

О.А. Алдухов, И.В. Черных

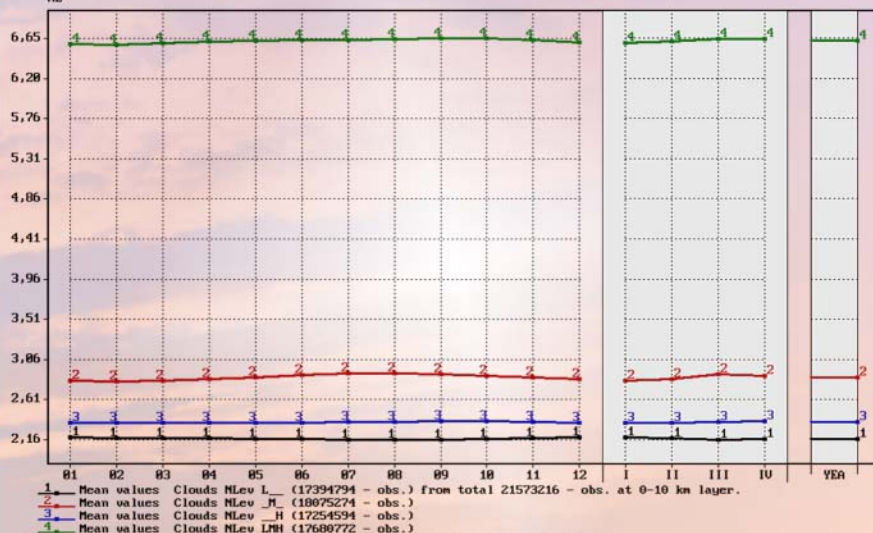
МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

ТОМ 4

ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНОЕ РАССЛОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Mean values Clouds NLev 8-188-8. (Zon89-GLB, 1964-2018 years, 24h UTC).

NL



ОБНИНСК 2023

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 4

ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНОЕ РАССЛОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

*Под редакцией
канд. физ.-мат. наук И.В. Черных*

ОБНИНСК
2023

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 4

TEMPERATURE-HUMIDITY LAYERING OF ATMOSPHERE

Edited by Dr. I.V. Chernykh

OBNINSK
2023

УДК 551.576.1: 551.583.1

О.А. Алдухов, И.В. Черных

МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

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

ISBN 978–5–6048141–9–2 (том 4)

Рецензенты:

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

к. ф.-м. н. *А.В. Хохлова* (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных» (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»)) – заведующая отделом аэрологии.

В томе 4 основное внимание уделено изучению температурно-влажностно-го расслоения атмосферы на облачные слои, восстановленные на основе метода Черных–Ескридж (СЕ-метод) определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, и безоблачные прослойки между ними. Он включает долгопериодные статистические характеристики для параметров облачных слоёв над отдельными регионами Российской Федерации, разными широтами земного шара и земным шаром в целом. Также обсуждаются климатические изменения параметров облачных слоёв, их внутригодовые особенности.

Предназначена для специалистов в гидрометеорологии.

Volume 4 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 temperature-humidity layering of atmosphere into cloud layers reconstructed by Chernykh–Eskridge method (CE-method) for determination of cloud amount and level from temperature and humidity radiosonde observations profiles and layers between them. It includes long-term statistics for parameters of cloud layers over some regions of the Russian Federation, different latitudes of the globe and for the globe as a whole. The climatic changes in cloud layers parameters and its intra-annual features are also discussed.

The monograph is intended for specialists in hydrometeorology.

ISBN 978–5–901579–39–8

ISBN 978–5–6048141–9–2

ПРЕДИСЛОВИЕ

При изменении климата, зафиксированного по данным наблюдений, знания о характере всего комплекса процессов разных пространственных и временных масштабов, происходящих в атмосфере, чрезвычайно важны, так как атмосфера является одной из составных частей климатической системы.

Одним из важнейших источников информации о состоянии атмосферы на протяжении нескольких десятилетий были и остаются радиозондовые данные.

Четвёртый том монографии состоит из четырёх глав.

Облачный покров является важнейшей погодо- и климато-определяющей характеристикой атмосферы, но имеющиеся методы оценки его параметров обладают теми или иными ограничениями. В томе 4 приведены результаты многолетней работы авторов с радиозондовыми данными, в ходе которой проведены климатологические исследования параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы на облачные слои и прослойки между ними, выявленные с использованием авторской методики. СЕ-метод и его апробация были детально описаны в томе 2.

Монография может быть полезна для специалистов в области исследования вертикальной макроструктуры облаков, распределения температуры и влажности в атмосфере, их климатических изменений, для оценки условий распространения электромагнитных волн. Немало полезного могут найти в монографии учёные, работающие в области анализа и моделирования климата атмосферы и его изменения.

Работы по восстановлению количества и границ облачности по данным радиозондирования были частично поддержаны грантом Сороса (Z1000); по исследованию вертикальной структуры облачности – грантами РФФИ № 98-05-64492, 01-05-65285, 01-05-96287, 02-05-64088, 04-05-97207, 07-05-96402; по климатическим исследованиям облачных слоёв над Антарктическим регионом – подпрограммой «Определение изменений в окружающей среде Антарктики в условиях меняющегося климата» Федеральной целевой программы «Мировой океан», по созданию пополняемой базы данных «Срочные данные о границах облачных слоёв, восстановленных по результатам радиозондовых наблюдений температуры и влажности на 58 станциях территории Российской Федерации и соседних регионов за период наблюдений 1964–2018 гг.» – в рамках темы НИТР 2.6. Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет) «Развитие и модернизация технологий ведения (включая технологии обеспечения пользователей) Единого государственного фонда данных о состоянии окружающей среды, её загрязнении» [104]. Основанием для подготовки рукописи тома 4 монографии являлась тема НИТР НИУ РОСГИДРОМЕТА 2.6. на 2022 год «Развитие и модернизация технологий ведения (включая технологии обеспечения пользователей) Единого государственного фонда данных о состоянии окружающей среды, её загрязнении», руководителем которой является д.ф.-м.н. В.М. Шаймарданов.

Авторы монографии выражают искреннюю благодарность всем, кто принял участие в её подготовке и издании, а также к.ф.-м.н. А.В. Хохловой, д.ф.-м.н. А.М. Стерину, д.ф.-м.н. В.М. Шаймарданову, д.г.н. Б.Г. Шерстюкову за поддержку, обсуждение результатов исследований авторов, ценные замечания, позволившие улучшить текст монографии.

Все замечания и пожелания по тому 4 прошу направлять по адресу: 249035, Калужская обл., г. Обнинск, ул. Королёва, 6, Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных.

И.В. Черных

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

В тексте применяются следующие сокращения и обозначения:

Сокращения, обозначения	Расшифровка
АЭРОСТАБ	Глобальный массив срочных аэрологических данных
АЭРОСТАС	Глобальный массив срочных аэрологических данных
AEROCLOUDS	База данных «Срочные данные о границах облачных слоёв, восстановленных по результатам радиозондовых наблюдений температуры и влажности на 58 станциях территории Российской Федерации и соседних регионов за период наблюдений 1964–2018 гг.»
BCV	Всемирное скоординированное время
ГСНК	Глобальная система наблюдений за климатом
КАРДС	Глобальный массив срочных аэрологических данных (CARDS, Comprehensive Aerological Reference Dataset)
ЗШ	Земной шар
СП	Северное полушарие
СПШ	Северные полярные широты
СУШ	Северные умеренные широты
ТРШ	Тропические широты
ЮП	Южное полушарие
ЮУШ	Южные умеренные широты
ЮПШ	Южные полярные широты
ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»	Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных»
NCDC	Национальный климатический центр данных США (National Climatic Data Center, USA)
СЕ-метод	Метод, разработанный И.В. Черных (ВНИИГМИ-МЦД) и Р. Ескриджем (National Climatic Data Center, USA) для определения границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности
GPS	Глобальная система позиционирования

Сокращения, обозначения	Расшифровка
NL	Число облачных слоёв
n	Целое положительное число ($n = 1, 2, 3 \dots$)
$H_{не}$	Высота нижней границы
$H_{ог}$	Высота верхней границы
Th	Суммарная толщина облачных слоёв
Fr	Повторяемость облачных слоёв
h	Высота над уровнем земли
T	Температура воздуха
D	Дефицит точки росы
R	Относительная влажность

ВВЕДЕНИЕ

Результаты метеорологических, аэрологических, спутниковых наблюдений, данных самолётного зондирования атмосферы используются для решения многих оперативных и научных задач, например для изучения изменения климата и динамики атмосферы и океанов [5, 6, 17, 18, 26, 40, 53, 54, 57, 58, 104, 117, 120, 129, 132, 134, 154, 156, 250, 252, 254, 255, 260]. 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 [123]. В последние десятилетия большое внимание уделяется исследованиям климата на уровне земли и в атмосфере, а также его изменениям, зафиксированным по данным наземных, радиозондовых и спутниковых наблюдений [2, 3, 5, 10, 12, 13, 16, 17, 26, 32, 40–44, 47, 48, 53, 66, 73–76, 79, 93, 96, 108–114, 118, 149–152, 160, 161, 166, 171, 173, 175, 180, 182, 184, 192, 198, 201, 216, 223, 224, 226–231, 233, 234, 237, 243, 247, 251, 256, 259, 268, 269, 281, 282, 295, 298, 299, 309, 313, 315, 316, 318, 323, 326, 328, 329, 334, 338, 340, 348, 350, 351, 354, 356, 362, 369, 371, 376, 378, 379, 382, 384, 385, 389–391, 393, 396, 399, 412–414, 419, 435, 440–443, 454, 456, 468, 472, 473, 477, 480, 482, 489, 508]. С использованием моделей климата оцениваются вероятные изменения климата [33, 102, 285, 305, 308, 317, 319, 332, 339, 343, 359, 479, 493, 495, 501, 502], с учётом этих оценок разрабатываются адаптационные программы в экономике [63, 448]. Это обусловлено тем фактом, что изменения климата приводят к увеличению опасных гидрометеорологических явлений, которые наносят огромный экономический ущерб человечеству [136, 481]. Значительное влияние на жизнедеятельность людей оказывают температура и влажность воздуха на уровне земли и в атмосфере, их изучению посвящены многочисленные работы [1, 8, 11, 28, 29, 37, 39, 51, 55, 65, 67, 68, 76, 84, 91, 105–107, 116, 119, 121, 132, 168, 179, 191, 193–195, 204, 225, 237, 242, 257, 264–266, 270, 271, 272, 277, 283, 286, 288, 294, 301, 304, 310, 313, 314, 320, 325, 330, 333, 336, 337, 338, 342, 345, 346, 347, 349, 357, 362, 364, 365, 377, 383, 386, 400, 407, 414, 422, 425–429, 431, 433, 439, 450, 460, 461, 470, 483, 485, 486, 494, 506, 509, 512–514]. Кроме того, водяной пар является одним из основных парниковых газов, наряду с углекислым газом, метаном и озоном [102, 103, 344]. Наличие водяного пара в атмосфере необходимо для выпадения осадков [14, 101, 131, 151, 158, 164, 165, 174, 197, 244, 249, 281, 282, 301, 322, 324, 394, 395, 398, 401, 404, 434, 449, 504, 505, 510, 515]. Визуализацией сложных термодинамических процессов, происходящих в атмосфере, является образование и рассеивание облаков [23–25].

Для климатических исследований создаются многочисленные специализированные массивы данных наблюдений [4, 6, 90, 98, 99, 104, 134, 143, 154, 169, 174, 183, 242, 248, 257, 260, 291, 293, 296, 300, 350, 360, 415, 416, 417, 459, 465, 471, 484], а также версии реанализов, являющиеся объединением данных наблюдений и расчётов с использованием моделей [88, 98, 186, 187, 240, 242, 250, 311, 321, 350, 423, 439, 445, 447, 457, 467, 475, 506].

Актуальной проблемой также является прогноз погоды, включающий информацию о температуре воздуха, влажности, ветре, осадках [129, 241, 292]. 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.) [6, 9]. Очень важно использовать данные наблюдений с минимальными ошибками, потому что использование ошибочных данных может привести к неправильным выводам [332]. 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, 9, 129].

Требования к точности и дискретности данных о вертикальном распределении температуры и влажности в атмосфере с развитием науки и техники резко возрастают [8, 123]. Расширяется интерес к тонкой структуре полей метеозлементов и их пространственно-временной изменчивости [123].

Облачность является одним из важнейших параметров климатической системы. В документах Межправительственной группы экспертов по изменению климата [230, 231] подчёркивается, что облачный покров служит самым мощным и самым изменчивым регулятором радиационного режима атмосферы и подстилающей поверхности. Вопрос о влиянии облачности на радиацию и климат рассматривается в многочисленных работах, например в [70, 71, 80, 159, 402]. Интенсивность приходящей и уходящей радиации зависит от сезона, времени дня [202, 490], а также от форм облаков [27, 135], высоты облачности, её балльности, вертикальной мощности, микро- и макроструктуры, оптических свойств [70, 80, 83, 122]. В частности, согласно [202, 402], увеличение облачности верхнего яруса ведёт к потеплению климата, в то время как облаков нижнего яруса – к охлаждающему эффекту. Изменения в количестве облачности могут уменьшить или усилить глобальное потепление [202]. В связи с этим параметры облачного покрова играют важную роль в моделях изменения климата [63, 71, 80, 231, 316, 317, 415, 479], а также при решении различных проблем по обработке спутниковой информации [73, 120, 121, 200, 263, 417].

Изучение облачности проводится на основе наземных [331, 409, 421] и спутниковых [19, 20, 190, 307, 373, 466] наблюдений, самолётного зондирования атмосферы [23–25, 54, 97], с использованием моделей [241, 245, 274, 275, 276, 287, 368, 370, 372, 421, 438, 466], для её комплексного изучения проводятся эксперименты с использованием приборов, расположенных на разных платформах наблюдения [77, 142, 235, 374]. Нижняя граница слоистых и слоисто-кучевых облаков расположена в пограничном слое атмосферы [30]. В [491, 492] представлены статистические характеристики глобального количества облачности и повторяемости её разных форм, полученные на основе наземных наблюдений над сушей и океаном. Изучение трендов количества облачности глобального и регионального масштаба осреднения проводится на основе наземных и спутниковых наблюдений [352, 380, 463, 490, 503]. Вертикальная структура облачности, распределение многослойных облаков в атмосфере оказывает влияние на динамику

атмосферы, радиационный баланс на поверхности земли и в атмосфере [51, 59, 70, 71, 78, 94, 153, 159, 162, 178, 199, 231, 239, 353, 358, 363, 402, 415, 432, 469, 496]. Неопределённость в климатических изменениях облачности остаётся одной из самых сложных проблем в исследованиях изменения климата Земли [130, 230, 231, 295, 405, 408, 511]. В [411] отмечается, что одним из основных направлений в изучении облаков является определение многослойной облачности, исследование её вертикальной структуры, получение её климатических характеристик.

Таким образом, высота верхней и нижней границ облачности, толщина облачного покрова относятся к числу основных параметров, влияющих на количество радиации, приходящей к поверхности Земли. Формирование и рассеивание облачности очень чувствительно к изменению распределения температуры и влажности в атмосфере. В то же время изменение облачности оказывает обратное влияние на изменение совместного распределения температуры и влажности [231]. Чтобы оценить происходящие изменения таких параметров облачности, как нижняя и верхняя граница облачности, её суммарная толщина, число облачных слоёв, необходимо иметь длинные временные ряды таких наблюдений. Из вышесказанного следует актуальность использования для климатических исследований дополнительных источников информации об облачности, например данных радиозондирования атмосферы.

Для определения характеристик облачности, её макро- и микроструктуры используются наземные визуальные наблюдения и аппаратные измерения со спутника, самолёта, с поверхности земли. Все методы наблюдений имеют свои особенности, в частности в связи с разной чувствительностью приборов к параметрам элементов облака, например к фазовому состоянию, размерам капель или кристаллов [7, 77, 142, 302, 306, 335, 341, 355, 361, 387, 388, 403], поэтому в [77] предлагается различать такие классы облаков, как спутниковые, визуально видимые, видимые радиолокационными станциями, видимые лидаром, регистрируемые самолётной аппаратурой, предназначенной для микроструктурных измерений, видимые на основе моделей. Ряд исследований, проводившихся с целью изучения точности разных методов измерения высоты облаков, показал взаимосогласованность измерений, сделанных разными способами [7, 77, 142, 157, 361, 374, 417, 418, 511].

Определение глобальных климатических характеристик вертикальной структуры облачности невозможно по данным визуальных наземных наблюдений за облаками, данные наземных инструментальных наблюдений и с борта самолёта также имеют локальный характер [7, 54, 84, 181, 189, 289, 511]. В последние десятилетия появилась информация о вертикальной макроструктуре облаков, полученная с помощью аппаратуры, установленной на спутниках [7, 200, 263, 418].

Уникальные возможности для климатологии облачности [7, 138–142, 144–149, 205–221, 456] предоставляет созданный усилиями многих стран массив аэрологических данных КАРДС (CARDS, Comprehensive Aerological Reference Data Set) [169, 260, 484], так как он содержит максимально

длинные временные ряды профилей аэрологических параметров атмосферы, включая температуру и влажность, на глобальной сети аэрологических станций. Именно создание КАРДС стимулировало развитие разработанных ранее методов восстановления границ облачности [260]. При этом метод восстановления характеристик облачности по профилям температуры и влажности должен быть слабо чувствителен к неоднородностям аэрологических массивов, обусловленных сменой датчиков и технологий радиозондовых наблюдений [57, 267, 507]. Примером такого метода является СЕ-метод [7, 142, 222].

Большой интерес вызывает изучение вертикальной структуры облачности, восстановленной по данным радиозондирования, с целью определения климатических характеристик её параметров [7, 8, 54, 138–149, 205–208, 211–215, 219–222, 263, 397, 418, 487, 511]. Это обусловлено тем, что данные радиозондовых наблюдений собраны за достаточно длинный период и плотно покрывают территорию земного шара (особенно Северное полушарие) [4, 6, 99, 108, 250, 260–262, 484].

В данной работе предметом исследования является температурно-влажностное расслоение в атмосфере от поверхности земли до высоты 10 км на облачные слои (ОС), восстановленные на основе метода Черных–Ескридж (СЕ-метода) [7, 142, 222] определения границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности, и безоблачные прослойки между ними; рассмотрен вопрос о пространственно-временной изменчивости его параметров (повторяемости ОС, их числа, суммарной толщины, высоты нижней и верхней границ). СЕ-метод разработан И.В. Черных (ВНИИГМИ-МЦД, Россия) и Р.Е. Ескриджем (NCDC, Национальный климатический центр данных, США) [221, 260] в рамках российско-американского проекта по созданию КАРДС (CARDS, Comprehensive Aerological Reference Dataset) [6, 260, 484] под эгидой ВМО и затем исследован в [142, 221]. Наличие длительных рядов радиозондовых наблюдений и степень освещённости этими данными территории земного шара позволило при их анализе с использованием СЕ-метода получить много полезной информации о предмете исследования.

Используемый для определения параметров вертикальной структуры облачных слоёв СЕ-метод определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы [7, 142, 222], был разработан с целью исследования климатических характеристик вертикальной структуры облачности и её долгопериодных изменений как в региональном, так и в глобальном масштабах. Он использовался в NCDC в модели коррекции температуры в исторических данных радиозондирования атмосферы с учётом облачности [7] и в работах по климатическим исследованиям параметров облачности на основе данных КАРДС [138–141, 144–152, 205, 206, 208–216, 218, 219, 221, 456].

Для апробации СЕ-метода в [7, 222] проведён анализ корректности определения яруса, количества облаков, точности его определения для нижней, средней и верхней облачности, а также для отдельных её форм (St, Sc, Cu, As, Ac, Ci, Cc, Cs), для плотных и тонких облачных слоёв. Авторами

[7, 142, 222] и независимыми экспертами [374] 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 небулосвода разными методами, проанализирована чувствительность методов определения облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы к изменению разрешения профилей [142, 207]. Результаты, полученные с помощью СЕ-метода, отражают наличие отдельных облачных слоёв и безоблачных прослоек [7, 142, 220], что позволяет объективно оценить их число и суммарную толщину, повторяемость в разных слоях атмосферы.

Первая глава монографии посвящена описанию использованных для исследования температурно-влажностного расслоения в слое атмосферы 0–10 км исходных данных радиозондирования, СЕ-метода восстановления границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности и методов статистической обработки параметров восстановленных облачных слоёв.

Исследованию климата параметров восстановленных облачных слоёв и его изменению под земного шара посвящена вторая глава.

В разделах 2.1 и 2.2 на основе глобального аэрологического массива и СЕ-метода определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности представлены оценки для параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы от поверхности земли до высоты 10 км на облачные слои и прослойки между ними. Расчёты проведены по данным за период наблюдений 1964–1998 гг. Для уточнения особенностей температурно-влажностного расслоения атмосферы в пространстве и времени построены географические распределения для января и июля за многолетний период для средних значений и среднеквадратических отклонений изучаемых параметров с учётом количества облачности, определены амплитуды их региональных изменений. В разделе 2.1 в качестве характеристик температурно-влажностного расслоения над земным шаром выбраны нижняя и верхняя границы облачных слоёв, их суммарная толщина и повторяемость, в разделе 2.2 – суммарная толщина и повторяемость облачных слоёв, рассмотрены региональные особенности их распределения для Северного (СП) и Южного (ЮП) полушарий для января и июля. Полученные результаты уточняют особенности вертикальной структуры ОС с различным количеством облачности в пространстве и времени.

Раздел 2.3 посвящён анализу географических распределений долгопериодных оценок числа облачных слоёв над территорией земного шара (ЗШ), полученных на основе глобальных данных радиозондирования атмосферы за 1964–2017 гг.

В третьей главе изучены особенности климата повторяемости и числа восстановленных облачных слоёв и его климатических изменений для разных широтных зон земного шара за 1964–2018 гг.

В разделе 3.1 рассмотрена задача о пространственно-временных изменениях повторяемости облачных слоёв, восстановленных по данным

радиозондирования на глобальной аэрологической сети для высоких, умеренных и низких широт земного шара. Для её решения были рассчитаны многолетние оценки повторяемости ОС для месяцев, сезонов и года, проанализирован годовой ход соответствующих статистических характеристик с учётом широтных зон обоих полушарий ЗШ. Результаты получены с детализацией по градациям количества облачности и атмосферным слоям.

