circulation after the Late 1990s // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 10. – P. 4086–4106.

475. Yokoi S. Multireanalysis comparison of variability in column water vapor and is analysis increment associated with the Madden–Julian oscillation // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 2. – P. 793–808.

476. Zaitseva N.A. Historical development in radiosonde systems in the Formed Soviet Union // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1993. – V. 74, N 10. – P. 1893–1900.

478. Zarzycki C.M., Jablonowski C., Thatcher D.R., Taylor M.A. Effects of localized grid refinement on the general circulation and climatology in the community atmosphere model // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 8. – P. 2777–2803.

478. Zhai P., Eskridge R.E. Atmospheric water vapour over China // J. Climate. – 1997. – V. 10, N 10. – P. 2643–2652.

479. Zhang C. Madden–Julian oscillation: bridging weather and climate // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2013. – V. 94, N 12. – P. 1849–1870.

480. Zhang F., Weng Y. Predicting hurricane intensity and associated hazards: a five-year real-time forecast experiment with assimilation of airborne Doppler radar observations // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2015. – V. 96, N 1. – P. 25–33.

481. Zhang J., Li Z., Chen H., Cribb M. Validation of radiosonde-based cloud layer detection method against a ground-based remote sensing method at multiple ARM sites // J. Geophys. Res. Atmos. – 2013. – V. 118, N 2. – P. 846–858.

482. Zhang L., Zhou T. The interannual variability of summer upper-tropospheric temperature over East Asia // J. Climate. – 2012. – V.25, N 19. – P. 6539–6553.

483. Zhang L., Wu L., Gan B. Modes and mechanisms of global water vapor variability over the twentieth century // J. Climate. – 2013. – V. 26, N 15. – P. 5578–5593.

484. Zhang Y., Seidel D.J., Golaz J.-C., Deser C., Tomas R.A. Climatological characteristics of Arctic and Antarctic surface-based inversions // J. Climate. – 2011. – V. 24, N 19. – P. 5167–5186.

485. Zhou X., Kollias P., Lewis E.R. Clouds, precipitation, and marine boundary layer structure during the MAGIC field campaign // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 7. – P. 2420–2442.

486. Zuo J., Ren H.-L., Li W. Contrasting impacts of the Arctic oscillation on surface air temperature anomalies in southern China between early and middle-to-late winter // J. Climate. – 2015. – V. 28, N 10. – P. 4015–4026.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5
Введение 7
Глава 1. Влажность в атмосфере 12
1.1. Общая информация о влажности в атмосфере 12
1.2. Характеристики влажности в атмосфере 13
1.3. Особенности данных радиозондовых наблюдений влажности 16
1.4. О точности расчетов характеристик влажности 16
1.5. Улучшенная аппроксимация формулы Магнуса для давления насыщенного водяного пара 23
1.6. Источники данных о влажности 39
Глава 2. Распределение влажности и температуры воздуха в атмосфере 43
2.1. Данные и методы расчета и визуализации 46
2.1.1. Описание данных 46
2.1.2. Средние и среднеквадратические отклонения 52
2.1.3. Метод восстановления профилей температуры и влажности в данных радиозондовых наблюдений 53
2.1.4. Методы расчета корреляций 55
2.1.5. Точечный метод оценки линейных трендов по данным срочных наблюдений 56
2.1.6. Метод визуализации и сглаживания 59
2.2. Абсолютная влажность 59
2.2.1. Распределение абсолютной влажности на изобарических поверхностях для станции Москва 61
2.2.2. Внутригодовая изменчивость распределения абсолютной влажности в атмосфере над разными регионами земного шара 70
2.2.3. Коэффициенты корреляций 81
2.2.4. Распределение и суточный ход характеристик абсолютной влажности в пограничном слое атмосферы 96
2.3. Относительная влажность 108
2.3.1. Распределение относительной влажности на изобарических поверхностях для станции Москва 108
2.3.2. Распределение относительной влажности в атмосфере над Арктикой РФ 115
2.3.3. Коэффициенты корреляций 117
2.3.4. Распределение и суточный ход характеристик относительной влажности в пограничном слое атмосферы 121
2.3.5. Средние значения относительной влажности на высоте нижней границы облачности при различных состояниях облачного небосвода 126
2.4. Дефицит точки росы 128
2.4.1. Распределение дефицита точки росы на изобарических поверхностях для станции Москва 128
2.4.2. Внутригодовая изменчивость распределения дефицита точки росы в атмосфере в полярных регионах земного шара 133
2.4.3. Коэффициенты кросскорреляций 144
2.5. Удельная влажность 152
2.5.1. Распределение удельной влажности на изобарических поверхностях для станции Москва 152
2.5.2. Пространственная изменчивость удельной влажности в атмосфере 158
2.5.3. Коэффициенты кросскорреляций 164