В разделе 3.2 рассмотрена задача о вертикальном распределении средних значений различного масштаба осреднения числа облачных слоёв с разным количеством облачности. Обсуждаются тренды соответствующих аномалий для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над уровнем земли для пяти широтных зон земного шара: над северными полярными (СПШ) и умеренными (СУШ) широтами; над тропическими широтами (ТПШ); над южными умеренными (ЮУШ) и полярными (ЮПШ) широтами на фоне соответствующих оценок для земного шара в целом. Представлены многолетние средние числа ОС с количеством облачности в градациях 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода в перечисленных атмосферных слоях и тренды соответствующих аномалий для различных широтных зон и ЗШ в целом. Вычисления были выполнены для месяцев, сезонов и года в целом. Получены диапазоны внутригодовых изменений среднемесячных значений числа облачных слоёв и трендов их аномалий. Проведён анализ полученных результатов для каждой широтной зоны и проведено сравнение с результатами для земного шара.

В разделе 3.3 рассмотрена задача о долгопериодных внутригодовых изменениях многолетних средних значений числа облачных слоёв различного масштаба осреднения и трендов соответствующих аномалий для Северного и Южного полушарий. Были рассчитаны соответствующие статистики, определены диапазоны внутригодовых изменений среднемесячных значений числа облачных слоёв и трендов их аномалий для Северного и Южного полушарий на фоне глобальных оценок с детализацией по градациям количества облаков и слоям атмосферы.

В главе 4 приведены оценки параметров облачных слоёв и их климатических изменений по данным станций территории Российской Федерации.

В разделе 4.1 представлены оценки параметров вертикальной макроструктуры облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы на аэрологических станциях Глобальной системы наблюдений за климатом (ГСНК) территории РФ за 1964–2017 гг. Предметом исследования в нём является вертикальная макроструктура облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности с помощью СЕ-метода, в слое от уровня земли до высоты 10 км. Рассмотрен вопрос о многолетних внутригодовых изменениях параметров ОС в пространстве и времени для аэрологических станций ГСНК, расположенных на территории европейской части (ЕЧ) Российской Федерации (РФ), Западно-Сибирского района (ЗСР) и Восточно-Сибирского района (ВСР) РФ, за 1964–2017 гг. В качестве параметров ОС выбраны их повторяемость, число слоёв, суммарная толщина, высоты нижней и верхней границ.

В разделе 4.2 детально рассмотрен вопрос о пространственно-временных изменениях числа ОС, восстановленных по данным радиозондирования атмосферы за 1964–2014 годы на 16 российских станциях, расположенных в разных широтах и климатических районах. Проведено сравнение числа переданных уровней в аэрологической телеграмме и максимального числа облачных слоёв в атмосферном слое 0–10 км.

Согласно многочисленным исследованиям [1, 6–8, 56–58, 60, 62, 64, 67, 109–111, 119, 123–128, 139, 140, 142, 163, 167, 170, 185, 207, 220, 222, 250, 257, 258, 260, 267, 269, 273, 278–280, 303, 367, 406, 413, 414, 424, 436, 451, 464, 499, 507, 509], основными причинами неоднородности результатов измерений значений температуры и влажности в глобальных исторических аэрологических массивах являются следующие: во-первых, увеличение числа передаваемых уровней в аэрологической телеграмме, обусловленное развитием системы радиозондовых наблюдений; во-вторых, смена датчиков температуры и влажности. В разделе 4.3 рассмотрена задача о долгопериодных пространственно-временных изменениях числа облачных слоёв и числа уровней зондирования. Представлены оценки диапазонов изменений средних значений и максимального числа облачных слоёв, трендов аномалий числа облачных слоёв и характеристик радиозондирования; проведён анализ расчётов срочных данных о числе облачных слоёв и изменения числа уровней зондирования в исторических аэрологических массивах. Выполнено сравнение полученных результатов для российских и зарубежных станций из соседних с РФ регионов. Расчёты были выполнены на основе данных радиозондирования за период 1964–2019 гг.

Большой интерес представляет задача выяснения роли полей метеовеличин, взаимодействующих между собой, в современном потеплении в Арктике [8, 12, 13, 18, 31, 34, 40, 47, 50, 76, 78, 95, 133, 138, 152, 164, 165, 188, 198, 203, 206, 211, 212, 217, 230, 235, 236, 246, 252, 253, 392, 410, 439, 446, 458, 476, 516]. В разделе 4.4 на основе данных радиозондирования атмосферы за 1964–2014 гг. получены диапазоны изменений статистических характеристик параметров сплошных облачных слоёв (их повторяемости, числа, высот нижней и верхней границ, суммарной толщины), восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности с помощью СЕ-метод, в разных атмосферных слоях над Арктикой РФ, а также синхронные оценки их пространственно-временных изменений и приземной температуры.

В [8, 146, 147, 221] авторами было проведено исследование постановочных климатических характеристик параметров вертикальной макроструктуры восстановленных облачных слоёв с учётом количества облаков для Российской Арктики, а также их повторяемости для разных широтных зон земного шара [148] за период 1964–2017 гг. В разделе 4.5 изложены результаты исследования внутригодовых изменений многолетних средних сезонных (подразумеваются сезоны Северного полушария) значений повторяемости, числа слоёв, суммарной толщины, высоты нижней и верхней границы сплошных облачных слоёв над Арктикой в слое от уровня земли до высоты 10 км. Расчёты были проведены для атмосферных слоёв 0–2, 2–6,

6–10, 0–10 км над уровнем земли. Результаты представлены для Арктики и земного шара в целом с целью сопоставления результатов, полученных за один период наблюдений и по единой методике расчётов.

В разделе 4.6 предметом исследования является вертикальная макро-структура облачных слоёв в слое атмосферы 0–10 км над уровнем земли. Рассмотрен вопрос о долгопериодных средних годовых значениях параметров облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности неба-свода для аэрологических станций, расположенных на территории Российской Федерации и ближнего зарубежья за период наблюдения 1964–2018 гг. В качестве параметров облачных слоёв выбраны их суммарная толщина, высоты нижней и верхней границ, повторяемость. Также приведены оценки для суммарной толщины безоблачных прослоек между облачными слоями. Приведены оценки диапазонов изменений долгопериодных средних годовых станционных значений перечисленных параметров; проведён их анализ. Выполнено сравнение полученных результатов для российских и зарубежных станций из соседних с РФ регионов.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНОГО РАССЛОЕНИЯ В СЛОЕ АТМОСФЕРЫ 0–10 КМ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Изучению вертикальной структуры атмосферы по данным наблюдений уделяется большое внимание [7, 8, 15, 19, 24, 27, 28, 37–39, 45, 46, 52, 68, 69, 84, 97, 120, 135, 139, 142, 147, 157, 220–222, 232, 260, 261, 263, 374, 418, 437, 487, 488, 511] в связи с большой важностью знаний о ней для научных и прикладных задач, например при изучении переноса лучистой энергии в атмосфере, для оценки условий распространения электромагнитных волн и нужд авиации [37, 54, 61, 85, 86, 122, 123, 142, 147, 156, 157, 327, 420, 498]. В частности, значительный интерес проявляется к изучению вертикальной макроструктуры облачности, восстановленной по данным радиозондирования, с целью определения её долгопериодных характеристик [7, 8, 54, 138–149, 205–208, 211–215, 219–222, 263, 397, 418, 487, 488, 511], так как данные радиозондирования собраны за достаточно длинный период наблюдений [4, 6, 99, 108, 250, 260, 484].

В монографии под температурно-влажностным расслоением атмосферы понимается расслоение на облачные слои, определённые с использованием СЕ-метода восстановления границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности, и безоблачные прослойки между ними.

В данной главе описаны данные и методы, используемые для климатологических исследований параметров температурно-влажностного расслоения в атмосферном слое от уровня подстилающей поверхности до высоты 10 км, а именно:

- особенности данных радиозондирования, их долгопериодных массивов, необходимость разработки для климатических исследований параметров вертикальной макроструктуры облачных слоёв метода их определения слабо чувствительного к неоднородностям исторических аэрологических массивов;
- СЕ-метод восстановления границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности; оценка погрешности определения границ облачных слоёв с учётом инерционности приборов; сравнение границ облачности, восстановленных и истинных; преимущества использования СЕ-метода, ограничения использования СЕ-метода; характеристика многолетних визуальных данных за облаками, использованных при его апробации; примеры применения СЕ-метода в случаях наблюдения облачности нижнего, среднего, верхнего ярусов, безоблачного небосвода; сравнение результатов восстановления границ и количества облачности с данными визуальных наземных наблюдений; с данными эксперимента

SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean, США); основные результаты апробации CE-метода;

- методы расчёта статистических характеристик параметров облачных слоёв;

- методы интерполяции;

- методы визуализации и сглаживания.

К изучаемым параметрам температурно-влажностного расслоения атмосферы относятся границы облачных слоёв с учётом градации количества облаков, их число, суммарная толщина.

Перед описанием метода восстановления границ облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, полезно напомнить формальное определение облаков и их нижней границы, а также методы реального её определения при визуальных наблюдениях и при самолётном зондировании, толщины облачности при спутниковых наблюдениях, особенности определения многослойной облачности с использованием лидаров и радаров.

К атмосферным облакам в физике облаков относят атмосферные образования, состоящие из продуктов конденсации водяного пара – скоплений в атмосфере капель воды и водных растворов и(или) ледяных кристаллов [78]. Из подобных же частиц состоят и некоторые другие атмосферные образования, такие как туманы, дымки, осадки. Их отличие от облаков заключается в расположении относительно земли (например туманы и облака) или в концентрации частиц разных размеров (облака, дымки, осадки). Границы, разделяющие понятия приподнятых туманов, облаков и дымки друг от друга, довольно размыты и субъективны [78].

Визуально видимые облака – это скопление продуктов конденсации водяного пара в атмосфере, видимые наблюдателем с поверхности земли или летательного аппарата невооруженным глазом. Эти облака затеняют звёзды ночью при наблюдениях снизу и наземные предметы и огни при наблюдениях сверху. При визуальных наблюдениях с самолёта верхние и нижние границы облаков фиксируются по потере видимости горизонта [57].

Время, в течение которого формируется облачность, колеблется от нескольких часов до десятков часов. Процесс трансформации и рассеивания облачности занимает (по порядку величины) столько же времени, сколько и процесс формирования облачности [82].

Облака являются результатом конденсации водяного пара, на содержание и фазовые переходы которого сильное влияние оказывает температура. При этом облака по отношению к полю температуры выступают в роли своеобразного регулятора с обратной связью. Возникнув под влиянием изменения температуры, облака в процессе эволюции оказывают существенное обратное влияние (через изменение конденсационных, радиационных и турбулентных притоков тепла) на поле температуры [82, 230, 231]. Фазовые преобразования воды в атмосфере чрезвычайно сложны и зависят от физических процессов разного масштаба [82]. Формирование различных форм облаков [497] можно рассматривать как процесс визуализации сложных термодинамических процессов, которые происходят в атмосфере

[15, 30]. Условия формирования облачности чрезвычайно разнообразны, а число факторов, от которых зависят горизонтальные и вертикальные размеры облачности, вид профилей водности, положение границ облачности в пространстве и др., весьма велико. Вертикальные движения, адвекция и турбулентный обмен служат наиболее важными факторами формирования облачности [25, 82].

Среди метеорологических величин, измеряемых при зондировании атмосферы, температура и влажность наиболее взаимосвязаны с облачностью. Результаты исследований изменения их значений под воздействием облачности по данным самолётных и радиозондовых наблюдений приведено в [54, 78, 97, 204]. В [7, 24, 78, 222, 487] изучалось влияние облачности не только на абсолютные значения наблюдаемых метеовеличин, но и на их вертикальные градиенты. Несмотря на разнообразие факторов, влияющих на образование облачности, было установлено, что необходимым условием для её образования является низкое значение дефицита точки росы или высокая относительная влажность в атмосферном слое [7, 54, 57, 97].

Формально нижняя граница облаков определяется как уровень конденсации. Однако конденсация происходит не мгновенно, а постепенно, по мере подъёма воздуха. В атмосфере на уровне конденсации водяного пара образуется дымка, постепенно уплотняющаяся по мере увеличения концентрации облачных частиц и их укрупнения [23]. В [7, 23] уточняется понятие нижней кромки облаков как трёхмерного слоя увеличивающейся оптической плотности со сложноколебательными изменениями различных уровней плотности. Высоты облаков, измеренные различными способами, нельзя непосредственно сравнивать между собой, так как они относятся к различным уровням в облаке [7, 77]. Поэтому актуальной задачей является сравнительный анализ результатов, полученных различными методами [7, 77, 235, 361, 374, 418, 430].

Нижняя граница слоистых облаков имеет сложную структуру, что обусловлено особенностями её формирования и поведения. На уровне конденсации водяного пара, где теоретически должна располагаться нижняя граница слоистых облаков, сконденсированной влаги ещё недостаточно, чтобы нижняя граница была достаточно отчётливой. Требуется ещё некоторое увеличение концентрации капель и их укрупнение. Для этого нужно, чтобы температура воздуха стала несколько ниже температуры конденсации. На уровне температуры конденсации образуется дымка, постепенно уплотняющаяся по мере понижения температуры. Так, под слоистыми облаками возникает подоблачная дымка, начинающаяся с лёгкого помутнения атмосферы и постепенно переходящая в облачный слой [23, 57].

По данным С.М. Шметтера [162], нижняя граница облачности наблюдателем всегда отмечается выше уровня конденсации, поскольку глаз начинает видеть облако (т.е. перестаёт видеть шар-зонд) лишь после того, как размеры капель и их концентрация превзойдут некоторую определённую величину; различие высот при этом может составлять сотни метров.

Актуальной задачей является идентификация состояния небосвода в безоблачных условиях, условиях тонких облачных слоёв и дымки, которые

характерны для верхних слоёв тропосферы и различаются только при самолётном зондировании [162]. Спутники часто не позволяют выявлять такие слои [83, 142]. Радары также не позволяют их детектировать вследствие малых размеров и малой концентрации формирующих их облачных частиц, так как эхо радара зависит от концентрации частиц и имеет зависимость шестого порядка от их размера [77]. Мелкие кристаллы позволяет детектировать лидар [77]. Однако при наличии на определённом уровне слоя с водной фазой он не позволяет получить информацию об облачности выше этого слоя [78, 142, 235].

Процессы формирования и рассеяния облачности очень чувствительны к изменениям распределения температуры и влажности в атмосфере [82]. Этот факт даёт дополнительную возможность для определения облачных слоёв по профилям температуры и влажности [15, 52, 54, 222, 260, 397, 418, 487]. Выявленные таким образом облачные слои можно отнести к группе облаков, определяемых по данным радиозондирования атмосферы с помощью датчиков температуры и влажности. Проблема определения границ и количества облаков по профилям температуры и влажности актуальна по следующим причинам. Во-первых, наземные визуальные наблюдения за облаками крайне важны для изучения климатологии облачности, однако при сплошном покрытии небосвода облаками нижнего или среднего ярусов они не дают информации о вышележащих слоях облаков [7, 130, 236, 397]. Во-вторых, ни наземные, ни спутниковые наблюдения не дают надёжной информации о толщине облачности [7, 130, 397, 487]. При этом стоит отметить, что в последние годы уделяется большое внимание изучению облаков с использованием аппаратуры, установленной на спутниках [200, 203, 415–418, 455]. В-третьих, для высокоширотных регионов эта задача актуальна вследствие больших трудностей наблюдения за облаками в специфических условиях Арктики [7, 203, 235, 236, 253, 254, 397, 514] и Антарктики [7, 472, 514]. И, наконец, локальный характер и недостаточная длительность измерений с самолётов [54], с помощью облакомеров, радаров и лидаров ограничивают применение полученных результатов для исследования глобальных долговременных изменений облачности.

Как отмечалось выше, уникальные возможности для климатологии облачности [7, 138–142, 144–149, 205–221, 456] предоставляет массив аэрологических данных КАРДС [169, 260, 484], так как он содержит максимально длинные временные ряды профилей аэрологических параметров атмосферы, включая температуру и влажность, на глобальной сети аэрологических станций. Именно создание КАРДС стимулировало развитие разработанных ранее методов восстановления границ облачности [260]. При этом метод восстановления характеристик облачности по профилям температуры и влажности должен быть слабо чувствителен к неоднородностям аэрологических массивов, обусловленных сменой датчиков и технологий радиозондовых наблюдений [57, 267, 507]. Примером такого метода является СЕ-метод [7, 142, 222].

Работы по определению параметров облачности, таких как её границы и количество, по данным самолётного и аэрологического зондирования

атмосферы проводились как отечественными [7, 15, 48, 54], так и зарубежными [221, 222, 397, 487] учёными. Однако в основном методы были основаны на использовании непосредственно измеренных значений температуры и влажности, поэтому в значительной степени зависят от инерционных свойств датчиков, что затрудняет их использование при работе с глобальными массивами данных (и массивом данных КАРДС в частности) вследствие временной и пространственной неоднородности данных [172, 260, 267, 273, 372, 436, 453].

1.1. Исходные данные

1.1.1. Исходные данные радиозондирования, использованные при климатических исследованиях

Данные радиозондирования до настоящего времени остаются одним из основных источников о температуре и влажности в атмосфере. Напомним, что радиозондом называется радиотехнический прибор, поднимаемый в атмосферу на свободно летящем шаре. Он служит для измерения физических величин, характеризующих состояние атмосферы на разных высотах, и передачи результатов измерений в виде телеметрической информации на наземную станцию слежения [57]. В настоящее время в разных странах создана специальная сеть пунктов радиозондирования, на каждом из которых подъёмы приборов осуществляются ежедневно 1–4 раза в сутки. Сеть аэрологических станций в СССР являлась составной частью Государственной системы наблюдений и контроля природной среды и климата и включала свыше 220 постов [57]. Результатом деятельности аэрологической сети являются оперативные сведения о состоянии атмосферы в слое от земной поверхности до высоты 30–35 км [40, 57]. Метеорологические величины (температура воздуха, давление, влажность и др.) при радиозондировании измеряются с помощью различных датчиков.

Температура, измеренная аэрологическими приборами, всегда несколько отличается от истинной, т. е. имеет погрешность [35, 36], источники которой могут быть различными. Наиболее существенно показания термометров искажаются под действием солнечной радиации, инерции, а также вследствие их реакции на облачность и осадки [6, 57, 328]. При обработке радиозондовых данных для устранения влияния солнечной радиации в показания температуры вводятся так называемые радиационные поправки [57, 328]. Характеристиками скорости реакции датчика является постоянная времени – время, необходимое для того, чтобы датчик температуры прореагировал на 63 % от внезапного изменения температуры, и коэффициент инерции термометра – время, в течение которого первоначальная разность температур термометра и среды уменьшится в e (2,72) раз, т. е. достигнет 37 % первоначального значения [57]. Для датчиков температуры постоянная времени обычно не превышает 5 с на уровне 1000 гПа и 13,5 с на уровне 100 гПа [57].

Из характеристик влагосодержания атмосферы в аэрологии обычно употребляются относительная влажность и дефицит точки росы. Наиболее

распространенными приборами для измерения относительной влажности являются измерительные преобразователи (датчики), волосные гигрометры, гигрометры точки росы, психрометры. Датчики в свою очередь бывают плёночные, хлоридно-литиевые, резистивные (угольные), металлооксидные, ёмкостные, кварцевые [57]. Для большинства используемых датчиков при положительных температурах погрешности измерений относительной влажности не превышают 5 %. При температурах от -20 до -40 °C погрешности существенно увеличиваются [57]. На точность измерения относительной влажности, независимо от модели датчика влажности, оказывают влияние величина и/или знак градиента температуры, величина относительной влажности, давления и солнечной радиации [57]. В основном погрешности почти всех датчиков возникают вследствие замедленной скорости их реакции на изменение влажности при низких температурах, когда она сильно запаздывает из-за торможения процесса влагообмена при малых количествах водяного пара (давление водяного пара при температуре -40 °C составляет менее одной двухсотой от давления при температуре 30 °C) [57]. Постоянная времени может принимать существенно разные значения для разных датчиков (от 0,3 с при 20 °C для тонкоплёночного угольного датчика, применяемого на радиозондах VIZ и AIR, до 200 с при -30 °C – для плёночного датчика, используемого в Китае, России, Франции [57, 142, 221]).

Предметом особого внимания при использовании радиозондовых данных для климатических оценок являются качество и однородность данных, используемых при расчётах [6, 8, 79, 91, 92, 100, 107-111, 114, 116, 118, 169, 172, 177, 250, 257, 260, 267, 269, 367, 406, 413, 414, 436, 437, 507]. Анализ данных аэрологических наблюдений имеет свою специфику по сравнению с другими метеорологическими наблюдениями [74, 192, 226, 237, 251, 268, 284, 312, 453, 500], так как на многих уровнях в атмосфере имеется множество пропусков. Основная причина этого – недостаточная высота подъёма радиозонда [6, 8, 108].

Данные по тропосфере являются более благополучными как в отношении обеспеченности, так и относительно возникновения систематических ошибок, связанных с максимальной высотой полёта зондов [6, 8, 108]. Однако, кроме изменений максимальной высоты полётов зондов, существуют и другие источники возможной неоднородности рядов температуры и влажности, полученных по данным радиозондирования (недостаточное количество точек наблюдения и их неравномерное географическое распределение, смена наблюдательных приборов и датчиков, изменения методик, алгоритмов и программ обработки и т.д.), влияние которых проявляется для оценок температуры и влажности в атмосфере [1, 6–8, 56–58, 60, 62, 64, 67, 109–111, 119, 123–128, 139, 163, 167, 170, 185, 207, 220, 222, 250, 257, 258, 260, 267, 269, 273, 278–280, 303, 367, 406, 413, 414, 424, 436, 451, 464, 499, 507, 509].

В монографии в качестве информационной базы использовались данные за период наблюдений начиная с 1964 года из глобального массива радиозондовых наблюдений KAPDC (CARDS, Comprehensive Aerological Reference Dataset) [6, 260, 484], дополненного текущими данными из массивов

АЭРОСТАБ [4] и АЭРОСТАС [99]. Данные прошли процедуру комплексного контроля качества [6]. Следует отметить, что значительная часть исследований специально выполнена за два периода: за 35-летний – с 1964 по 1998 год и 55-летний – с 1964 по 2018 год.

При исследованиях за период 1964–1998 гг. был использован проконтролированный глобальный массив радиозондовых наблюдений КАРДС. Выбор данного периода обусловлен несколькими причинами: во-первых, на глобальной аэрологической сети данных радиозондовых наблюдений в Южном полушарии в конце 1950-х – начале 1960-х годов недостаточно для климатических расчётов [6, 108]; во-вторых, значительная часть исследований долгопериодных изменений метеорологических величин и характеристик облачности проводилась за различные периоды и сроки наблюдения, различается масштабами пространственного обобщения и другими методическими особенностями, что усложняет процесс сравнения результатов [110, 130, 202, 238, 252–255, 290, 297]. Поэтому для возможности комплексного анализа параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы и их климатических изменений за один период наблюдений и по одной методике расчётов были систематизированы результаты для глобальной атмосферы [7, 220, 221] 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-е и 1980-е годы [130, 202].

При исследованиях авторов за период 1964–2018 гг. использовались данные из массива КАРДС, пополненного текущими данными из массивов АЭРОСТАБ и АЭРОСТАС. Представленные в томе 4 результаты за период 1964–2018 гг. являются частью комплексного исследования вертикальной макроструктуры атмосферы и её изменений за указанный период.

Одной из основных характеристик радиозондирования атмосферы является его вертикальное разрешение; в долгопериодных массивах возможно его изменение со временем [7, 139, 220, 437]: в основном оно увеличивается в связи с развитием системы радиозондирования. За 1964–2017 гг. многолетнее глобальное среднее разрешение для слоя атмосферы 0–30 км составляет около 0,7 км, для нижнего слоя тропосферы оно существенно более высокое и составляет около 0,4 км, соответственно, многолетнее глобальное среднее число уровней наблюдения составляет 42 уровня и 8 уровней.

Исторические данные по влажности являются неоднородными в большинстве стран по следующим причинам: во-первых, в разных странах используются различные датчики; во-вторых, отсутствуют интернациональные стандарты по преобразованию наблюдений за относительной влажностью в дефицит точки росы; в-третьих, проводилась смена датчиков влажности; в-четвёртых, на точность измерения относительной влажности, независимо от модели датчика, оказывает влияние величина относительной влажности, давления и солнечной радиации, а также величина и/или знак градиента температуры [7, 57, 142, 170, 220, 260, 267, 268, 273, 372].

В аэрологической телеграмме в соответствии с кодом КН-04 [89] значения температуры T и относительной влажности R представлены с точностью до 0,1 °C и 0,1 % соответственно. Напомним, что для датчиков температуры постоянная времени обычно не превышает 5 с на уровне 1000 гПа и 13,5 с на уровне 100 гПа. Для большинства используемых датчиков влажности при положительных температурах погрешности измерений относительной влажности не превышают 5 %, но при температурах от –20 до –40 °C они существенно увеличиваются. Значения постоянной времени разных датчиков влажности могут существенно различаться, например от 0,3 с при 20 °C для тонкоплёночного угольного датчика, применяемого на радиозондах VIZ и AIR, до 200 с при –30 °C – для плёночного датчика, используемого в Китае, России, Франции [7, 21, 22, 57, 142].

В многочисленных исследованиях [15, 23–25, 52, 54, 97, 162, 418, 487, 488, 511] отмечено, что наличие облачных слоёв в основном отражается на значениях температуры и влажности в атмосфере. Следовательно, их пересечение радиозондом должно привести к изменениям в показаниях соответствующих датчиков. Для климатических исследований параметров вертикальной макроструктуры облачных слоёв желательно использовать метод их определения, который слабо чувствителен к неоднородностям долгопериодных аэрологических массивов, обусловленных сменой датчиков и технологией радиозондовых наблюдений, в частности возможным изменением разрешения радиозондирования. Результаты применения методов определения границ и количества облаков, основанных на непосредственном использовании измеренных значений температуры и влажности, в значительной степени зависят от инерционных свойств датчиков [57, 372], с их помощью в случаях многослойной облачности часто не удаётся зафиксировать безоблачные прослойки, а также тонкие облачные слои, малооблачные слои, а, следовательно – корректно определить число слоёв и толщину облачности [7, 15, 54, 418, 437, 487, 488, 511].

1.1.2. Данные визуальных наземных наблюдений за облаками и радиозондовых измерений температуры и влажности, использованные при апробации CE-метода

Экспериментальная проверка правильности работы разработанного метода проводилась путём сравнения восстановленных границ и количества облачности на базе радиозондовых данных для группы станций (Мыс Барроу (Point Barrow), Спокан (Spokane), Олбани (Albany), Медфорд (Medford), Или (Ele), Мыс Хаттерас (Cape Hatteras), Амарилло (Amarillo), Мидуэй (Midway), Браунсвилл (Brownsville), Хило (Hilo), Мак-Мердо (Mc Murdo)), расположенных в различных широтных зонах, с наземными наблюдениями за облачностью за период 1975–1980 гг. в совпадающие сроки или ближайшие по времени наблюдения (табл. 1.1.1.1). Для трёх станций (Мыс Барроу, Или и Хило) сроки зондирования атмосферы на три или четыре часа отличаются от сроков метеорологических наблюдений за облаками.

Таблица 1.1.1.1

Координаты станций, использованных для апробации СЕ-метода восстановления параметров облачности по профилям температуры и влажности, их высота над уровнем моря, H , м, сроки аэрологических и метеорологических наблюдений, ВСВ, проводимых на них за 1975–1980 гг.

Станция	Широта	Долгота	H , м	Срок наблюдений	
				Аэролог.	Метеор.
Мыс Барроу	71,3° с.ш.	156,8° з.д.	8	0; 12	20; 8
Спокан	47,4° с.ш.	117,3° з.д.	720	0; 12	0; 12
Олбани	42,4° с.ш.	73,8° з.д.	86	0; 12	0; 12
Медфорд	42,2° с.ш.	122,5° з.д.	401	0; 12	0; 12
Или	39,3° с.ш.	114,9° з.д.	1908	0; 12	21; 9
Мыс Хаттерас	35,3° с.ш.	75,5° з.д.	4	0; 12	0; 12
Амарилло	35,2° с.ш.	101,7° з.д.	1095	0; 12	0; 12
Мидуей	28,2° с.ш.	177,4° з.д.	3	0; 12	0; 12
Браунсвилл	25,9° с.ш.	97,4° з.д.	7	0; 12	0; 12
Хило	19,7° с.ш.	155,1° з.д.	11	0; 12	21; 9
Мак-Мердо	77,9° ю.ш.	166,7° в.д.	24	0; 12	0; 12

Предсказанные границы и количество облачности сравнивались с наземными наблюдениями за облачностью. Значения нижней границы и типа облачности были проконтролированы на соответствие на допустимые значения [7]. Значения нижней границы были также проконтролированы на соответствие системе классификации облаков [497]. Для анализа были выбраны только те случаи, когда наблюдатель детектировал только один облачный слой, тонкий или толстый (табл. 1.1.1.2).

Таблица 1.1.1.2

Повторяемость наблюдений с одним тонким облачным слоем (P_1), 1–4 тонкими облачными слоями (P_2), одним толстым облачным слоем (P_3), 1–4 толстыми облачными слоями (P_4), 1–4 любыми облачными слоями (P_5), N – число наблюдений

Станция	P_1 , %	P_2 , %	P_3 , %	P_4 , %	P_5 , %	N
Мыс Барроу	17,9	25,8	47,8	74,2	100	2454
Спокан	22,4	37,6	19,9	62,4	100	2560
Олбани	22,6	31,4	29,3	68,6	100	2989
Медфорд	23,4	30,5	34,1	69,5	100	2096
Или	36,6	48,1	19,0	51,9	100	2347
Мыс Хаттерас	32,4	42,1	27,5	57,9	100	2987
Амарилло	37,4	51,1	24,9	48,9	100	2425
Мидуей	33,7	60,3	15,5	39,7	100	1612
Браунсвилл	26,0	40,3	31,5	59,7	100	2876
Хило	6,2	19,7	0,2	80,3	100	3640
Мак-Мердо	29,4	32,0	51,9	68,0	100	347
В сумме	24,8	37,1	24,6	62,9	100	26333

Согласно [375], для тонкого облачного слоя, определённого по визуальным наблюдениям, отношение прозрачной части к общему количеству облачности превышает 1/2. Исследование тонких облачных слоёв представляет особый интерес, так как спутниковые наблюдения часто не могут их детектировать, и это является одной из причин различий в климатологиях облачности, полученных по спутниковым и наземным наблюдениям [7, 77, 130, 430, 474]. В настоящее время с использованием аппаратуры, расположенной на спутниках, большое внимание уделяется исследованию свойств тонкой/ оптически тонкой облачности [200, 203, 415, 416, 455]. Изучение тонких облачных слоёв с присутствием капель в смешанных облаках важно, так как в моделях циркуляции атмосферы корректное описание её характеристик влияет на вычисление энергетического баланса Земли [200, 203, 415, 416, 455, 474].

Напомним, что оптическая толщина облака τ в вертикальном направлении связана с показателем ослабления света ε и толщиной облака H соотношением [78]:

$$\tau = \int_0^H \varepsilon(z) dz = \bar{\varepsilon} H.$$

В облаках слоистых форм, таких как St, Sc, оптическая толщина первоначально (до $H \approx 0,3$ км) растёт пропорционально H^2 , затем рост замедляется. При мощности $H = 0,5$ км, например $\tau \approx 20$ [78]. В облаках Ns, As, Ac такую оптическую толщину имеют примерно вдвое более мощные облака, т. е. облака с $H = 1$ км. Для облаков верхнего яруса толщиной около 1 км τ не превосходит нескольких единиц [78].

Проблема «облачность при ясном небе» [7, 142] – это проблема определения облачных слоёв или дымки при самолётном зондировании атмосферы и влажных слоёв при восстановлении облачности по радиозондовым данным, в то время как наземные или спутниковые наблюдения детектируют чистый небосвод. Например в [7, 142] отмечается, что иногда перистые облака или высотные дымки, вертикальная мощность которых менее 500 м, с земли совершенно не фиксируются и видимого помутнения не обуславливают. Высотные туманные дымки представляют собой стадию, предшествующую образованию облаков или являющуюся последней стадией их существования [7, 142]. С другой стороны, существует проблема пропуска тонких облачных слоёв при восстановлении их по профилям температуры и влажности вследствие постоянной времени датчиков влажности [15, 487]. Маленький размер облачных частиц или их небольшая концентрация [77, 474], или небольшая геометрическая толщина облачных слоёв, а также трудности детектирования тонких облачных слоёв из-за плохой видимости вследствие приземных туманов или в ночное время из-за недостаточной их освещённости ночью [290] являются причинами для этих различий. Наиболее часто именно тонкие облачные слои создают такого рода проблемы, что создаёт определённые трудности в климатологии облачности [236, 290]. Наземные наблюдения показывают, что повторяемость

одного–четырёх тонких облачных слоёв составляет значительную часть от всех наблюдений (табл. 1.1.1.2). Кроме того, поскольку на формирование облачности оказывают влияние многие факторы, то даже при высокой относительной влажности возможно её отсутствие [7]. Поэтому отдельно были рассмотрены случаи с тонкими облачными слоями и чистым небосводом. При анализе результатов средней и верхней облачности полезно помнить о снос радиозонда при подъёме [7].

В табл. 1.1.1.3 приведена повторяемость наблюдений для различных состояний небосвода: с одним–четырьмя видимыми облачными слоями, с облачным и чистым небосводом, наблюдений с количеством облаков 0–10 %. Вероятность наблюдения одного облачного слоя достаточно высокая для большинства станций и составляет от 33,4 % для Или до 49,3 % – для Мыса Барроу. Исключением является станция Хило, расположенная в тропической зоне, для которой наиболее характерны два видимых облачных слоя.

Таблица 1.1.1.3

Повторяемость (%) наблюдений с различным числом видимых облачных слоёв и различных состояний небосвода: облачного, с количеством облаков менее 10 % и безоблачного небосвода; N – число наблюдений. (1975–1980 гг.)

Станция	1 слой	2 слоя	3 слоя	4 слоя	Облачно	< 10 %	Безоблачно	N
Мыс Барроу	49,3	20,0	5,3	0,4	75,0	4,0	20,0	3272
Спокан	33,2	33,1	11,9	0,3	78,5	5,5	16,0	3263
Олбани	43,0	31,4	7,8	0,6	82,7	5,3	12,0	3613
Медфорд	36,2	21,1	5,4	0,3	63,0	10,8	26,2	3326
Или	33,4	21,5	5,1	0,1	60,2	7,0	32,0	3901
Мыс Хаттерас	44,3	24,7	4,9	0,1	74,0	3,4	22,6	4036
Амарилло	38,9	20,3	3,1	0,0	62,4	9,8	27,8	3887
Мидуэй	45,3	38,8	7,7	0,3	92,2	0,0	7,0	1749
Браунсвилл	43,6	27,0	5,2	0,1	76,0	10,1	13,9	3785
Хило	6,1	59,3	26,3	4,2	95,9	3,0	0,0	3794
Мак-Мердо	36,0	7,5	1,2	0,0	44,7	0,0	55,3	778
В сумме	36,8	28,8	8,1	0,7	74,4	6,2	19,4	35404

Формирование облачности – это процесс визуализации изменений, происходящих в атмосфере. Формы облачности можно рассматривать как индикаторы различных динамических процессов в атмосфере. Они могут быть связаны с различными формами циркуляции атмосферы [24, 30, 78]. Например, конвективная облачность формируется главным образом вследствие атмосферной конвекции, в то время как присутствие слоистых форм облаков определяет её относительно стабильная стратификация [81]. Некоторые особенности распределения отдельных форм облачности характерны для различных широтных и климатических зон и представлены в табл. 1.1.1.4 для случаев с одним видимым облачным слоем.

Таблица 1.1.1.4

Число наблюдений различных форм облаков по данным наземных наблюдений для случаев с одним видимым облачным слоем, одним плотным и тонким облачными слоями, одним тонким облачным слоем с ненулевой плотной частью; 1975–1980 гг.

Станция	Cu	St	Sc	Cb	Ns	As	Ac	Ci	Cs	Cc	N
Один видимый облачный слой											
Мыс Барроу	35	938	295	0	0	57	98	78	111	0	1612
Спокан	62	223	116	5	3	27	262	301	84	0	1083
Олбани	20	210	748	2	0	17	119	147	281	8	1552
Медфорд	103	93	408	14	5	47	178	234	122	0	1204
Или	383	15	236	38	0	14	96	311	209	2	1304
Мыс Хаттерас	308	124	295	19	0	28	225	504	285	0	1788
Амарилло	97	241	196	48	0	12	175	512	230	1	1512
Мидуей	625	16	100	6	2	0	12	25	6	1	793
Браунсвилл	254	213	610	22	2	15	142	293	98	3	1652
Хило	218	0	13	0	0	0	1	0	0	0	232
Мак-Мердо	2	85	52	0	27	29	76	6	3	0	280
Один плотный видимый облачный слой											
Мыс Барроу	32	823	233	0	0	25	45	1	13	0	1172
Спокан	17	216	94	4	3	26	116	12	21	0	509
Олбани	8	207	538	2	0	16	54	2	47	3	877
Медфорд	47	91	341	11	5	44	118	12	45	0	714
Или	148	14	142	31	0	13	31	13	52	1	445
Мыс Хаттерас	134	120	229	12	0	28	170	31	97	0	821
Амарилло	2	221	157	16	0	12	105	13	78	0	604
Мидуей	155	13	70	5	2	0	2	2	0	1	250
Браунсвилл	31	205	437	8	2	15	112	34	61	1	906
Мак-Мердо	0	78	36	0	20	18	27	1	0	0	180
Один тонкий видимый облачный слой											
Мыс Барроу	3	115	62	0	0	32	53	77	98	0	440
Спокан	45	7	22	1	0	1	146	289	63	0	574
Олбани	12	3	210	0	0	1	65	145	234	5	675
Медфорд	56	2	67	3	0	3	60	222	77	0	490
Или	235	1	94	7	0	1	65	298	157	1	859
Мыс Хаттерас	174	4	66	7	0	0	55	473	188	0	967
Амарилло	95	20	39	32	0	0	66	499	152	1	908
Мидуей	470	3	30	1	0	0	10	23	6	0	543
Браунсвилл	223	8	173	14	0	0	30	259	37	2	746
Хило	215	0	10	0	0	0	1	0	0	0	226
Мак-Мердо	2	7	16	0	7	11	49	5	3	0	100
Один тонкий видимый облачный слой с ненулевой плотной частью											
Мыс Барроу	3	92	58	0	0	23	52	51	58	0	337
Спокан	45	7	22	1	0	1	146	196	57	0	475
Олбани	12	3	210	0	0	1	65	101	215	5	612
Медфорд	56	2	67	3	0	3	60	124	64	0	379
Или	235	1	94	7	0	1	62	191	123	1	714
Мыс Хаттерас	174	4	66	7	0	0	55	364	183	0	853

Станция	Cu	St	Sc	Cb	Ns	As	Ac	Ci	Cs	Cc	N
Амарилло	95	20	38	32	0	0	69	309	140	1	704
Мидуей	468	3	30	1	0	0	9	19	4	0	534
Браунсвилл	223	8	173	14	0	0	30	214	28	2	692
Хило	215	0	10	0	0	0	1	0	0	0	226
Мак-Мердо	2	7	16	0	7	11	48	4	1	0	96

Примечание. Использованы стандартные обозначения форм облачности: Cu – кучевые, St – слоистые, Sc – слоисто-кучевые, Cb – кучево-дождевые, Ns – слоисто-дождевые, As – высокослоистые, Ac – высококучевые, Ci – перистые, Cs – перисто-слоистые, Cc – перисто-кучевые, N – число наблюдений.

Анализ табл. 1.1.1.4 показывает, что такие облака, как кучево-дождевые, слоисто-дождевые, высокослоистые и перисто-кучевые, крайне редко наблюдаются как один видимый облачный слой. Плотные облака наиболее характерны для нижнего яруса, а тонкие слои – для верхней облачности. Облачность среднего яруса наблюдается как один тонкий видимый слой только при наличии высококучевых облаков, при этом практически все они содержат плотную часть. Среди форм нижней облачности наибольшая повторяемость слоистых и слоисто-кучевых облаков характерна для средних и высоких широт. Значительное преобладание кучевой облачности характерно только для станций Или, Мидуей и Хило, причём, если для Хило характерны только тонкие слои кучевой облачности с ненулевой плотной частью, то для Или – около одной трети, а для Мидуей – около одной четвёртой составляют плотные кучевые облака. Для перистых облаков значительную часть составляют полностью прозрачные слои, что предоставляет возможность оценить зависимость результатов восстановления облачности от наличия плотной части.

1.1.3. Данные эксперимента SHEBA в Арктическом регионе, использованные при апробации CE-метода

Для исследования были использованы данные, полученные с 1 по 31 мая 1998 года на научно-исследовательском корабле в Северном Ледовитом океане во время эксперимента SHEBA – это профили температуры и влажности, полученные при GPS-зондировании атмосферы (GPS – глобальная система позиционирования), данные измерений с помощью облакомера, радара, лидара и данные визуальных наблюдений. Для 4 мая дополнительно были использованы спутниковые наблюдения, полученные во время третьего этапа Первого регионального эксперимента, проводившегося в рамках Международного проекта по спутниковой климатологии облачности ISCCP, эксперимента по изучению облачности в Арктике (США), и данные зондирования исследовательского самолёта NCAR (National Center for Atmospheric Research) C-130Q в районе расположения корабля [235]. Для 4 мая также использовались FIRE Arctic Cloud Experiment (First ISCCP Regional Experiment Arctic Cloud Experiment, где ISCCP – International

Satellite Cloud Climatology Project. Эксперимент проводился с апреля по июль 1998 года, США), спутниковые наблюдения в 22:52 BCB и данные самолётно-зондирования, которое проводилось на исследовательском самолёте National Center for Atmospheric Research (NCAR) C-130Q около 22:00 BCB в районе расположения корабля [208].

Данные, полученные во время эксперимента SHEBA, были использованы для сравнения найденных с помощью CE-метода значений границ облачных слоёв с данными о границах, полученными с других наблюдательных платформ, сопоставления возможностей определения облачного и безоблачного состояния небосвода различными методами, а также для анализа чувствительности методов определения облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы к изменению разрешения (степени детальности) профилей. Это исследование было проведено для оценки возможности использования временных рядов восстановленных параметров облачности при анализе климатических изменений за длительный период радиозондирования атмосферы. Получение таких оценок стало возможным после создания системы зондирования атмосферы с высоким разрешением с использованием спутников GPS.

По исходным данным зондирования с помощью системы GPS (с разрешением 1–2 м) было получено несколько профилей температуры и влажности с различным разрешением (с расстояниями $\Delta h = 100, 200, 300, 400, 500, 600$ и 700 м между уровнями). Эти профили были построены в несколько этапов (по аналогии с составлением стандартной аэрологической телеграммы [89]): сначала были выбраны только стандартные изобарические поверхности, а затем добавлялись особые точки по температуре и влажности до тех пор, пока расстояние между соседними уровнями не становилось меньшим или равным Δh . Особыми считались такие точки, в которых отклонения температуры и относительной влажности от значений, получаемых с помощью линейной интерполяции между двумя соседними уровнями, были более $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $2,5\%$ соответственно.

1.2. Методы исследования

1.2.1. CE-метод восстановления границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности

Основная идея CE-метода

Для восстановления границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, был использован CE-метод, разработанный с целью исследования климатических характеристик вертикальной структуры облачности и её долгопериодных изменений, как в региональном, так и глобальном масштабе по долгопериодным данным радиозондирования [260]. Основная идея метода состоит в определении таких интервалов вертикального профиля,

где на профили температуры и влажности воздействуют облачные слои. Вследствие точности представления данных измерений и инерционности приборов реакция датчиков может слабо отражаться или практически не отражаться на абсолютных значениях температуры и влажности [57, 97], но согласно [7, 142, 222, 273, 372] практически всегда проявляется в относительных изменениях (производных вдоль профиля, которые соответствуют скорости и ускорению изменения температуры и влажности на определённом интервале вертикального профиля). Интерполяция результатов радиозондовых измерений температуры и влажности с использованием кубических сплайнов с гладким изменением производных вдоль профиля даёт более правдоподобную картину изменения метеорологических величин с высотой, чем интерполяция ломаной линией. Значения производных вдоль вертикального профиля, которые отражают воздействие облачных слоёв, при сплайновой интерполяции определяются наблюдениями не только в ближайших точках профиля, но и в следующих по близости точках. Это позволяет уменьшить влияние инерционности датчиков при анализе изучаемого отрезка вертикального профиля.