2.6. Содержание водяного пара в столбе воздуха 171
2.6.1. Распределение содержания водяного пара на изобарических поверхностях для станции Москва 171
2.6.2. Коэффициенты вертикальных кросскорреляций между температурой и содержанием водяного пара 177
2.6.3. Коэффициенты временных корреляций для содержания водяного пара 180
2.7. Температура воздуха 183
2.7.1. Распределение температуры на изобарических поверхностях для станции Москва 183
2.7.2. Коэффициенты вертикальных автокорреляций 190
2.7.3. Тропопауза 195
2.7.4. Распределение и суточный ход температуры в пограничном слое атмосферы 206
2.7.5. Тренды температуры воздуха в атмосфере 209

Глава 3. Глобальные долгопериодные оценки характеристик вертикального распределения облачных слоев по данным радиозондирования атмосферы 226
3.1. Глобальные долгопериодные оценки характеристик вертикального распределения облачных слоев по данным радиозондирования атмосферы за период 1964–1998 годов 226
3.1.1. Использованные данные и методы 227
3.1.2. Статистические характеристики параметров облачных слоев в слое 0–10 км с количеством облачности 0–100 % 230
3.2. Оценки максимальных значений числа облачных слоев по данным радиозондирования атмосферы за период 1964–2014 годов 254
3.2.1. Данные и методы 256
3.2.2. Максимальное число облачных слоев 256

Глава 4. Результаты исследования вертикальной структуры атмосферы над регионами 260
4.1. Результаты исследования вертикальной структуры атмосферы над Калужской областью 260
4.1.1. Данные и методы 260
4.1.2. Облачные слои с количеством облачности 0–100% поверхности небосвода 261
4.1.3. Характеристики параметров облачных слоев с учетом количества облачности 269
4.2. Вертикальная макроструктура облачных слоев над Арктикой по данным российских аэрологических станций 301
4.2.1. Данные и методы 302
4.2.2. Статистические характеристики параметров вертикальной макроструктуры облачных слоев над Арктикой РФ 303
4.3. Вертикальная макроструктура облачных слоев в низких и средних широтах по данным аэрологических станций 344
4.3.1. Данные и методы 344
4.3.2. Статистические характеристики параметров вертикальной макроструктуры облачных слоев в низких и средних широтах 345
4.4. Вертикальная макроструктура облачных слоев над Антарктикой 386
4.4.1. Данные и методы 386
4.4.2. Статистические характеристики параметров макроструктуры облачных слоев над Антарктикой 387

Глава 5. Корреляции параметров облачных слоев с приземной температурой и количеством осадков 422
5.1 Корреляции приземной температуры и параметров облачных слоев над Антарктическим регионом 422
5.1.1. Данные и методы 423
5.1.2. Коэффициенты корреляции параметров облачных слоев и приземной температуры для Антарктического региона 426
5.2. Связь приземной температуры и параметров сплошных облачных слоев в Арктическом регионе РФ 432
5.2.1. Данные и методы 435
5.2.2. Коэффициенты корреляции параметров сплошных облачных слоев и приземной температуры для Арктического региона РФ 436
5.2.3. Климатические изменения параметров сплошных облачных слоев и приземной температуры для Арктического региона РФ и его районов в сентябре 439
5.3. Корреляции параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы с количеством осадков 449
Заключение к тому 3 459
Список литературы 461

Монография

Алдухов О.А., Черных И.В.

Методы анализа и интерпретации данных радиозондирования атмосферы

Том 3
Влажность и температура в атмосфере:
статистические характеристики

Подписано к печати 29.12.2015 г. Формат 60×84/16.
Печать офсетная. Печ. л. 28,71. Тираж 165 экз. Заказ № 28.

Отпечатано в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», г. Обнинск, ул. Королёва, 6.