Описание СЕ-метода

Определение облачных слоёв по вертикальным профилям температуры и влажности с использованием СЕ-метода проводится в два этапа. На первом этапе определяются границы облачных слоёв по вторым производным температуры T и относительной влажности R по высоте вдоль 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 слоёв. За критерий существования облачных слоёв приняты условия, которые должны выполняться одновременно:

$$\begin{cases} T''(h) \geq 0, \\ R''(h) \leq 0, \quad h_1 \leq h \leq h_2, \end{cases} \quad (1.2.1.1)$$

где отрезок $[h_1, h_2]$ есть пересечение отрезка $[h_{1,T}, h_{2,T}]$, для которого $T''(h) \geq 0$, и отрезка $[h_{1,R}, h_{2,R}]$, для которого $R''(h) \leq 0$, при этом должно выполняться требование изменения знака соответствующей второй производной на противоположный в граничных точках отрезков $[h_{1,T}, h_{2,T}]$ и $[h_{1,R}, h_{2,R}]$. Это означает: точки $h_{1,T}$ и $h_{2,T}$ – точки перегиба профиля T , а $h_{1,R}$ и $h_{2,R}$ – точки перегиба профиля R ; также это означает, что это точки локальных экстремумов первых производных T' и R' (максимума R' в точке $h_{1,R}$ и минимума T' в точке $h_{1,T}$ и, наоборот, минимума R' в точке $h_{2,R}$ и максимума T' в точке $h_{2,T}$). Эти условия были найдены в результате сравнения профилей температуры и относительной влажности и их вторых производных с результатами наземных наблюдений за облаками [6, 7, 142, 222, 375]. Наилучшие результаты по определению яруса облаков по предсказанной высоте нижней границы облачного слоя h_1 в сравнении

с данными наземных наблюдений о высоте нижней границы облаков [375] были получены при определении h_1 именно как максимума $h_{1,T}$ и $h_{1,R}$. Ниже при расчётах статистических характеристик учитывались облачные слои толщиной, определяемой как $h_2 - h_1$, не менее 50 м, что обусловлено точностью передаваемых в аэрологической телеграмме значений температуры и влажности [7, 89]. Для получения непрерывных вторых производных по всему вертикальному профилю температуры и влажности используется интерполяция результатов измерений метеорологических величин кубическим сплайном с нулевыми граничными условиями для вторых производных [36, 49, 115, 176, 222].

На втором этапе для каждого выделенного облачного слоя по значениям температуры и дефицита точки росы на уровне максимальной относительной влажности внутри такого облачного слоя по кусочно-линейной аппроксимации диаграммы Арабей–Мошникова [7, 222] определяется степень покрытия небосвода облачностью по градациям 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % (см. рис. 1.2.1.1 и табл. 1.2.1.1). За количество облачности в нижнем, среднем и верхнем ярусах облачности принимается максимальное количество облачности в облачных слоях, лежащих внутри соответствующих диапазонов высоты 0–2, 2–6 и 6–10 км над уровнем земли [27, 135].

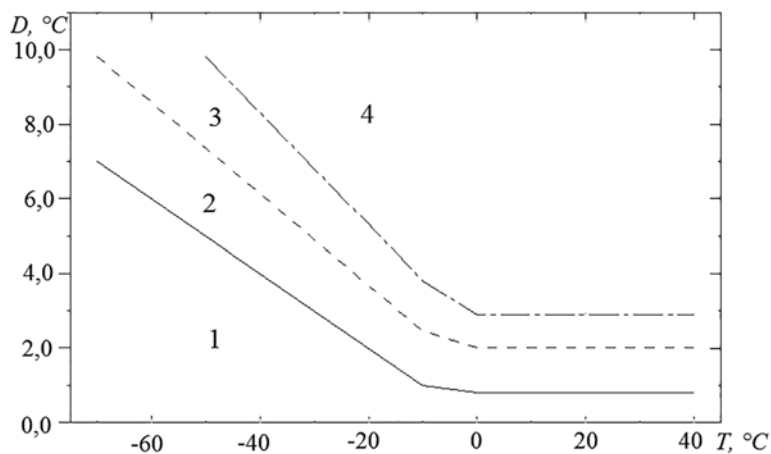


Рис. 1.2.1.1. Кусочно-линейная аппроксимация для диаграммы Арабей–Мошникова определения количества облачности (% покрытия небосвода) по данным радиозондовых наблюдений о дефиците точки росы (D) и температуре (T). Здесь 1 – зона полного насыщения с количеством облачности 80–100 %; 2 – зона неполного насыщения с количеством облачности 60–80 %; 3 – зона частичного насыщения с количеством облачности 20–60 %; 4 – зона сухого воздуха с количеством облачности 0–20 %. Коэффициенты кусочно-линейной аппроксимации приведены в табл. 1.2.1.1.

Таблица 1.2.1.1

**Коэффициенты кусочно-линейной аппроксимации для
диаграммы Арабей–Мошникова определения количества облачности
по данным радиозондовых наблюдений о дефиците точки росы (D)
и температуре (T): $D = aT + b$**

Тип линии на рис. 1.2.1.1	$-70\text{ }^{\circ}\text{C} > T \geq -10\text{ }^{\circ}\text{C}$		$0\text{ }^{\circ}\text{C} \geq T > -10\text{ }^{\circ}\text{C}$		$40\text{ }^{\circ}\text{C} \geq T > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$	
	a	b	a	b	a	b
————	-0,1	0	0,02	0,8	0	0,8
-----	-0,1225	1,225	0,045	2,0	0	2,0
— — — —	-0,15	2,3	0,09	2,9	0	2,9

Покрывание небосвода облаками менее 0–20 % называется малым, 20–60 % – рассеянным, 60–80 % – разорванным, 80–100 % – сплошным.

Уточнение применения диаграммы Арабей–Мошникова, состоящее в определении степени покрытия небосвода облаками по значениям температуры и дефицита точки росы именно на уровне максимальной относительной влажности внутри облачного слоя, выделенного согласно указанному выше критерию (1.2.1.1) существования облачных слоёв, получено на основании сравнения результатов восстановления границ и количества облачности с результатами наземных наблюдений [375]; такое использование диаграммы позволило увеличить число случаев с правильно предсказанным количеством облачности. Для сравнения напомним, что в работе Арабей [15] процедура выявления облачных слоёв состояла в следующем: по значениям температуры и дефицита точки росы на каждом уровне (включая особые точки) последовательно проверялось вероятное количество облачности. Смежные уровни, оказавшиеся в одной зоне насыщения на графике, объединялись в облачный слой. Проверка метода состояла в сравнении облачности, определённой по данным радиозондирования, с синхронными визуальными наблюдениями. По данным 100 последовательных подъёмов радиозонда над Индийским океаном во время морской экспедиции на НИС (научно-исследовательском судне) «Академик Королёв» в феврале–марте 1973 года ярус облачности определялся днём в 87 %, а ночью – в 83 %. По графику не всегда выявлялись небольшие количества кучевообразных облаков, наблюдаемых в дневное время, а в ночные часы визуальные наблюдения реже обнаруживали перистообразную облачность. Было проведено сравнение каждого облачного слоя и по количеству. Повторяемость такого совпадения для дневных и ночных часов составляла 69 и 67 % соответственно.

При сравнении с данными наземных наблюдений за облачностью по станциям, расположенным в разных климатических зонах, СЕ-метод показал высокую степень соответствия (до 90–95 %) по детектированию наличия облачности для всех ярусов облачности [222] как для плотных, так и для тонких облачных слоёв в случаях с одним видимым облачным слоем.

Примеры использования СЕ-метода (по [142 и 222])

Ниже представлены примеры применения техники восстановления облачности для нескольких радиозондовых наблюдений. В табл. 1.1.1.4 показано число наблюдений разных типов облачности при наблюдениях, когда с поверхности детектируется только один слой облачности. Слоисто-кучевые и слоистые облака являются наиболее часто наблюдаемыми типами облачности. Ниже приведены примеры для нижней, средней и верхней облачности, а также для безоблачного небосвода [222].

Рис. 1.2.1.2 и 1.2.1.3 показывают распределение температуры, относительной влажности, дефицита точки росы и их вторых производных

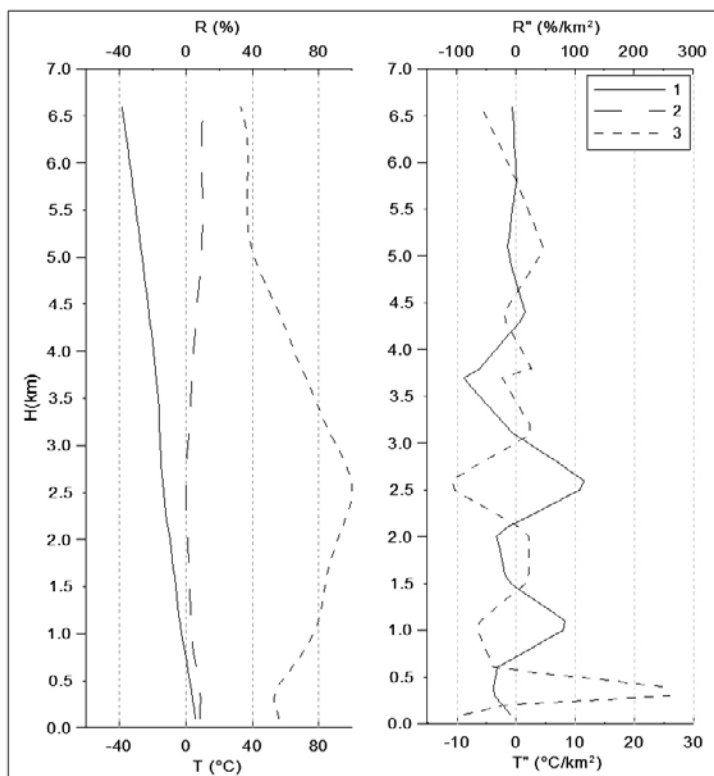


Рис. 1.2.1.2. Распределение температуры (1), дефицита точки росы (2) и относительной влажности (3) и вторых производных T'' , R'' . Зондирование в 00 ВСВ 21 марта 1975 года на станции Медфорд. Предсказано четыре облачных слоя: слой нижней облачности 800–1400 м с количеством облачности 20–60 %, два слоя средней облачности 2200–3000 м с количеством 80–100 % и слой 4300–4500 м с количеством 0–20 %.

Рисунок приведён из [222].

по высоте T'' , R'' для случаев многослойной облачности: наблюдается нижняя и средняя облачность. На рис. 1.2.1.2 и 1.2.1.3 есть слои, для которых выполняется условие (1.2.1.1) и предсказанное количество облачности для них не более 20 %. Эти слои не обсуждаются в тексте.

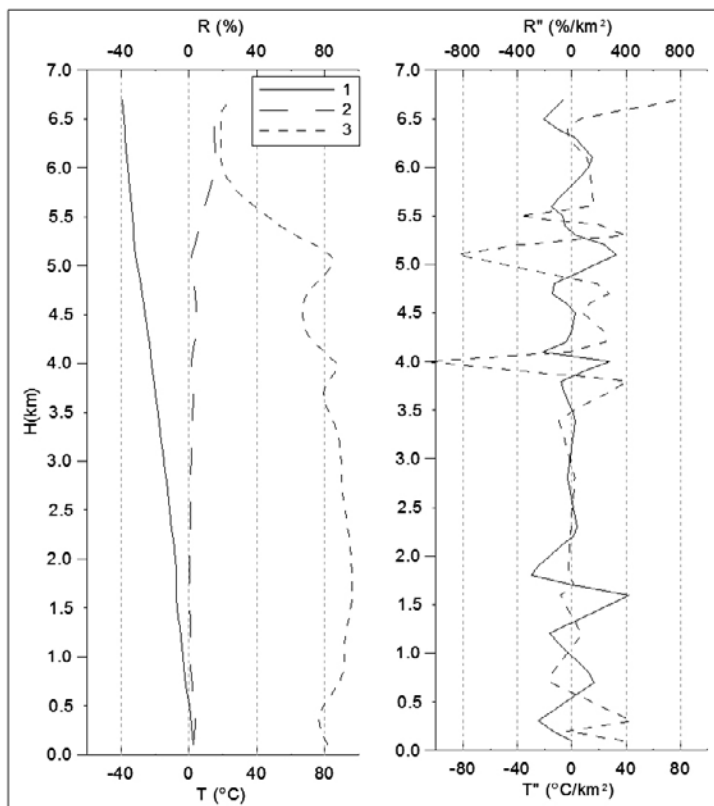


Рис. 1.2.1.3. Распределение температуры, дефицита точки росы и относительной влажности, вторых производных T'' , R'' . Зондирование в 00 ВСВ 10 марта 1975 года в Спокан. Предсказано шесть облачных слоёв с количеством облачности 80–100 % с границами 600 и 900, 1400 и 1600, 2200 и 2300, 3200 и 3400, 3900 и 4000, 4900 и 5200 м. Также был предсказан облачный слой с количеством облачности 0–20 %. Рисунок приведён из [222].

На рис. 1.2.1.2 представлена интерполяция для зондирования в Медфорде в 00 ВСВ 21 марта 1975 года. Предсказан слой нижней облачности (800, 1400 м) с количеством облачности 20–60 %. Минимальное значение дефицита точки росы в этом слое 2,4 °C при температуре -5,5 °C. Также предсказан слой средней облачности (2200, 3000 м) с количеством облачности 80–100 %. Минимальное значение дефицита точки росы в этом слое 0 °C

при температуре $-13,6^{\circ}\text{C}$. По наземным данным наблюдался слой слоисто-кучевых облаков с нижней границей 975 м и количеством облачности 30 % с разорванными облаками. Также наблюдался слой высококучевых облаков с нижней границей 3048 м и количеством облачности 50 %. Наблюдённое общее количество облаков равно 80 %. Представленный на рис. 1.2.1.2 пример показывает, что метод предсказывает правильно нижнюю границу и количество нижней облачности. Также предсказан слой средней облачности.

Рис. 1.2.1.3 демонстрирует распределение температуры, относительной влажности, дефицита точки росы и вторых производных по высоте T'' , R'' для Спокана в 00 ВСВ 10 марта 1975 года. Наблюдалась многослойная облачность с тремя видимыми слоями слоистых, слоисто-кучевых и высококучевых облаков. Было предсказано два слоя нижней облачности – 600–900 и 1400–1600 м; четыре слоя средней облачности – 2200–2300, 3200–3400, 3900–000 и 4900–5200 м с количеством 80–100 % для всех этих слоёв. По наземным данным наблюдались слой слоистых облаков с нижней границей 610 м и количеством облачности 20 %, слой слоисто-кучевых облаков с нижней границей 1373 м и количеством облачности 70 %, состоянием неба – разорванные облака (60–90 %) и слой высокослоистых облаков с нижней границей 2591 м, количеством облачности 20 % и состоянием неба – сплошное покрытие.

На рис. 1.2.1.4 показаны распределения температуры, относительной влажности, дефицита точки росы, вторых производных T'' , R'' для зондирования в 00 ВСВ 12 февраля 1975 года на Мысе Хаттерас при наблюдении Cs. Предсказание – несколько слоёв нижней и верхней облачности 1100–1300, 1900–2200, 2700–3200, 3650–3700, 4300–4600, 5400–6100 м с количеством облачности 0–20 % и слой верхней облачности 7300–7700 м с количеством облачности 80–100 %. Минимальное значение дефицита точки росы $1,38^{\circ}\text{C}$ при -32°C . По наземным данным наблюдался слой Cs с нижней границей 7620 м и количеством облаков 100 %.

На рис. 1.2.1.5 представлены распределения температуры, относительной влажности, дефицита точки росы и вторых производных T'' , R'' для зондирования 12 ВСВ 3 января 1975 года в Амарилло при наблюдении безоблачного небосвода. Зондирование содержит несколько слоёв, для которых выполняется условие (1.2.1.1): 500–800, 950–1000, 1450–1500, 2100–2300, 4400–4700, 5500–5600 м. Предсказанное количество облачности для них не более 20 %. По наземным данным наблюдалось чистое небо. Постоянное значение относительной влажности 19 % выше 3200 м отмечено вследствие практики США приписывать это значение, если влажность ниже 20 % [267, 273].

На рис. 1.2.1.2–1.2.1.5 видно, что знаки $T''(z)$ и $R''(z)$ в облачных слоях согласуются с (1.2.1.1), при этом значения $T''(z)$ и $R''(z)$ могут сильно различаться.

На рис. 1.2.1.6 представлены вертикальные распределения температуры и относительной влажности, их первых и вторых производных в атмосферном слое 0–6 км с разрешением $\Delta h = 300$ м по данным четырёх GPS-зондирований 4 мая 1998 года во время эксперимента SHEBA (Surface

Heat Budget of the Arctic Ocean, США). Из рисунка следует, что особенности вертикальных распределений температуры и влажности проявляются более ярко в значениях вторых производных этих параметров, чем в первых производных или значениях самих параметров. Сравнение найденных с использованием критерия (1.2.1.1) значений границ облачности по результатам этих зондирований со значениями границ, полученными другими способами, приведено ниже.

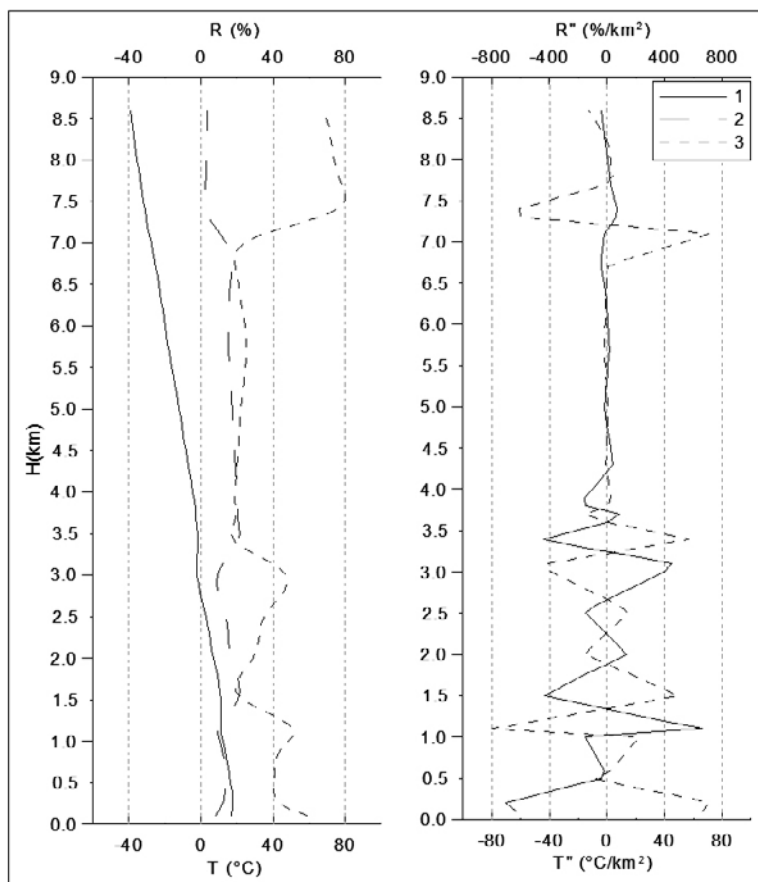


Рис. 1.2.1.4. Распределение температуры, дефицита точки росы, относительной влажности и их вторых производных. Зондирование в 00 ВСВ 12 февраля 1975 года на Мысе Хаттерас. Предсказано несколько облачных слоёв с количеством облачности 0–20 % с границами 1100 и 1300, 1900 и 2200, 2700 и 3200, 3650 и 3700, 4300 и 4600, 5400 и 6100 м и слой верхней облачности 7300–7700 м с количеством облачности 80–100 %. Рисунок приведён из [222].

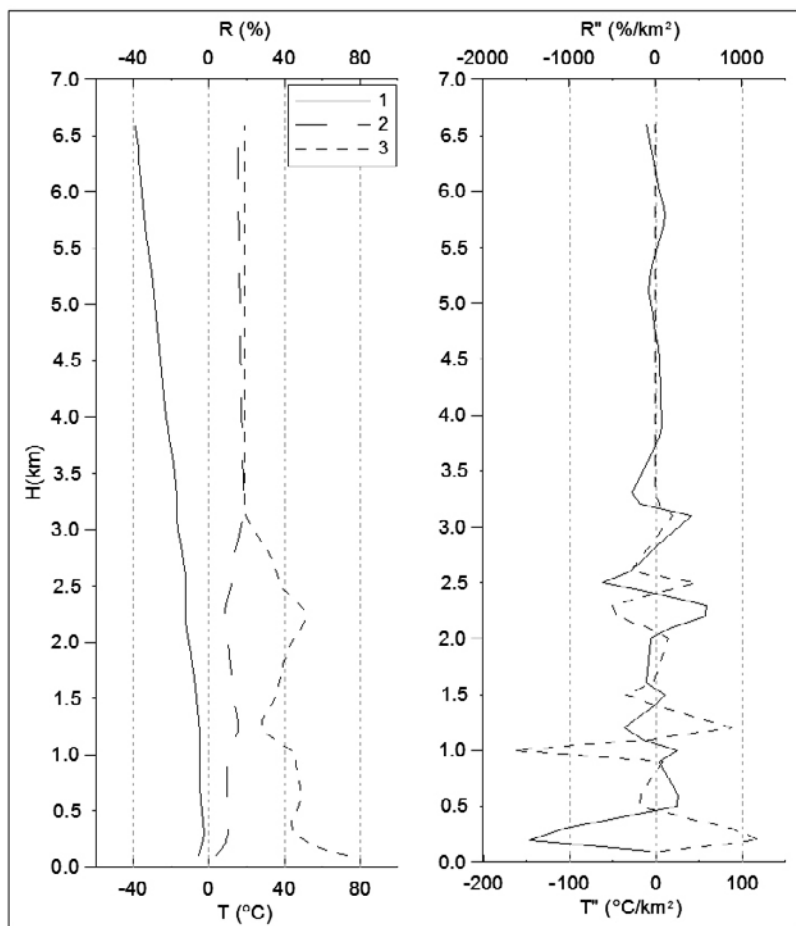


Рис.1.2.1.5. Распределение температуры, дефицита точки росы и относительной влажности и их вторых производных. Зондирование в 12 ВСВ 3 января 1975 года в Амарилло. Предсказано несколько облачных слоёв с количеством облачности 0–20 %. Рисунок приведён из [222].

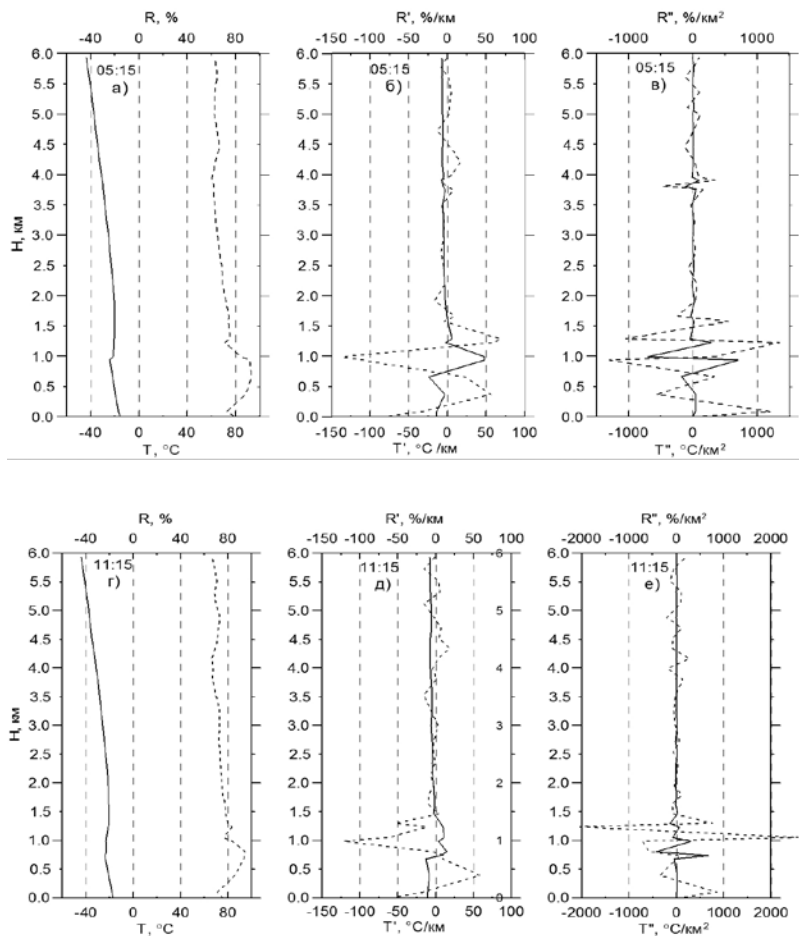


Рис. 1.2.1.6 (часть 1). Вертикальные распределения температуры (сплошные кривые) и относительной влажности (пунктир) (а, г, ж, к), их первых (б, д, з, л) и вторых (в, е, и, м) производных, полученные с разрешением $\Delta h = 300$ м по данным GPS в эксперименте SHEBA 4 мая 1998 года. Время запуска радиозондов – 5:15 BCB (а, б, в), 11:15 BCB (г, д, е). Приведено из [142].

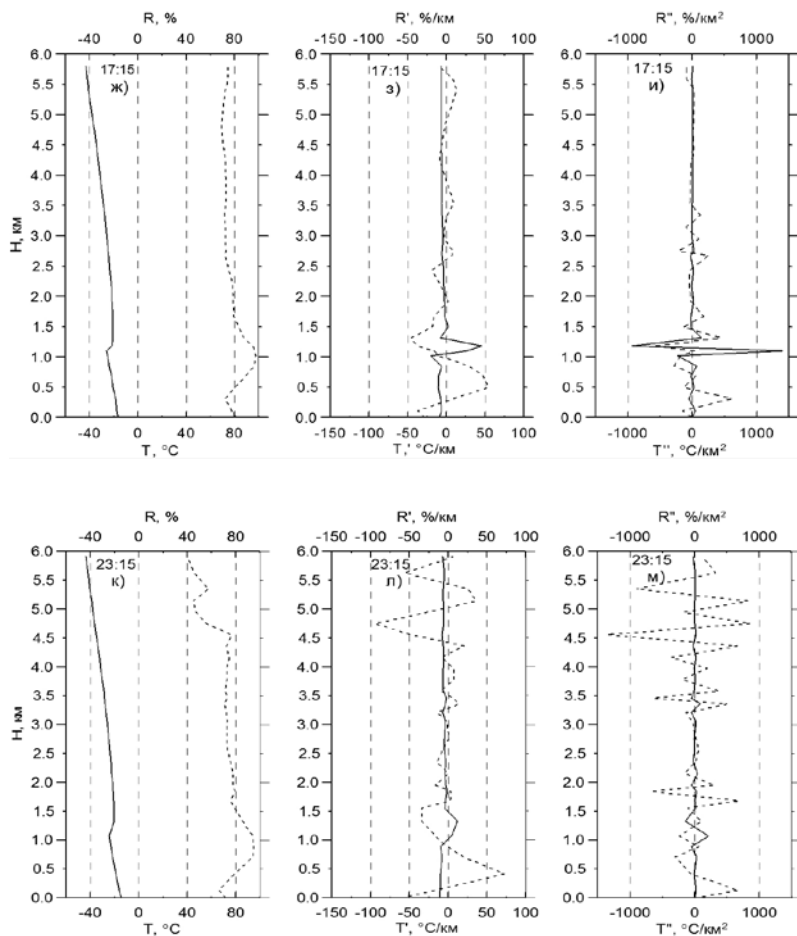


Рис. 1.2.1.6 (часть 2). Вертикальные распределения температуры (сплошные кривые) и относительной влажности (пунктир) (а, г, ж, к), их первых (б, д, з, л) и вторых (в, е, и, м) производных, полученные с разрешением $\Delta h = 300$ м по данным GPS в эксперименте SHEBA 4 мая 1998 года. Время запуска радиозондов – 17:15 ВСВ (ж, з, и), 23:15 ВСВ (к, л, м). Приведено из [142].

В СЕ-методе определяются точки перегиба измеряемых радиозондом вертикальных профилей температуры и влажности. Поэтому важно найти зависимость между точками перегиба для так называемых «истинных» и «наблюдаемых» значений этих величин и оценить расстояние между ними, а также оценить ошибки наблюдаемых значений температуры и относительной влажности и их производных.

Оценка погрешности определения границ облачных слоёв с учётом инерционности приборов

По сравнению с другими методами определения границ облачности по профилям температуры и влажности [7, 15, 54, 397, 487] СЕ-метод более универсален, так как он позволяет в явном виде учесть инерционность датчиков и, следовательно, работает почти с одинаковой точностью для датчиков с разной инерционностью [273, 372], что крайне важно при анализе данных КАРДС.

Вследствие инерционности показания измерительного прибора следуют за измеряемой величиной с некоторым запаздыванием. Величина запаздывания зависит от конструкции прибора и типа исследуемого процесса. Многие метеорологические приборы могут рассматриваться (по крайней мере, приближённо) как линейные приборы [35, 57, 119], т.е. такие приборы, показания которых связаны с измеряемой величиной линейными уравнениями, например линейными дифференциальными уравнениями с постоянными коэффициентами. В частности, реакцию датчиков температуры и влажности можно описать уравнением:

$$\frac{\partial f_o(t)}{\partial t} = \frac{f_t(t) - f_o(t)}{\tau(t)}, \quad (1.2.1.2)$$

где $f_t(t)$ и $f_o(t)$ – истинное и наблюдаемое значения физической величины f ; $\tau(t)$ – постоянная времени прибора [35, 57, 119], которая является функцией влажности, температуры и давления и зависит от конструкции датчика [7, 21, 57, 119]. Время t может быть легко заменено высотой h (например $h(t) = v \cdot t$, поскольку зонд поднимается с почти постоянной скоростью v [7, 57, 372]).

Примем уравнение (1.2.1.2) за модель поведения датчиков температуры и влажности. Тогда из (1.2.1.2) следует, что

$$f_t(t) = f_o(t) + \tau(t) \cdot f_o'(t). \quad (1.2.1.3)$$

Вследствие сравнительно медленного изменения $\tau(t)$ вдоль вертикального профиля зондирования [57, 372] будем предполагать для простоты, что $\tau(t)$ является константой на каждом рассматриваемом ограниченном участке профиля.

Тогда из (1.2.1.3) прямым дифференцированием получаем

$$f_t'(t) = f_o'(t) + \tau \cdot f_o''(t),$$

откуда, воспользовавшись выражением для f_o' из (1.2.1.2), легко получить

$$f_o''(t) = \frac{f_t'(t)}{\tau} - \frac{f_t(t) - f_o(t)}{\tau^2}. \quad (1.2.1.4)$$

При больших значениях τ второй член в правой части (1.2.1.4) является малой величиной по сравнению с первым членом. Кроме того, разница между истинным и наблюдаемым значениями обычно не бывает слишком большой. Следовательно, ускорение (вторая производная наблюдаемого

значения величины f') показаний датчика в значительной степени пропорционально градиенту (первой производной) истинного значения величины f .

Основным источником ошибок измерений влажности является большая постоянная времени для многих типов датчиков влажности. В меньшей степени это верно и для измерений температуры. Например, постоянная времени ёмкостного тонкоплёночного датчика влажности меняется от 0,3 с при 20 °C до 20 с при -30 °C; для других датчиков она заключается в пределах от 6 до 30 с при 20 °C, и с понижением температуры до -30 °C может увеличиваться до 30–800 с [57, 372]. Для датчиков температуры постоянная времени обычно не превышает 5 с на уровне 1000 гПа и 13,5 с – на уровне 100 гПа [57]. Поэтому ошибки измерения влажности в свободной атмосфере имеют заметную положительную корреляцию в соседних точках вертикального профиля. Такие ошибки могут рассматриваться как систематические вдоль каждого вертикального профиля, и в значительной степени взаимно уничтожаются при вычислении градиента, если использовать ближайшие наблюдаемые значения. Действительно, из (1.2.1.2) следует оценка разности между наблюдаемым и истинным значениями:

$$\varepsilon = |f_o(t) - f_i(t)| = |\tau \cdot f_o'(t)|. \quad (1.2.1.5)$$

Отсюда видно, что в типичных условиях, когда измеренное значение изменяется на некотором участке вертикального профиля с постоянным градиентом $f_o'(t)$, разность ε прямо пропорциональна постоянной времени и этому градиенту

$$\varepsilon = |\tau \cdot f_o'(t)|. \quad (1.2.1.6)$$

При больших значениях константы τ это и является основной причиной большинства ошибок измерений влажности.

В то же время из (1.2.1.2) следует, что модуль разности первых производных E имеет вид

$$E = |f_o'(t) - f_i'(t)| = |\tau \cdot f_o''(t)|. \quad (1.2.1.7)$$

Опять же для наиболее распространённой ситуации, когда наблюдаемая величина f_o изменяется на текущем интервале с постоянным градиентом, это означает, что вторая производная близка к нулю, а, следовательно, и величина E будет близка к нулю. Из этого следует, что для большинства случаев первая производная наблюдаемых величин вдоль вертикального профиля (по крайней мере, для простых, кусочно-линейных, профилей) близка по значению к первой производной истинных значений величины f .

Таким образом, при условии, что наблюдаемая величина изменяется на некотором интервале с постоянным градиентом, абсолютная величина ошибки наблюдаемой величины прямо пропорциональна этому градиенту с коэффициентом, равным постоянной времени. В то же время ошибка определения первой производной наблюдаемой величины вдоль профиля (по сравнению с истинным градиентом) практически равна нулю.

Сравнение границ облачности, восстановленных и истинных

Поскольку критерий облачности (1.2.1.1) определён в терминах производных наблюдаемых величин, то важно знать ошибки определения границ облачности. Действительно, пусть t_0 – момент времени в процессе подъёма радиозонда, в котором $f_o''(t_0) = 0$. Тогда из (1.2.1.2) следует

$$f_i'(t) = f_o'(t) + \tau \cdot f_o''(t), \quad (1.2.1.8)$$

и для момента t_0 справедливо

$$f_i'(t_0) = f_o'(t_0) + \tau \cdot f_o''(t_0) = f_o'(t_0). \quad (1.2.1.9)$$

Это означает, что в момент t_0 первые производные истинных и наблюдаемых значений близки по величине.

Предположим, что на некотором отрезке времени (или отрезке высоты) наблюдаемые значения могут быть интерполированы кубическим полиномом:

$$f_o(t) = a + b \cdot t + \frac{c}{2} \cdot t^2 + \frac{d}{6} \cdot t^3. \quad (1.2.1.10)$$

Из (1.2.1.2) следует, что истинные значения также могут быть интерполированы кубическим полиномом с коэффициентами a_1, b_1, c_1, d_1 :

$$f_i(t) = a_1 + b_1 \cdot t + c_1 \cdot t^2 + d_1 \cdot t^3, \quad (1.2.1.11)$$

где $a_1 = a + b \cdot \tau, b_1 = b + c \cdot \tau, c_1 = \frac{c + d \cdot \tau}{2}, d_1 = \frac{d}{6}$.

Если t_0 – момент времени, когда $f_o''(t_0) = 0$, то из (1.2.1.10) следует, что $t_0 = -\frac{c}{d}$. Для истинных же значений $f_i(t)$ момент времени t_1 такой, что $f_i''(t_1) = 0$ находится из (1.2.1.11):

$$c + \tau \cdot d + t_1 \cdot d = 0 \Rightarrow t_1 = -\frac{c}{d} - \tau. \quad (1.2.1.12)$$

Следовательно, расстояние между высотными уровнями, где обращаются в ноль вторые производные для наблюдаемого и истинного профилей, соответственно, равно постоянной времени τ , умноженной на скорость v подъёма радиозонда $(t_0 - t_1) \cdot v = \tau \cdot v$. Кроме того, это означает, что если такой уровень существует для наблюдаемой функции $f_o(t)$, то аналогичный уровень существует и для истинной функции $f_i(t)$ и наоборот. Другими словами, существует взаимно-однозначное соответствие между уровнями экстремумов первых производных истинных и наблюдаемых профилей.

Преимуществом СЕ-метода при детектировании облачных слоёв является то, что он даёт достаточно общий и универсальный подход для детектирования облачности и будет работать почти с одинаковой точностью для многих датчиков [273, 372] и практически независимо от степени инерционности датчика при определении нижней и верхней границ облачности, что является необходимым условием для работы с глобальными массивами

данных радиозондирования, прошедшими процедуру комплексного контроля качества [6, 9], в частности с массивами CARDS [260], АЭРОСТАБ [4], АЭРОСТАС [99].

**Ограничения на использование СЕ-метода ввиду точности
передаваемых в аэрологической телеграмме значений
температуры и влажности**

Для исследования атмосферы в последнее время используются новые детальные данные зондирования свободной атмосферы с помощью системы GPS (Глобальная система позиционирования), включающие несколько сотен и даже тысяч уровней с расстоянием между уровнями 1–2 м [235]. Однако при анализе этих данных, предполагающем расчёт производных вдоль профиля (в частности для определения облачности по СЕ-методу), необходимо учитывать их специфику, связанную с округлением передаваемых по каналам связи значений измеренных параметров. Как отмечалось выше, в аэрологической телеграмме в соответствии с кодом КН-04 [89] значения температуры T и относительной влажности R представлены с точностью до 0,1 °C и 0,1 % соответственно.

Следует отметить, что использование СЕ-метода для анализа детальных профилей (с разрешением 1 м) ограничено точностью представления значений температуры и влажности в аэрологической телеграмме [7, 142]. Верхняя оценка ошибки вычисления градиента с использованием двух соседних наблюдаемых значений температуры с разрешением Δh определяется по формуле:

$$\Delta T' = \frac{0,1}{\Delta h}. \quad (1.2.1.13)$$

При разрешении $\Delta h = 1$ м (профили GPS) ошибка определения градиента температуры, обусловленная точностью представления температуры 0,1 °C, составляет 0,1 °C/м, что превышает его среднее значение в тропосфере в 15 раз. Такая погрешность определения градиента неприемлема для большинства задач, использующих значения градиентов аэрологических величин. В то же время, если разрешение профиля Δh около 100 м, то ошибка градиента вследствие округления будет около 0,001 °C/м, что составляет около 15 % от среднего градиента, а это приемлемо для многих задач. В частности, при изменении разрешения Δh в диапазоне 0,4–0,7 км (как отмечалось в п. 1.1, многолетнее глобальное среднее разрешение для слоя атмосферы 0–30 км составляет около 0,7 км, для нижнего слоя тропосферы оно существенно более высокое и составляет около 0,4 км) ошибка градиента температуры вследствие точности представления T будет изменяться от 0,025 до 0,014 °C/м, что составляет около 4 и 2 % от среднего градиента температуры в тропосфере (0,65 °C/100 м). Это приемлемая точность.

Следовательно, для решения задач, предполагающих расчёт производных с использованием детальных радиозондовых профилей, например профилей GPS зондирования, значения температуры и относительной влажности должны представляться в аэрологической телеграмме с точностью,

по крайней мере, до 0,001 °C и 0,001 % соответственно, т. е. в 100 раз лучше, чем в текущей практике. Это может не добавить действительной точности для передаваемых значений (из-за ошибок наблюдения), но это даст возможность получить существенно более точный профиль градиентов, вследствие высокой корреляции ошибок наблюдения, которые взаимно уничтожаются при вычислении градиентов [7].

Другим способом решения этой проблемы является использование сглаживающих методов, например сглаживающих сплайнов [156], которые позволяют искусственно улучшить точность представления детального профиля зондирования. Недостатком этого метода является, во-первых, его относительная сложность и, во-вторых, наличие для каждого исследователя большой степени свободы в определении параметров сглаживания.

Таким образом, при расчёте вертикальных производных по данным зондирования с разрешением Δh , меньшим 100 м, необходимо использовать методы, позволяющие избежать больших вычислительных ошибок (например увеличение расстояния между точками профиля, сглаживание профиля).

Выводы

Для датчиков 1-го порядка ускорение (вторая производная наблюдаемого значения) в показаниях прибора в значительной степени пропорционально градиенту (первой производной) истинного значения.

При условии, что истинная величина изменяется на некотором интервале с постоянным градиентом, абсолютная величина ошибки наблюдаемой величины прямо пропорциональна этому градиенту с постоянной времени как сомножителем, а ошибка первой производной вдоль наблюдаемого профиля, по сравнению с истинным профилем, близка к нулю.

Расстояние между высотными уровнями, где обращаются в ноль вторые производные для наблюдаемого и истинного профилей, соответственно, равно постоянной времени τ , умноженной на скорость v подъёма радиозонда, т. е. существует взаимно-однозначное соответствие между точками экстремумов первых производных для истинных и наблюдаемых профилей.

Для детального профиля (как GPS зондирование) параметры атмосферы должны передаваться с точностью до 0,001 °C для температуры и 0,001 % для относительной влажности. Это позволит получить намного более точные профили градиентов простейшими стандартными методами.

Апробация CE-метода

Исследование результатов восстановления границ и количества облаков с применением CE-метода к радиозондовым профилям было проведено по нескольким направлениям [7, 142, 220–222, 374].

Сравнение результатов восстановления границ и количества облаков с применением СЕ-метода с результатами наземных визуальных наблюдений за облаками для случаев с облачным состоянием небосвода

Проверка правильности работы СЕ-метода проводилась путём сравнения восстановленных границ и количества облачности на базе радиозондовых данных для группы станций, расположенных в различных широтных зонах, с наземными наблюдениями за облачностью за период 1975–1980 гг. в совпадающие сроки или ближайшие по времени наблюдений (табл. 1.1.1.1). Анализ корректности определения яруса, количества облаков, точности его определения был выполнен для нижней, средней и верхней облачности, а также для отдельных её форм (St, Sc, Cu, As, Ac, Ci, Cc, Cs), для плотных и тонких облачных слоёв.

Если средний или верхний ярус облачности был предсказан правильно, то допускалось существование нижележащих тонких влажных слоёв (с предсказанным количеством облачности более 20 %), которые визуально не детектировались, и суммарная их толщина не превышала 600 м. Значение 600 м было выбрано эмпирически в результате сравнения с наземными данными.

Случаи, в которых предсказанная нижняя граница облачности принадлежала следующему вышележащему ярусу (среднему, верхнему), и разница между предсказанным основанием и наблюденным была менее 500 м, рассматривались как корректно предсказанные. Такие ситуации могут иметь место вследствие того, что нижняя граница слоистых и слоисто-кучевых облаков, являясь разорванной, может очень быстро изменяться [57, 135].

Количество облачности считается предсказанным правильно, если наблюденное и предсказанное значения оба попадают в один из следующих интервалов (0–20, 20–60, 60–80, 80–100 %).

Плотные облачные слои. Результаты сравнения предсказанной облачности и наблюденной для случаев с одним плотным облачным слоем для всех ярусов в сумме и для нижнего, среднего и верхнего ярусов представлены в табл. 1.2.1.2. Таблица показывает, что частота или вероятность (вероятность эмпирически оценивается относительной повторяемостью) корректного предсказания яруса облачности в основном не зависит от яруса и местоположения станции. Среднее значение количества облачности для всех ярусов превышало 82 % от небосвода.

Таблица 1.2.1.2

Статистические характеристики, полученные для наблюдений с одним видимым плотным слоем облачности

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
Все ярусы								
Мыс Барроу	96,9	90,4	0,0	1,8	3,2	1,5	98	1172
Спокэн	96,1	82,7	1,4	3,7	8,3	0,0	95	509
Олбани	97,1	79,7	0,6	6,1	10,5	0,1	94	877
Медфорд	96,6	80,0	1,1	6,4	9,2	0,0	94	714

Окончание табл. 1.2.1.2

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
Или	76,0	43,8	2,0	10,6	12,6	7,0	86	445
Мыс Хаттерас	93,7	74,3	0,4	9,4	9,6	0,0	94	821
Амарилло	94,5	79,6	0,3	8,1	6,5	0,0	95	604
Мидуей	92,8	46,8	3,2	12,4	26,0	4,4	82	250
Браунсвилл	96,1	80,0	0,7	6,4	8,9	0,0	94	906
Мак-Мердо	93,9	69,4	0,6	14,4	8,4	1,1	94	180
Плотный слой верхней облачности								
Мыс Барроу	71,4	35,7	0,0	0,0	14,3	21,4	89	14
Спокан	90,9	42,4	3,0	33,4	12,1	0,0	90	33
Олбани	96,2	36,5	1,9	48,1	9,6	0,0	89	52
Медфорд	96,5	52,6	1,8	35,1	7,0	0,0	93	57
Или	87,9	24,2	0,0	48,5	3,0	12,1	94	66
Мыс Хаттерас	89,8	51,6	0,0	30,5	7,8	0,0	94	128
Амарилло	96,7	53,8	0,0	38,5	4,4	0,0	93	91
Браунсвилл	96,9	61,5	1,0	21,8	12,5	0,0	86	96
Плотный слой средней облачности								
Мыс Барроу	98,6	84,3	0,0	5,7	5,7	2,9	94	70
Спокан	99,3	81,4	0,7	2,8	14,4	0,0	91	145
Олбани	100	62,9	2,9	11,4	22,8	0,0	90	70
Медфорд	95,8	87,4	0,0	3,0	5,4	0,0	96	167
Или	95,5	70,5	4,6	4,6	13,6	2,3	91	44
Мыс Хаттерас	93,4	79,3	0,0	4,5	9,6	0,0	95	198
Амарилло	93,2	73,5	0,9	1,7	17,1	0,0	89	117
Браунсвилл	88,4	71,3	2,4	2,4	12,4	0,0	90	129
Мак-Мердо	100	67,7	0,0	16,9	12,3	3,1	91	65
Плотный слой нижней облачности								
Мыс Барроу	97,2	91,5	0	1,6	3,0	1,1	98	1088
Спокан	95,2	87,3	1,5	1,2	5,1	0,0	96	331
Олбани	97,0	84,2	0,5	2,8	9,4	0,1	95	755
Медфорд	96,9	80,6	1,4	4,1	10,8	0,0	93	490
Или	71,0	44,2	2,1	3,9	14,3	6,5	84	335
Мыс Хаттерас	94,7	78,2	0,6	5,9	10,1	0,0	94	495
Амарилло	94,4	87,4	0,3	3,0	3,8	0,0	97	396
Мидуей	93,8	47,4	3,3	12,3	26,3	4,5	82	243
Браунсвилл	97,5	84,3	0,4	4,9	7,8	0,0	95	681
Мак-Мердо	90,4	71,1	0,9	12,3	6,1	0,0	96	114

Примечание. P_l – процент правильного определения уровня облачности по сравнению с наземными наблюдениями; P_c – процент правильного определения уровня и количества облачности. Разница d между наблюденным A_o значением количества облачности и предсказанным интервалом (A_{p1} , A_{p2}) определяется как $d = A_o - A_{p2}$, если $A_{p2} < A_o$, и $d = A_{p1} - A_o$, если $A_o < A_{p1}$. P_{u1} и P_{u2} – проценты правильного определения уровня и заниженного количества облачности: $A_{p2} < A_o$ и $0 < d \leq 20\%$ (для P_{u1}) или $d > 20\%$ (для P_{u2}). P_{o1} и P_{o2} – проценты правильного определения уровня и завышенного количества облачности: $A_o \leq A_{p1}$ и $0 < d \leq 20\%$ (для P_{o1}) или $d > 20\%$ (для P_{o2}). A_a – среднее количество облачности (% от небосвода); N – число наблюдений.

Частота правильного предсказания всех ярусов (табл. 1.2.1.2) изменяется от 97,1 % для Олбани до 92,8 % – для Мидуей. Исключением является станция Или, для которой вероятность правильного определения ярусов составляет 76 %. Вероятными причинами несколько худших результатов для Или служат высокая относительная повторяемость кучевой облачности (табл. 1.1.1.4), несовпадение сроков зондирования и наблюдений за облаками (табл. 1.1.1.1) и расположение станции на достаточно большой высоте над уровнем моря (1908 м). Действительно, для Мидуей также характерна высокая относительная повторяемость кучевой облачности (табл. 1.1.1.4), однако при совпадении сроков результаты значительно лучше (92,8 %).

Частота правильного предсказания как яруса, так и количества облачности зависит от яруса. Без учёта ярусов (табл. 1.2.1.2) она изменяется от 69,4 % для Мак-Мердо до 90,4 % – для Мыса Барроу. Исключением являются станции Или и Мидуей, для которых высока относительная повторяемость кучевой облачности (табл. 1.2.1.2). Для этих станций вероятность предсказания завышенного менее чем на 20 % небосвода количества облачности (P_{o1}) составляет 12,6 и 26 % соответственно, а заниженного более чем на 20 % небосвода (P_{o2}) составляет 10,4 и 12,4 % соответственно. Анализ табл. 1.2.1.2 показывает, что при неправильном определении количества облаков имеется тенденция к его завышению менее чем на 20 % небосвода для всех широт, за исключением станции Мак-Мердо, расположенной в Антарктике, и Амарилло.

Зависимость от яруса частоты правильного предсказания как яруса, так и количества облачности (табл. 1.2.1.2) выражается в её понижении с возрастанием высоты облаков. В основном она наибольшая для нижнего яруса и минимальная – для верхнего: для нижнего яруса изменяется от 91,5 % для Мыса Барроу до 44,2 % – для Или; для среднего яруса она изменяется от 87,4 % для Медфорда до 62,9 % – для Олбани; для верхнего яруса она изменяется от 61,5 % для Броунсвилл до 24,2 % – для Олбани. Не очень хорошие результаты по восстановлению количества облачности для верхнего яруса, по сравнению с нижним и средним ярусами, можно объяснить, в частности, низкой точностью датчиков влажности при низких температурах – с одной стороны, и трудностью детектирования слоёв верхней облачности при наземных ночных наблюдениях – с другой [7]. Если для нижнего и среднего ярусов характерна тенденция к небольшому завышению количества облачности при некорректном его предсказании, то для верхнего яруса, наоборот, вероятность занижения более чем на 20 % небосвода составляет для Олбани 48,1%.

Тонкие облачные слои. Как отмечалось выше, под тонким облачным слоем подразумевается слой с прозрачной частью, составляющей более половины [375]. Результаты сравнения предсказанной облачности и наблюденной для случаев с одним тонким облачным слоем для всех ярусов в сумме и для нижнего, среднего и верхнего ярусов представлены в табл. 1.2.1.3.

Таблица 1.2.1.3

**Статистические характеристики, полученные для наблюдений с одним
видимым тонким слоем облачности**

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N_o	N
Один тонкий видимый слой облачности									
Мыс Барроу	87,7	23,2	4,6	4,3	7,3	48,5	40	103	440
Спокан	93,4	27,0	9,9	14,6	5,9	35,9	39	99	574
Олбани	93,5	23,9	8,7	12,7	6,1	42,1	37	63	675
Медфорд	93,1	27,6	8,2	16,3	5,5	35,5	42	111	490
Или	74 ,3	23,2	8,5	13,4	3,2	26,0	40	145	859
Мыс Хаттерас	93,7	26,5	8,2	16,6	5,7	36,7	44	114	967
Амарилло	88,9	29,8	10,7	17,6	6,5	24,1	39	202	908
Мидуей	95,0	18,2	7,7	2,2	3,7	63,3	30	9	543
Браунсвилл	96,2	23,2	6,8	6,2	8,8	51,1	31	54	746
Хило	97,3	29,2	2,7	0,4	6,6	58,4	20	0	226
Мак-Мердо	90,0	24,0	1,0	2,0	7,0	56,0	29	4	100
Один тонкий видимый слой верхней облачности									
Мыс Барроу	74,9	29,1	9,1	6,9	5,2	24,6	42	66	175
Спокан	94,6	32,1	14,8	23,6	7,1	17,0	47	99	352
Олбани	95,1	34,9	13,6	22,1	7,5	17,0	46	63	384
Медфорд	95,7	34,1	12,0	26,4	7,0	16,1	51	111	299
Или	91,9	30,9	12,5	24,1	4,4	20,0	49	141	456
Мыс Хаттерас	93,8	31,6	10,7	24,1	6,2	21,2	53	114	661
Амарилло	97,5	34,8	13,9	24,5	7,2	17,0	46	202	652
Мидуей	82,8	17,3	13,8	24,1	3,5	24,1	50	6	29
Браунсвилл	96,3	28,2	12,4	15,4	11,3	29,2	42	54	298
Один видимый тонкий слой средней облачности									
Мыс Барроу	98,8	17,6	2,4	2,4	7,1	69,4	34	10	85
Спокан	98,0	17,0	1,4	0,0	4 ,1	75,5	24	0	147
Олбани	97,0	9,1	3,0	0,0	1,5	83,3	22	0	66
Медфорд	96,8	14,3	3,2	0,0	4,8	74,6	25	0	63
Или	97,0	18,2	9,1	0,0	4,5	65,2	28	4	66
Мыс Хаттерас	89,1	16,4	3,6	1,8	1,8	65,5	28	0	55
Амарилло	97,2	12,9	0,0	0,0	2,9	81,5	23	1	70
Мидуей	90,0	30,0	20,0	0,0	20,0	20,0	25	1	10
Браунсвилл	96,7	13,4	0,0	0,0	3,3	80,0	25	0	30
Мак-Мердо	91,0	20,8	0,0	1,5	4,5	64,2	28	1	67
Один видимый тонкий слой нижней облачности									
Мыс Барроу	95,0	20,0	1,1	2,8	9,4	61,7	41	27	180
Спокан	78,7	22,7	4,0	1,3	4,0	46,7	26	0	75
Олбани	89,8	9,3	2,2	0,4	4,9	72,9	25	0	225
Медфорд	85,2	18,8	1,6	0,8	2,3	61,7	29	0	128

Окончание табл. 1.2.1.3

Станция	P_l	P_c	P_u1	P_u2	P_o1	P_o2	A_a	N_o	N
Или	46,9	13,9	3,0	1,2	1,8	27,0	29	0	337
Мыс Хаттерас	94,4	15,1	2,4	0,4	5,2	71,3	24	0	251
Амарилло	55,4	18,8	3,2	0,0	5,9	27,4	23	1	186
Мидуей	95,8	18,1	7,1	1,0	3,4	66,3	28	0	504
Браунсвилл	96,2	20,4	3,3	0,0	7,7	64,8	24	0	418
Хило	97,8	29,3	2,7	0,4	6,7	58,7	20	0	225
Мак-Мердо	96,0	32,0	0,0	0,0	16,0	48,0	27	0	25

Примечание. P_l – процент правильного определения уровня облачности по сравнению с наземными наблюдениями; P_c – процент правильного определения уровня и количества облачности. Разница d между наблюдаемым A_o значением количества облачности и предсказанным интервалом (A_p1, A_p2) определяется как $d = A_o - A_p2$, если $A_p2 < A_o$, и $d = A_p1 - A_o$, если $A_o < A_p1$. P_u1 и P_u2 – проценты правильного определения уровня и заниженного количества облачности: $A_p2 < A_o$ и $0 < d \leq 20\%$ (для P_u1) или $d > 20\%$ (для P_u2). P_o1 и P_o2 – проценты правильного определения уровня и завышенного количества облачности: $A_o \leq A_p1$ и $0 < d \leq 20\%$ (для P_o1) или $d > 20\%$ (для P_o2). A_a – среднее количество облачности (% от небосвода); N_o – число наблюдений с одним видимым прозрачным облачным слоем; N – число наблюдений.

Табл. 1.1.1.2 и 1.2.1.3 показывают, что слои тонкой облачности наблюдаются довольно часто, однако из-за константы времени датчика влажности при низких температурах их достаточно трудно детектировать методами, основанными на использовании абсолютных значений дефицита точки росы или относительной влажности, поэтому в этом разделе проанализирована возможность их детектирования по радиозондовым данным предложенным методом.

Анализ табл. 1.2.1.3 показал, что для тонких слоёв вероятность правильного определения наличия облачности данного яруса P_l изменяется от 74,3 % для Или до 97,3 % – для Хило. Для случаев с некорректно определённым количеством облачности явно преобладает тенденция к его завышению более чем на 20 % небосвода: P_o2 составляет от 26 % для Или до 63,3 % – для Мидуей, в то время как вероятность правильного его определения не превышает 29,8 % для всех станций. Среднее количество облачности A_a составляло от 20 до 44 % небосвода, при этом для большинства станций значительную часть составляли полностью прозрачные слои (N_o в табл. 1.2.1.3).

Более детальный анализ для отдельных ярусов (табл. 1.2.1.3) показал, что P_l составляет около 90 % для средней облачности для всех станций, а для нижнего и верхнего ярусов – для восьми станций. Для нижней облачности исключение составили станции Или (46,9 %) и Амарилло (55,4 %), а для верхней – Мыс Барроу (74,9 %) и Мидуей (82,8 %). Среднее количество облачности A_a составляло от 20 до 41 % небосвода для нижней облачности, от 22 до 34 % – для средней и от 42 до 51 % – для верхней. Полностью прозрачные слои для нижней и средней облачности в небольшом количестве были отмечены только для станции Мыс Барроу.

Исследование точности определения количества облаков по радиозондовым данным показало, что для тонких облачных слоёв нижнего и среднего ярусов (табл. 1.2.1.3) оно часто завышается более чем на 20 % небосвода: P_{o2} изменяется, соответственно, от 27,4 до 71,3 и от 20 до 83,3 %. Процент правильного определения количества облачности P_c при этом не превышает 32 %. Этот факт можно объяснить тем, что часто наблюдатель может заметить тонкий облачный слой только около горизонта, и поэтому часто занижает количество облачности, а в ночное время значительное влияние оказывает освещённость местности [205, 290].

Для тонкой верхней облачности картина несколько иная (табл. 1.2.1.3). Среднее количество облачности A_g выше, чем в случаях нижней и средней облачности, и составляет от 42 до 53 %. Вероятность правильного определения количества облачности составляет около 30 %. Для случаев с некорректно предсказанным количеством облачности для большинства станций преобладает тенденция к его занижению: оно было занижено менее чем на 20 % от небосвода (P_{c1}) в 9,1–14,8 % случаев и более чем на 20 % (P_{c2}) в 6,9–26,4 % случаев. Для станций Мыс Барроу и Браунсвилл для верхнего яруса сохраняется тенденция к завышению более чем на 20 %, характерная для среднего и нижнего ярусов для всех станций. Сравнение результатов табл. 1.2.1.3 с повторяемостью различных форм облачности верхнего яруса (табл. 1.1.1.4) опровергает гипотезу о влиянии именно формы облачности (перистой или перисто-слоистой) на тенденцию к правильному, завышенному или заниженному определению количества облаков. Например, для станций Мыс Барроу и Олбани чаще наблюдались перисто-слоистые облака, а для всех остальных станций – перистые. Однако для Мыс Барроу и Браунсвилл при неправильно определённом количестве облачности характерно его завышение, а для остальных станций – его занижение. Поэтому было проведено дополнительное исследование по оценке влияния количества плотной части облачного слоя на вероятность правильного определения количества облаков.

В табл. 1.2.1.4 приведены оценки корректности определения количества плотной части одного видимого облачного слоя верхнего яруса. Среднее количество облачности A_g для его плотной части составляло около 20 % небосвода. Вероятность правильного определения количества плотной части (P_c в табл. 1.2.1.4) составляет от 21,1 до 44,5 %, что превышает для всех станций вероятность правильного определения общего количества облачности, включая прозрачную часть (P_c в табл. 1.2.1.3), которая составляла от 17,3 до 34,9 %. Для всех станций стала характерна тенденция к завышению количества облачности более чем на 20 %: вероятность P_{o2} в табл. 1.2.1.4 повысилась до 31,8–45,1 % по сравнению со значениями P_{o2} в табл. 1.2.1.3, которая составляла 17–29,2 %. Следовательно, для верхней облачности вероятность правильного определения количества облачности зависит от прозрачности слоя: чем большая часть облака непрозрачна, тем больше вероятность согласования между наблюдаемым и предсказанным количеством облаков. Это позволяет сделать вывод о том, что, несмотря на большую постоянную времени датчика влажности, метод позволяет достаточно реалистично отразить процесс формирования тонких облаков,

при этом предсказывается количество облачности, превышающее количество плотной части, но заниженное (из-за постоянной времени датчика влажности) по сравнению с общим количеством облачности, включающим прозрачную часть.

Таблица 1.2.1.4

Статистические характеристики, полученные для наблюдений с одним тонким видимым слоем верхней облачности с ненулевой непрозрачной частью

Станция	P_I	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_o	N
Мыс Барроу	70,6	21,1	4,6	0,0	4,6	40,4	20	109
Спокан	94,5	40,7	13,4	1,2	2,8	36,4	22	253
Олбани	94,7	44,5	13,7	1,2	3,4	31,8	22	321
Медфорд	95,2	40,4	15,4	1,1	4,3	34,0	21	188
Или	90,5	41,9	11,1	0,6	1,9	34,9	20	315
Мыс Хаттерас	93,2	34,7	12,6	2,4	4,0	39,5	22	547
Амарилло	97,1	44,2	12,7	0,7	2,9	36,7	21	450
Мидуей	87,0	34,8	13,0	0,0	0,0	39,1	22	23
Браунсвилл	96,3	34,4	10,7	1,2	4,9	45,1	21	244

Примечание. P_I – процент правильного определения уровня облачности по сравнению с наземными наблюдениями; P_c – процент правильного определения уровня и количества облачности для непрозрачной части облачного слоя. Разница d между наблюдаемым A_o значением количества облачности и предсказанным интервалом (A_{p1}, A_{p2}) определяется как $d = A_o - A_{p2}$, если $A_{p2} < A_o$, и $d = A_{p1} - A_o$, если $A_o < A_{p1}$. P_{u1} и P_{u2} – проценты правильного определения уровня и заниженного количества облачности: $A_{p2} < A_o$ и $0 < d \leq 20\%$ (для P_{u1}) или $d > 20\%$ (для P_{u2}). P_{o1} и P_{o2} – проценты правильного определения уровня и завышенного количества облачности: $A_o \leq A_{p1}$ и $0 < d \leq 20\%$ (для P_{o1}) или $d > 20\%$ (для P_{o2}). A_a – среднее количество облачности для непрозрачной части облачного слоя (% от небосвода); N – число наблюдений.

Некоторые формы облачности. Формы облаков являются видимым отражением процессов, которые совершаются на высотах образования облаков [24]. Согласно результатам, полученным Л.С. Дубровиной [54] по данным самолётного зондирования, ошибки метода косвенного определения облаков по критическим значениям дефицита точки росы зависят от времени года, яруса и формы облаков. Чтобы уточнить возможности СЕ-метода, был проведён анализ его возможностей для различных форм облачности для плотных и тонких слоёв. Результаты представлены в табл. 1.2.1.5–1.2.1.9, в которых используются следующие обозначения: P_I – процент правильного определения уровня облачности по сравнению с наземными наблюдениями; P_c – процент правильного определения уровня и количества облачности. Разница d между наблюдаемым A_o значением количества облачности и предсказанным интервалом (A_{p1}, A_{p2}) определяется как $d = A_o - A_{p2}$, если $A_{p2} < A_o$ и $d = A_{p1} - A_o$, если $A_o < A_{p1}$. P_{u1} и P_{u2} – проценты правильного определения уровня

и заниженного количества облачности: $A_p2 < A_o$ и $0 < d \leq 20 \%$ (для P_u1) или $d > 20 \%$ (для P_u2). P_o1 и P_o2 – проценты правильного определения уровня и завышенного количества облачности: $A_o \leq A_p1$ и $0 < d \leq 20 \%$ (для P_o1) или $d > 20 \%$ (для P_o2). A_a – среднее количество облачности (% от небосвода); N – число наблюдений.

Таблица 1.2.1.5

**Статистические характеристики, полученные для наблюдений
с одним видимым слоем облаков St и St fr**

Станция	P_l	P_c	P_u1	P_u2	P_o1	P_o2	A_a	N
Один плотный видимый слой St								
Мыс Барроу	96,8	93,0	0,0	1,4	1,8	0,6	99	498
Спокан	96,9	93,8	0,0	0,6	2,5	0,0	99	161
Олбани	100	97,7	0,0	2,3	0,0	0,0	100	44
Медфорд	95,9	89,1	1,4	5,4	0,0	0,0	100	74
Мыс Хаттерас	96,9	93,8	0,0	3,1	0,0	0,0	100	32
Амарилло	97,5	92,0	0,0	4,0	1,5	0,0	99	202
Браунсвилл	98,0	88,7	0,0	6,6	2,7	0,0	99	150
Мак-Мердо	91,2	73,6	0,0	15,8	1,8	0,0	99	57
Один тонкий видимый слой St								
Мыс Барроу	94,7	27,7	1,3	1,3	10,5	53,9	44	76
Амарилло	50,0	10,0	0,0	0,0	0,0	45,0	26	20
Один плотный видимый слой St fr								
Мыс Барроу	97,5	92,3	0,0	1,5	2,2	1,5	99	325
Спокан	96,4	94,5	0,0	1,9	0,0	0,0	99	55
Олбани	98,2	95,7	0,0	1,8	0,6	0,0	100	163
Медфорд	100	94,1	0,0	0,0	5,9	0,0	98	17
Или	100	80,0	0,0	20,0	0,0	0,0	100	10
Мыс Хаттерас	95,5	90,9	0,0	4,6	0,0	0,0	99	88
Амарилло	94,7	94,7	0,0	0,0	0,0	0,0	100	19
Браунсвилл	96,4	92,8	0,0	3,6	0,0	0,0	100	55
Мак-Мердо	90,5	76,2	0,0	14,3	0,0	0,0	100	21
Мыс Барроу	97,5	92,3	0,0	1,5	2,2	1,5	99	325
Один тонкий видимый слой St fr								
Мыс Барроу	97,4	23,1	2,6	7,7	7,6	56,4	45	39

Таблица 1.2.1.6

**Статистические характеристики, полученные для наблюдений
с одним видимым слоем слоисто-кучевых облаков Sc**

Станция	P_l	P_c	P_u1	P_u2	P_o1	P_o2	A_a	N
Один плотный видимый слой Sc								
Мыс Барроу	97,4	87,6	0,0	1,7	6,4	1,7	96	233
Спокан	96,8	83,0	4,3	2,1	7,4	0,0	95	94+

Окончание табл. 1.2.1.6

Станция	P_I	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
Олбани	96,7	80,5	0,6	2,8	12,6	0,2	93	538
Медфорд	97,9	82,1	1,2	4,1	10,5	0,0	93	341
Или	85,2	56,3	0,0	2,1	18,3	8,5	88	142
Мыс Хаттерас	93,9	75,1	0,4	6,6	11,8	0,0	93	229
Амарилло	93,6	85,3	0,0	1,3	7,0	0,0	96	157
Мидуей	91,4	55,7	2,9	14,3	17,1	1,4	88	70
Браунсвилл	97,5	84,3	0,2	4,3	8,7	0,0	95	437
Мак-Мердо	88,9	63,9	2,8	5,5	16,7	0,0	90	36
Один тонкий видимый слой Sc								
Мыс Барроу	93,5	6,5	0,0	1,5	8,1	77,4	35	62
Спокан	86,4	27,3	0,0	0,0	9,1	50,0	24	22
Олбани	90,5	7,6	1,4	0,5	4,8	76,2	25	210
Медфорд	89,6	9,0	3,0	0,0	3,0	74,6	29	67
Или	72,3	10,6	1,1	0,0	5,3	55,3	29	94
Мыс Хаттерас	92,4	10,7	3,0	0,0	4,5	74,2	29	66
Амарилло	71,8	10,3	2,6	0,0	5,1	53,8	25	39
Мидуей	96,7	16,7	6,7	0,0	3,3	70,0	31	30
Браунсвилл	97,1	12,7	1,7	0,0	3,5	79,2	27	173
Хило	100	30,0	10,0	0,0	0,0	60,0	26	10
Мак-Мердо	93,8	31,3	0,0	0,0	6,3	56,2	21	16

Таблица 1.2.1.7

Статистические характеристики, полученные для наблюдений с одним видимым слоем кучевых Cu и разорванно-кучевых Cu fr облаков

Станция	P_I	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
Один плотный видимый слой Cu								
Спокан	64,7	23,5	5,9	0,0	35,3	0,0	71	17
Медфорд	93,6	59,6	2,1	2,1	29,8	0,0	81	47
Или	58,6	30,7	5,0	4,3	14,3	4,3	78	140
Мыс Хаттерас	90,9	52,8	1,8	1,8	34,5	0,0	79	55
Мидуей	94,8	40,3	3,2	12,3	33,8	5,2	78	154
Браунсвилл	96,8	48,3	6,5	6,5	35,5	0,0	75	31
Один плотный видимый слой Cu fr								
Мыс Барроу	96,8	90,3	0,0	3,3	3,2	0,0	98	31
Мыс Хаттерас	97,5	82,3	1,3	8,9	5,1	0,0	97	79
Один тонкий видимый слой Cu								
Спокан	71,1	20,0	6,7	2,2	2,2	40,0	28	45
Медфорд	80,0	27,3	0,0	1,8	1,8	49,1	28	55
Или	37,3	15,0	3,9	1,7	0,4	16,3	28	233
Мыс Хаттерас	95,7	17,8	2,5	0,6	6,1	68,7	21	163

Окончание табл. 1.2.1.7

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
Амарилло	51,6	20,0	3,1	0,0	7,4	21,1	21	95
Мидуей	95,7	18,1	7,2	1,1	3,4	65,9	28	470
Браунсвилл	95,1	26,0	4,9	0,0	9,0	55,2	22	223
Хило	97,7	29,3	2,3	0,5	7,0	58,6	20	215

Таблица 1.2.1.8

Статистические характеристики, полученные для наблюдений с одним видимым слоем высокослоистых As и высококучевых As облаков

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
Один плотный видимый слой As								
Мыс Барроу	100	100	0,0	0,0	0,0	4,0	99	25
Спокан	100	92,3	0,0	7,7	0,0	0,0	10,0	26
Олбани	100	87,5	0,0	12,5	0,0	0,0	99	16
Медфорд	97,7	97,7	0,0	0,0	0,0	0,0	100	44
Или	92,3	92,3	0,0	0,0	0,0	0,0	99	13
Мыс Хаттерас	85,7	85,7	0,0	0,0	0,0	0,0	99	28
Амарилло	100	91,7	0,0	8,3	0,0	0,0	99	12
Браунсвилл	80,0	80,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100	15
Мак-Мердо	100	72,2	0,0	16,7	0,0	11,1	99	18
Один тонкий видимый слой As								
Мыс Барроу	100	25,0	6,3	3,0	9,4	56,3	40	32
Мак-Мердо	100	36,4	0,0	0,0	9,1	54,5	47	11
Один плотный видимый слой As								
Мыс Барроу	97,8	77,8	0,0	8,9	8,9	2,2	92	45
Спокан	99,1	79,6	0,9	1,8	16,8	0,0	89	113
Олбани	100	55,6	3,7	11,1	29,6	0,0	87	54
Медфорд	95,8	84,0	0,0	4,2	7,6	0,0	94	118
Или	96,8	61,3	6,5	6,5	19,4	3,2	87	31
Мыс Хаттерас	94,7	78,2	0,0	5,3	11,2	0,0	94	170
Амарилло	92,2	72,5	1,0	1,0	17,7	0,0	89	102
Браунсвилл	89,2	69,4	2,7	2,7	14,4	0,0	89	111
Мак-Мердо	100	68,0	0,0	8,0	24,0	0,0	84	25
Один тонкий видимый слой As								
Мыс Барроу	98,1	13,2	0,0	1,9	5,7	77,3	3,0	53
Спокан	98,5	17,0	1,5	0,0	4,4	75,6	24	135
Олбани	96,9	9,2	3,1	0,0	1,5	83,1	22	65
Медфорд	96,6	12,1	3,4	0,0	5,2	75,9	25	58
Или	96,9	18,5	9,2	0,0	4,6	64,6	28	65
Мыс Хаттерас	89,1	16,4	3,6	1,8	1,8	65,5	28	55
Амарилло	97,0	12,1	0,0	0,0	3,0	81,9	23	66

Окончание табл. 1.2.1.8

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
Мидуей	90,0	30,0	20,0	0,0	20,0	20,0	25	10
Браунсвилл	96,6	13,9	0,0	0,0	3,4	79,3	26	29
Мак-Мердо	89,8	20,4	0,0	2,0	4,1	63,3	24	49

Таблица 1.2.1.9

Статистические характеристики, полученные для наблюдений с одним видимым слоем перистых Ci и перисто-слоистых Cs облаков

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
Один плотный видимый слой Ci								
Спокан	91,7	41,7	0,0	33,3	16,7	0,0	84	12
Медфорд	91,7	41,7	8,4	33,3	8,3	0,0	85	12
Или	84,6	7,7	0,0	46,1	15,4	15,4	79	13
Мыс Хаттерас	93,5	22,5	0,0	48,4	22,6	0,0	80	31
Амарилло	100	46,2	0,0	30,8	23,0	0,0	78	13
Браунсвилл	94,1	44,1	2,9	29,4	17,7	0,0	78	34
Один тонкий видимый слой Ci								
Мыс Барроу	76,6	24,8	9,1	5,2	7,8	29,9	35	77
Спокан	95,8	33,6	15,5	22,1	7,3	17,3	43	289
Олбани	97,9	45,5	15,2	9,6	5,5	22,1	30	145
Медфорд	95,9	34,6	14,0	20,7	7,2	19,4	40	222
Или	92,3	29,9	15,4	20,5	4,0	22,5	40	298
Мыс Хаттерас	94,1	30,2	13,7	14,4	7,4	28,4	38	473
Амарилло	97,6	36,7	15,2	20,4	5,9	19,4	39	499
Мидуей	78,3	17,5	17,4	17,4	4,3	21,7	48	23
Браунсвилл	96,9	28,2	13,1	12,7	12,4	30,5	38	259
Один плотный видимый слой Cs								
Мыс Барроу	69,2	38,5	0,0	0,0	7,7	23,0	90	13
Спокан	90,5	42,9	4,8	33,3	9,5	0,0	94	21
Олбани	95,7	38,2	0,0	53,2	4,3	0,0	91	47
Медфорд	97,8	55,6	0,0	35,6	6,6	0,0	95	45
Или	88,5	28,9	0,0	48,1	0,0	11,5	97	52
Мыс Хаттерас	88,7	60,9	0,0	24,7	3,1	0,0	98	97
Амарилло	96,2	55,1	0,0	39,8	1,3	0,0	96	78
Браунсвилл	98,4	72,2	0,0	18,0	8,2	0,0	92	61
Один тонкий видимый слой Cs								
Мыс Барроу	73,5	32,7	9,2	7,1	3,1	21,4	48	98
Спокан	88,9	25,4	11,1	30,2	6,3	15,9	68	63
Олбани	93,2	28,7	12,8	29,9	8,1	13,7	56	234
Медфорд	94,8	32,4	6,5	42,9	6,5	6,5	81	77
Или	91,1	33,2	7,0	31,2	5,1	14,6	66	157

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
Мыс Хаттерас	93,1	35,1	3,2	48,4	3,2	3,2	90	188
Амарилло	97,4	28,9	9,9	38,2	11,8	8,6	67	152
Браунсвилл	91,9	29,8	8,1	35,1	2,7	16,2	70	37

Анализ табл. 1.2.1.5–1.2.1.7 показал, что среди различных форм нижней облачности наилучшие результаты получены для плотных слоистых облаков, для которых вероятность правильного определения как яруса, так и количества составляет практически для всех станций более 90 %, а наихудшие – для кучевой облачности, для которой среднее количество облачности при наличии тонких слоёв составляло около 25 % и характерно было его завышение более чем на 20 %. Значительное ухудшение результатов в определении тонкой облачности для Или можно объяснить несовпадением сроков наблюдений (табл. 1.1.1.1). Для слоисто-кучевой облачности вероятность правильного определения яруса составляет около 90 % независимо от плотности облачных слоёв. Вероятность правильного определения её количества значительно различается для плотных и тонких слоёв: если для первых она составляет 56–88 %, то для последних преобладает тенденция к его завышению. При этом для плотных облаков среднее количество облачности составляло около 90 %, а для тонких – около 25 %.

Для высокослоистых и высококучевых облаков ярус облачности определяется правильно для большинства станций с вероятностью более 90 % как для плотных, так и для тонких слоёв (табл. 1.2.1.8). Количество облачности при правильном определении яруса определяется более успешно для высокослоистых облаков. Для тонких высококучевых слоёв характерно завышение количества облачности более чем на 20 %. Тонкие высокослоистые облака практически не наблюдались.

Для перистых и перисто-слоистых облаков были характерны тонкие облачные слои (табл. 1.2.1.9). Вероятность правильного определения яруса облачности для этих форм облачности превышает 90 % для большинства станций. Для тонких облачных слоёв для Мыса Барроу, расположенного в Арктическом регионе, она несколько ниже и составляет около 75 %. При незначительной повторяемости плотных перистых облаков, которые почти покрывали весь небосвод (среднее значение количества облачности составляло около 80 %), можно отметить частое занижение их количества, а для тонких перистых слоёв с незначительным количеством облачности (среднее значение составляло около 40 %) несколько увеличивается тенденция к его завышению, однако тенденция к его занижению является преобладающей для большинства станций. При корректном определении яруса и неправильном определении количества облаков для перисто-слоистой облачности характерно его занижение как для плотных, так и для тонких слоёв. Следует заметить, что при этом наблюдалась в основном сплошная и разорванная облачность.

Сравнение результатов восстановления границ и количества облаков с применением СЕ-метода с результатами наземных визуальных наблюдений за облаками для случаев с безоблачным состоянием небосвода

Чтобы оценить тенденцию СЕ-метода предсказывать облачные слои, когда наблюдается безоблачное состояние небосвода, метод был применён к таким радиозондовым данным, когда наземные наблюдения соответствуют чистому небосводу [7, 222]. Множество наблюдений и предсказаний для атмосферных слоёв, для которых выполняется условие (1.2.1.1), было разбито на четыре группы [222]. Частоты или оценённые вероятности были вычислены для каждой из групп. Первая группа содержит случаи с предсказанными атмосферными слоями с облачным покрытием менее 20 % (P_1). Вторая группа содержит случаи с предсказанными тонкими облачными слоями суммарной толщины $dh \leq 300$ м и количеством облачности более 20 % (P_2). Обозначим $P_3 = P_1 + P_2$. Третья группа содержит случаи с предсказанными облачными слоями с суммарной толщиной от 300 до 500 м (P_4). Через P_5 обозначена частота предсказания чистого небосвода или тонких облачных слоёв с суммарной толщиной менее 500 м ($P_5 = P_1 + P_2 + P_4$). Результаты этого анализа показаны в табл. 1.2.1.10. Значение $P_3 = P_1 + P_2$ принято за меру корректного предсказания чистого небосвода. Тонкие облачные слои с суммарной толщиной менее 300 м могут быть или слоями дымки, или облачными слоями, содержащими капли слишком маленьких размеров, чтобы они могли быть детектированы наблюдателем.

Таблица 1.2.1.10

Определение облачных слоёв для случаев, когда по наземным данным наблюдался безоблачный небосвод

Станция	P_1	P_2	P_3	P_4	P_5	N
Мыс Барроу	8,5	61,5	70,0	5,8	75,8	660
Спокан	55,1	30,6	85,7	7,3	93,0	523
Олбани	42,6	41,9	84,5	9,6	94,1	434
Медфорд	62,5	22,6	85,1	7,2	92,3	871
Или	60,5	24,3	84,8	7,6	92,4	1263
Мыс Хаттерас	48,2	39,9	88,1	7,8	95,9	913
Амарилло	75,3	15,3	90,6	5,4	96,0	1083
Мидуэй	13,3	51,1	64,4	17,1	81,5	135
Браунсвилл	42,1	42,5	84,6	8,0	92,6	525
Хило	46,7	46,7	93,4	6,6	100	15
Мак-Мердо	10,7	50,0	60,7	14,9	75,6	430

Примечание. P_1 – частота предсказания количества облачности 0–20 %; P_2 – частота предсказания облачных слоёв с суммарной толщиной менее 300 м и количеством облачности более 20 %; $P_3 = P_1 + P_2$; P_4 – частота предсказания облачных слоёв с суммарной толщиной 300–500 м и количеством облачности более 20 %; P_5 – частота предсказания количества облачности 0–20 % или тонких облачных слоёв с суммарной толщиной не более 500 м и количеством облачности более 20 %; $P_5 = P_1 + P_2 + P_4$; N – число наблюдений.

В табл. 1.2.1.10 показано, что частота P_4 предсказания тонких облачных слоёв ($300 \text{ м} < \text{суммарная толщина} < 500 \text{ м}$), которые не наблюдаются, слабо зависит от расположения станции: максимум её составляет 17,1 % для Олбани и минимум – 5,4 % – для Амарилло. Для большинства станций она не превышает 10 %.

В табл. 1.2.1.10 показано, что частоты P_1 и P_2 предсказания количества облачности 0–20 % и предсказания тонких облачных слоёв с суммарной толщиной $dh \leq 300 \text{ м}$ в значительной степени зависят от расположения станции.

Максимум P_1 составляет 75,3 % для Амарилло, континентальной станции в субтропиках, и минимум – 8,5 % для Мыса Барроу, прибрежной станции в Северном Ледовитом океане. Низкие значения P_1 отмечены также для антарктической станции Мак-Мердо (10,7 %) и станции Мидуэй (13,3 %), расположенной на Гавайских островах в субтропической зоне. Однако следует отметить, что, согласно табл. 1.1.1.3, для этих двух станций наземных наблюдений было значительно меньше, чем для других станций. Для остальных станций P_1 изменяется от 42,1 % для Браунсвилла до 62,2 % – для Медфорда.

Максимум P_2 составляет 61,5 % для Мыса Барроу и минимум – 15,3 % для Амарилло. Для остальных станций P_2 изменяется от 51,1 % для Мидуэй до 22,6 % – для Медфорда. Но $P_3 = P_1 + P_2$ практически не зависит от расположения станции и для большинства станций составляет около 87 %. Исключением являются опять Мидуэй и станции в высоких широтах – Мыс Барроу и Мак-Мердо, для которых P_3 значительно ниже и составляет от 60,7 до 70,0 %.

Результаты, представленные в табл. 1.1.1.3 и 1.2.1.10, показывают, что P_1 и P_2 зависят от климатических условий и, следовательно, от расположения станций. Чем больше P_1 , тем меньше P_2 , и наоборот. Но частота P_5 предсказания чистого небосвода или тонких облачных слоёв с суммарной толщиной не более 500 м независима от станции и в среднем составляет около 94 %. Максимум P_5 равен 96,0 % для Амарилло и минимум – 92,3 % – для Медфорда. Исключением являются те же станции, для которых P_5 значительно ниже и составляет 81,5 % для Мидуэй и около 76 % – для Мыса Барроу и Мак-Мердо.

Выше был проведён анализ предсказаний влажных слоёв с суммарной толщиной dh менее 300 и 500 м для наблюдений с ясным небосводом. Представляют интерес оценки вероятности предсказания облачных слоёв с такой суммарной толщиной dh среди всех наблюдений.

Табл. 1.2.1.11 (в сумме) показывает, что вероятность предсказания облачных слоёв с суммарной толщиной $dh < 300 \text{ м}$ (500 м) среди всех наблюдений очень мала для станции Хило, расположенной в тропической зоне – 3,5 % (6,2 %); для других станций она изменяется от 20,2 до 35,0 % для слоёв с $dh < 300 \text{ м}$ и от 32,2 до 50,6 % – для слоёв с $dh < 500 \text{ м}$. Для наблюдений с облачным небосводом такие значения суммарной толщины, $dh < 300 \text{ м}$ ($< 500 \text{ м}$), были предсказаны в 3,3 % (6,0 %) случаев для Хило и в 16,4–29,8 % (33,1–48,8 %) случаев для станций в других широтах.

Таблица 1.2.1.11

**Статистические характеристики для наземных наблюдений
с облачным и безоблачным небосводом**

Станция	Облачный небосвод			Безоблачный небосвод			В сумме		
	P_{300}	P_{500}	$N_{облачно}$	P_{300}	P_{500}	$N_{ясно}$	P_{300}	P_{500}	$N_{в\ сумме}$
Мыс Барроу	24,4	40,3	2454	61,5	67,3	660	32,3	46,0	3114
Спокан	28,8	48,8	2560	30,6	37,9	523	29,0	46,9	3083
Олбани	25,0	44,8	2989	41,9	51,5	434	27,1	45,7	3423
Медфорд	26,6	46,6	2096	22,6	29,8	871	25,4	41,7	2967
Или	18,0	32,3	2347	24,3	31,9	1263	20,2	32,2	3610
Мыс Хаттерас	25,2	42,5	2987	39,9	47,7	913	28,6	43,7	3900
Амарилло	29,7	47,6	2425	15,3	20,7	1083	25,2	39,3	3508
Мидуэй	21,3	31,4	1612	51,1	68,2	135	23,6	34,2	1747
Браунсвилл	29,8	47,8	2876	42,5	50,5	525	31,8	48,2	3401
Хило	3,3	6,0	3640	46,7	53,3	15	3,5	6,2	3655
Мак-Мердо	16,4	33,1	347	50,0	64,9	430	35,0	50,6	777

Примечание. $N_{облачно}$, $N_{ясно}$ – соответствующие числа наблюдений; $N_{в\ сумме} = N_{облачно} + N_{ясно}$; P_0 – вероятность предсказания чистого небосвода; P_{300} и P_{500} – вероятность предсказания облачных слоёв с количеством облачности более 20 % и суммарной толщиной dh менее 300 м (500 м).

Для целей прогноза облачности по радиозондовым данным представляет интерес и обратная задача: среди всех случаев восстановленных облачных слоёв с $dh < 300$ м (500 м) оценить вероятность наблюдения облачного и безоблачного небосвода. Согласно табл. 1.2.1.12, повторяемость $P_{облачно}$ облачного небосвода по наземным наблюдениям при суммарной толщине dh предсказанных облачных слоёв менее 300 м (500 м) изменяется от 57,9 до 94,5 % (от 65,3 до 96,8 %) для всех станций, за исключением антарктической – Мак-Мердо, для которой она составляет 21 % (29,2 %). Для этих случаев ясный небосвод по наземным наблюдениям детектировался в 79 % (70,8 %) случаев для Мак-Мердо и для остальных станций – в 5,5–42,1 % (3,2–34,7 %) случаев (см. $P_{ясно}$).

Таблица 1.2.1.12

**Статистические характеристики для наземных наблюдений
с облачным и безоблачным небосводом**

Станция	$0 < dh < 300$ м			$0 < dh < 500$ м		
	$P_{облачно}$	$P_{ясно}$	N_{300}	$P_{облачно}$	$P_{ясно}$	N_{500}
Мыс Барроу	59,6	40,4	1005	69,0	31,0	1432
Спокан	82,2	17,8	897	86,3	13,7	1447
Олбани	80,4	19,6	929	85,7	14,3	1563
Медфорд	73,9	26,1	755	79,0	21,0	1237
Или	57,9	42,1	729	65,3	34,7	1161
Мыс Хаттерас	67,4	32,6	1117	74,5	25,5	1704

Станция	0 < dh < 300 м			0 < dh < 500 м		
	$P_{облачно}$	$P_{ясно}$	N_{300}	$P_{облачно}$	$P_{ясно}$	N_{500}
Амарилло	81,3	18,7	886	83,7	16,3	1378
Мидуей	83,3	16,7	412	84,6	15,4	598
Браунсвилл	79,9	20,1	1161	83,8	16,2	1640
Хило	94,5	5,5	127	96,8	3,2	225
Мак-Мердо	21,0	79,0	272	29,2	70,8	394

Примечание. $P_{облачно}$ (%) и $P_{ясно}$ (%) – вероятности облачного и безоблачного небосвода при условии, что суммарная толщина dh предсказанных облачных слоёв с количеством облачности более 20% составляет менее 300 м (500 м). N_{300} и N_{500} – число наблюдений с соответствующей суммарной толщиной облачных слоёв dh.

В табл. 1.2.1.13 представлены оценки вероятности предсказания облачных слоёв с суммарной толщиной dh < 300 м (500 м) при наземных наблюдениях различных состояний облачного небосвода: одного тонкого облачного слоя, одного–четырёх тонких облачных слоёв, одного–четырёх плотных облачных слоёв.

Таблица 1.2.1.13

Статистические характеристики для наземных наблюдений с различными состояниями небосвода: один тонкий видимый облачный слой, один–четыре тонких видимых облачных слоя, один–четыре плотных видимых облачных слоя

Станция	1 тонкий облачный слой			1–4 тонких облачных слоя			1–4 плотных облачных слоя		
	P_{300}	P_{500}	$N_{тонк1}$	P_{300}	P_{500}	$N_{тонк14}$	P_{300}	P_{500}	$N_{плот14}$
Мыс Барроу	34,1	57,3	440	23,7	40,8	632	23,9	39,4	1822
Спокан	44,1	66,4	574	39,7	61,9	963	22,4	41,6	1597
Олбани	44,9	73,0	675	40,4	67,0	939	19,1	36,4	2050
Медфорд	43,9	66,7	490	41,8	63,7	639	20,9	40,3	1457
Или	37,3	61,4	859	26,9	44,6	1130	9,9	22,1	1217
Мыс Хаттерас	44,2	66,6	967	39,3	61,5	1258	15,0	29,8	1728
Амарилло	47,5	65,6	908	41,5	60,2	1240	18,1	36,6	1185
Мидуей	47,3	67,4	543	24,8	35,4	972	14,5	24,5	640
Браунсвилл	47,3	67,3	747	41,6	61,4	1158	21,5	37,9	1719
Хило	51,8	83,6	226	14,1	23,8	718	0,9	1,9	2922
Мак-Мердо	19,6	40,2	102	20,7	39,6	111	14,4	30,1	236

Примечание. $N_{тонк1}$, $N_{тонк14}$, $N_{плот14}$ – соответствующие числа наблюдений; P_{300} и P_{500} – повторяемость (%) предсказания облачных слоёв с количеством облачности более 20 % и суммарной толщиной dh менее 300 и 500 м соответственно.

Для наблюдений с одним тонким облачным слоем вероятность P_{300} (P_{500}) предсказания облачных слоёв с суммарной толщиной dh < 300 м (500 м) и количеством облачности более 20 % зависит от широты: она

составляет 34,1 % (57,3 %) для Мыса Барроу и возрастает до 51,1 % (83,6 %) для Хило (табл. 1.2.1.13). Для антарктической станции Мак-Мердо она составляет 19,6 % (40,2 %).

Для наблюдений с одним – четырьмя тонкими облачными слоями вероятности P_{300} и P_{500} зависят от расположения станции и изменяются от 14,1 и 23,8 % для Хило до 41,8 % – для Медфорда и 67 % – для Олбани соответственно.

Для наблюдений с одним – четырьмя плотными облачными слоями вероятности P_{300} и P_{500} зависят от расположения станции значительно меньше: для всех станций они изменяются от 0,9 и 1,9 % для Хило до 23,9 % – для Мыса Барроу и 41,6 % – для Спокана соответственно.

Для станций Мыс Барроу и Мак-Мердо, расположенных в высоких широтах Северного и Южного полушарий соответственно, и станции Мидуэй, расположенной в северных субтропиках (табл. 1.1.1.1), частота P_1 (табл. 1.2.1.13) предсказания количества облачности 0–20 % при наземных наблюдениях безоблачного небосвода очень низкая по сравнению с другими станциями и составляет всего 8,5, 10,7 и 13,3 %. Следует отметить, однако, что общее число наземных наблюдений для Мак-Мердо и Мидуэй было значительно меньше, чем для других станций (табл. 1.1.1.3). Вероятности P_{300} и P_{500} (табл. 1.2.1.11) предсказания облачных слоёв с количеством облачности более 20 % и суммарной толщиной $dh < 300$ м и $dh < 500$ м, соответственно, для этих станций в основном превышают P_{300} и P_{500} для станций в других широтах. При этом частота наблюдений с облачным небосводом среди всех наблюдений для Мыса Барроу составляла 75 %, для Мак-Мердо – 44,7 %, а для Мидуэй – 92,2 % (табл. 1.1.1.3). Для Мыса Барроу и Мидуэй преобладали наблюдения с одним и двумя видимыми слоями: их частоты – 49,3 и 45,3 % для одного слоя и 20 и 38,8 % – для двух слоёв соответственно (табл. 1.1.1.3). Для Мыса Барроу наиболее часто наблюдались толстые слои (N_4 в табл. 1.1.1.2), а для Мидуэй – тонкие (N_2 в табл. 1.1.1.2). Для Мак-Мердо практически все наблюдения с облачным небосводом были с одним видимым облачным слоем, и они составляли 36 % от всех наблюдений (табл. 1.1.1.3); среди них явно преобладали случаи с одним плотным видимым слоем облаков (N_3 в табл. 1.1.1.2).

Из анализа табл. 1.2.1.11 и 1.2.1.12 следует, что в высоких широтах суммарная толщина влажных слоёв должна быть более чем 300 м для формирования видимых облачных слоёв, что можно объяснить относительной стабильностью атмосферы в полярных широтах [142].

Результаты для станций в широтной зоне 25–48° с.ш. значительно различаются: например P_1 изменяется от 42 до 75 % и P_5 превышает 92 % для всех станций (табл. 1.2.1.10).

Атмосферная активность и высокие значения удельной влажности в низких широтах приводят к относительно малым значениям величин $N_{\text{ясно}}$ (табл. 1.2.1.2) и $N_{\text{тонк1}}$ по отношению к $N_{\text{плот14}}$ (табл. 1.2.1.13) – для Хило. Эта же причина обуславливает относительно низкие значения P_{300} и P_{500} для облачного небосвода и в сумме для Хило (табл. 1.2.1.11) по сравнению с другими станциями.

Анализ табл. 1.2.1.10–1.2.1.13 показал, что при обнаружении по радиозондовым данным облачных слоёв с суммарной толщиной менее 500 м наиболее вероятны наблюдения чистого небосвода или тонких облачных слоёв.

Сравнение результатов восстановления границ и количества облаков с применением СЕ-метода с результатами определения облачности с помощью радара, лидара, облакомера, спутниковой и самолётной аппаратуры по данным эксперимента SHEBA

Ниже приведены основные результаты по определению и сравнению значений границ облачности, определённых с помощью СЕ-метода по данным зондирования с различным разрешением (Δh) и допустимой минимальной толщиной (ΔH) облачного слоя, и значений, определённых с помощью радара, лидара, облакомера спутниковой и самолётной аппаратурой 4 мая 1998 года по данным эксперимента SHEBA. Полезно помнить, что средняя скорость подъёма радиозонда составляет около 5 м/с [57].

Отметим, что независимыми экспертами было проведено сравнение облачности, восстановленной по данным радиозондирования разными методами, в том числе с использованием СЕ-метода, и данными наземных инструментальных наблюдений. Его результаты представлены в [374].

Сравнение с данными радара. Во время эксперимента SHEBA использовался радар с частотой 35 Гц [235]. На рис. 1.2.1.7 приведены данные радиолокационных измерений 4 мая 1998 года, которые показывают наличие нижней облачности в течение круглых суток и наличие высокослоистых облаков, которые начали формироваться около 4 ч ВСВ и практически полностью распались к 23 ВСВ. Однако с помощью радара можно получить лишь ориентировочную информацию о многослойной облачности. При большом расстоянии между слоями облаков, например при наличии облаков различных ярусов, безоблачный слой между ними обычно

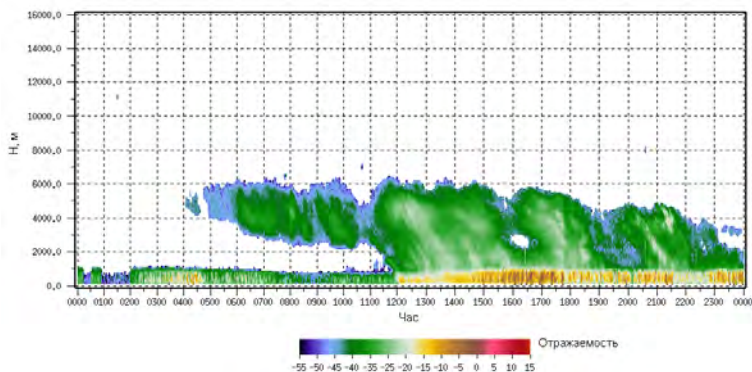


Рис. 1.2.1.7. Временной ряд эха радара в течение 4 мая 1998 года во время эксперимента SHEBA [235]

отмечается радиолокатором, однако с искажением его истинной вертикальной протяжённости в зависимости от глубины выпадения крупных частиц. Отсутствие безоблачных слоёв по радиолокационным данным не означает, что их нет в действительности [7, 142].

На рис. 1.2.1.8 по данным четырёх зондирований 4 мая 1998 года представлены вертикальные распределения вторых производных температуры и относительной влажности в слое 0–6 км с разрешением профиля $\Delta h = 300$ м и минимальной толщиной облачного слоя, детектируемого СЕ-методом, $\Delta H = 100$ м. Горизонтальными линиями слева отмечены границы облачных слоёв, определённые по радиозондовым профилям, горизонтальными линиями справа – границы облачных слоёв, определённые во время эксперимента SHEBA с помощью радара, лидара, облакомера и с самолёта. На рис. 1.2.1.8 а, б результаты определения верхней границы нижней облачности с помощью радара и СЕ-метода согласуются друг с другом, причём для зондирования в 05:15 ВСВ – в пределах 40 м для всех рассмотренных сочетаний $\Delta h / \Delta H$, за исключением случая 100/ 100 м/ м, когда СЕ-методом облачность не детектировалась из-за недостаточной точности передаваемых значений температуры и влажности. Для зондирования в 11:15 ВСВ согласие находится в пределах 100 м. С помощью радара нельзя различить облачность и осадки [7, 142], поэтому по радарным данным нижняя граница облачности обычно занижается по сравнению с результатами СЕ-метода. Исключением служит рис. 1.2.1.8в, где положение тонкого облачного слоя по результатам СЕ-метода ниже, чем по данным радара. По результатам зондирования в 05:15 ВСВ (рис. 1.2.1.8а) были предсказаны облачные слои с покрытием 20–60 % поверхности небосвода в слое между 2,4 и 2,6 км, однако они не детектировались радаром. Для сравнения, на рис. 1.2.1.7 хорошо видно развитие высокослоистой облачности в период с 6 до 8 ВСВ с одновременным понижением её нижней границы до высоты 2,5 км, которая затем сохранялась примерно на том же уровне до 11 ВСВ.

По результатам зондирований, показанных на рис. 1.2.1.8, СЕ-методом было предсказано несколько облачных слоёв среднего яруса с покрытием 60–80 и 80–100 % поверхности небосвода. Разность между значениями верхней и нижней границ, полученными по СЕ-методу и с помощью радара, составляет 200–250 м. По результатам зондирования в 17:15 ВСВ (рис. 1.2.1.8в) был предсказан облачный слой толщиной около 550 м с нижней границей на высоте около 3,7 км и покрытием небосвода 60–80 %, а по результатам зондирования в 23:15 ВСВ (рис. 1.2.1.8в) было предсказано три тонких облачных слоя толщиной около 200 м между 3,7 и 4,7 км и слой толщиной около 300 м с нижней границей 5,2 км (см. также табл. 1.2.1.14). По радарным данным облачный слой на высотах выше 5 км позднее 18:18 ВСВ не определялся, в то время как средняя облачность на высотах до 4 км определялась радаром почти непрерывно вплоть до 23:50 ВСВ (рис. 1.2.1.7). Облачность среднего яруса была определена и СЕ-методом.

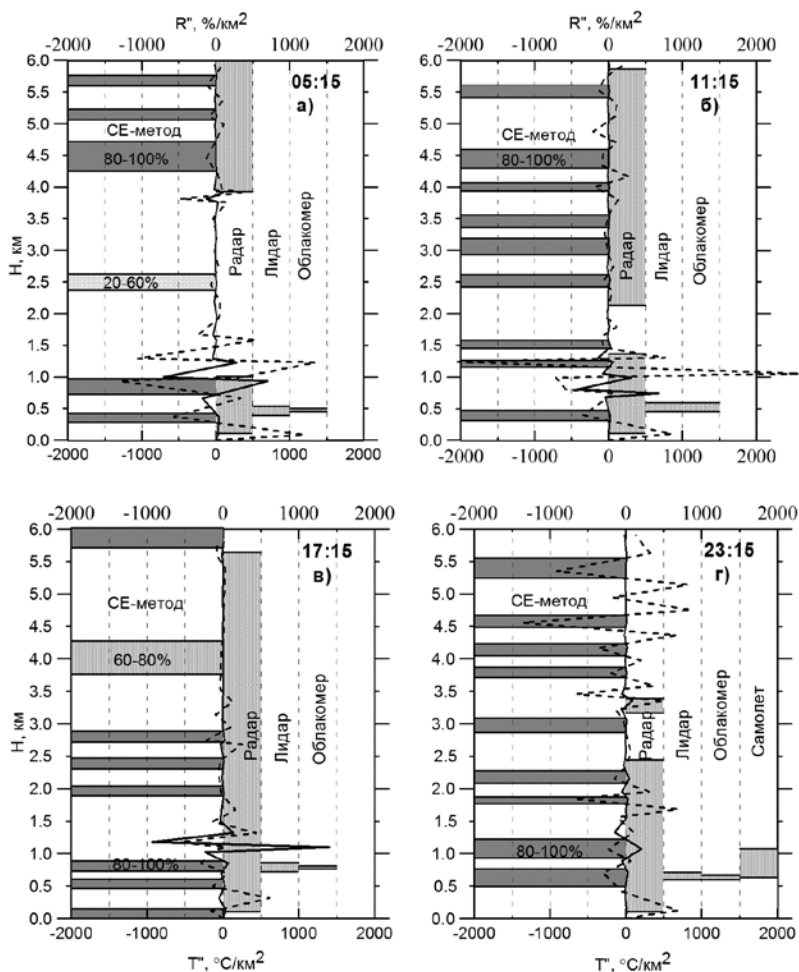


Рис. 1.2.1.8. Распределения вторых производных температуры (сплошные кривые) и относительной влажности (пунктир) по данным радиозондирований, начатых в 5:15 ВСВ (а), 11:15 ВСВ (б), 17:15 ВСВ (в), 23:15 ВСВ (г) 4 мая 1998 года. Разрешение профиля Δh – 300 м, минимальная толщина облачного слоя, определённого СЕ-методом, ΔH – 100 м. Горизонтальные линии слева – границы облачных слоёв, определённых с помощью СЕ-метода (степень покрытия небосвода облачностью: 20–60 % – светло-серые полосы, 60–80 % – серые полосы и 80–100 % – тёмно-серые полосы). Горизонтальные линии справа – границы облачных слоёв, определённых с помощью радара, лидара, облакомера и с самолёта во время эксперимента SHEBA. Приведено из [142].

Таблица 1.2.1.14

**Значения границ облачных слоёв (м), определённые с помощью
СЕ-метода по данным радиозондирования слоя 0–6 км 4 мая 1998 года
в 23:15 ВСВ, при различных значениях Δh и ΔH [142]**

$\Delta h/\Delta H$, м/м						
100/50	200/100	300/100	400/100	500/100	600/100	700/100
273–367						
505–736	509–755	496–767				
818–909	928–1137	929–1223	775–1209	775–1209	775–1209	775–1209
1746–1823	1762–1870	1765–1879	1765–1878	1767–1900	1767–1898	1767–1898
1982–2053						
2064–2207	2024–2154	2089–2279	2088–2280	2344–2533	2279–2464	2279–2464
2703–2787						
2883–2959	2964–3104	2864–3087				
3659–3735	3714–3872	3714–3872				
3831–3913						
4042–4202	4051–4237	4051–4237	3917–4128	3917–4128	3919–4130	3919–4130
4430–4506	4490–4677	4490–4677	4554–4786	4554–4786	4553–4781	4553–4781
5334–5421	5234–5458	5244–5557	5246–5556	5246–5556	5245–5617	5245–5617

Принципиальное отличие в определении границ облачности радаром и СЕ-методом состоит в том, что при относительно небольшой вертикальной протяжённости безоблачных слоёв (до 400–500 м) радар «видит» многослойную облачность как один сплошной слой, а СЕ-метод часто предсказывает облачность в виде отдельных слоёв. Верхняя граница облаков в отсутствие вышерасположенных слоёв облачности может определяться с помощью радара с некоторым её занижением, когда верхние части облаков являются слабоотражающими (например у высокослоистых просвечивающих). В случаях, когда над нижним слоем облаков находится второй слой, из которого выпадают осадки, высота верхней границы нижнего слоя может завышаться радаром или вообще радар может показывать один общий слой облаков [142].

Сравнение с данными спутниковых наблюдений. Согласно спутниковым изображениям в видимом и инфракрасном диапазонах, в 22:52 ВСВ (рис. 1.2.1.9) над районом расположения ледовой станции SHEBA наблюдались слоистые облака, настолько оптически тонкие, что сверху сквозь них был виден рельеф льда [235]. Наиболее тёмные линии на рис. 1.2.1.9а – старые и повторно замёрзшие трещины в ледовом покрытии. Яркая светлая область слева вверху – чистый снег и лёд. Тёмная зона – контур облаков. Другие яркие линии слева внизу – границы облачности с солнечной стороны. Инфракрасное изображение на рис. 1.2.1.9б показывает, что ледовая станция SHEBA расположена в зоне однородных слоистых облаков [142].

По данным зондирования (табл. 1.2.1.14) для всех использованных значений разрешения и минимальной допустимой толщины детектируемого облачного слоя было предсказано несколько тонких облачных

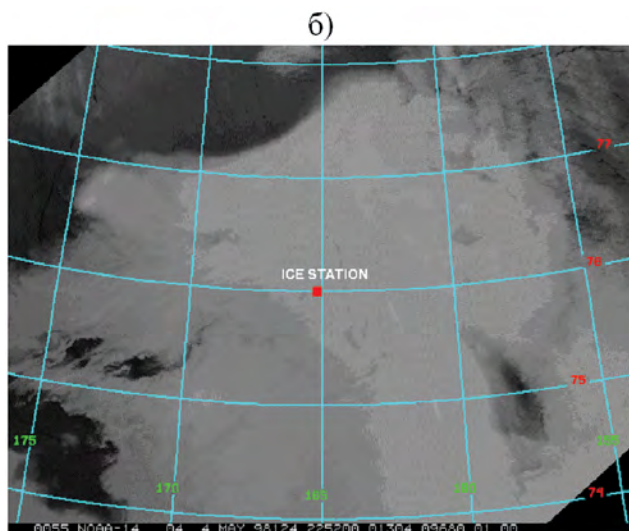
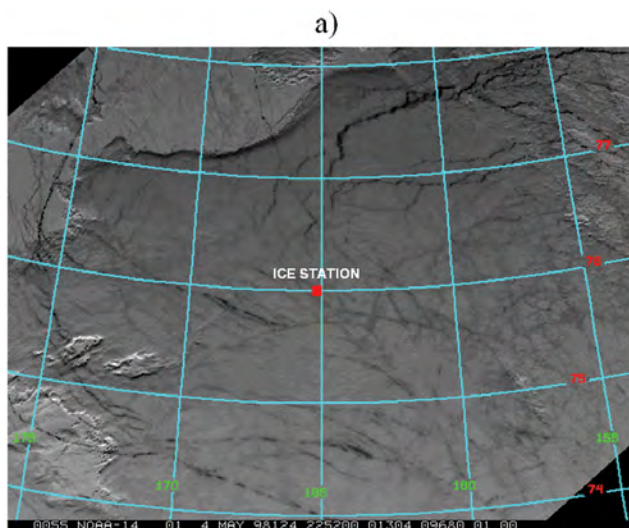


Рис. 1.2.1.9. Изображение района расположения ледовой станции SHEBA, полученное со спутника NOAA-14 с помощью прибора AVHRR, в стереографической проекции (с разрешением 1 км) в 22:52 ВСУ 4 мая 1998 года в видимом (канал 1; 0,63 микрона) (а) и инфракрасном (канал 4; 11 микрон) (б) диапазонах по данным регионального эксперимента по изучению облачности в Арктике (FIRE Arctic Cloud Experiment).
Приведено из [142, 235].

слоёв нижнего и среднего ярусов. Почти рассеявшиеся высокослоистые облака были определены по данным самолётного зондирования, радара (рис. 1.2.1.7) и СЕ-методом, но не были обнаружены спутниковой аппаратурой. Качественно это согласуется с тем, что практически для всех сочетаний $\Delta h / \Delta H$ (табл. 1.2.15) максимальная толщина слоёв нижней облачности больше, чем средней. Из табл. 1.2.15 следует, что для получения результатов, аналогичных полученным со спутника, когда определяется только нижняя облачность, в СЕ-методе надо выбрать значения параметров Δh и ΔH следующим образом: увеличить значение минимальной толщины детектируемых облачных слоёв ΔH так, чтобы оно превышало значения максимальной толщины предсказанных облачных слоёв среднего яруса и было меньше значений максимальной толщины нижней облачности при этом же разрешении Δh . Например, СЕ-метод будет детектировать только нижнюю облачность, если $\Delta H = 400$ м и $\Delta h \geq 400$ м.

Таблица 1.2.1.15

Значения максимальной толщины облачных слоёв (м) в нижней (0–2 км) и средней (2–6 км) тропосфере, определённые с помощью СЕ-метода по данным зондирования 4 мая 1998 года в 23:15 ВСВ при различных значениях Δh и ΔH [142]

Слой тропосферы	$\Delta h / \Delta H$, м / м							
	100/ 50	100/ 100	200/ 100	300/ 100	400/ 100	500/ 100	600/ 100	700/ 100
0–2 км	231	231	246	294	434	434	434	434
2–6 км	179	199	224	313	310	310	372	372

Сравнение с данными самолётного зондирования [142]. При зондировании с самолёта NCAR C-130Q, оснащённого приборами для микрофизических исследований облачности, было установлено, что 4 мая 1998 года в районе судна SHEBA наблюдался слой смешанной облачности с нижней границей около 700 м и верхней границей около 1100 м. Облако состояло в основном из кристаллов льда. На высотах от 750 до 1050 м оно содержало также водяные капли [235]. В 23:19 ВСВ самолёт пересёк нижнюю границу на высоте 630 м, при этом прибор FSSP (Forward Scattering Spectrometer Probe) для определения размеров капель и их концентрации явно идентифицировал большие падающие капли. Над верхней границей облака прибор CPI (Cloud Particle Imager) для определения формы облачных частиц отметил наличие кристаллов [235]. По прибытии самолёта к месту расположения корабля высокослоистые облака почти полностью рассеялись.

Разность значений границ слоистой облачности, определённых с помощью СЕ-метода и с самолёта, составляет менее 150 м. Однако при разрешениях $\Delta h = 100, 200$ и 300 м значения нижней и верхней границ занижены, а при разрешениях $\Delta h = 400, 500, 600$ и 700 м они завышены. При $\Delta h \geq 400$ м СЕ-метод предсказывает облачный слой на высотах 775–1209 м, причём его толщина (около 400 м) совпадает с толщиной облачного слоя, определённого при самолётном зондировании. При $\Delta h / \Delta H$, принимающих значения 100/ 50, 200/ 100, 300/ 100 м / м (табл. 1.2.1.14), этот слой

предсказывается как два более тонких слоя, разделённых безоблачным слоем толщиной 82, 173 и 122 м соответственно. Значения нижней границы нижнего из этих слоёв (505, 509 и 496 м соответственно) примерно на 130 м меньше значений границ, определённых по наблюдениям с самолёта, с помощью облакомера и лидара, а верхней границы (736, 755 и 767 м соответственно) соответствуют высоте ослабления сигнала лидара 750–800 м [235], которая идентифицирует присутствие воды на больших высотах. Это качественно согласуется с результатами, полученными с помощью аппаратуры для микрофизических исследований облачности [235], согласно которым смешанное облако состояло в основном из кристаллов льда, а на высотах от 750 до 1050 м было отмечено наличие водяных капель, включая капли мороси, при этом прибор FSSP идентифицировал также большие падающие капли ниже нижней границы. Осреднённые по времени распределения средних размеров кристаллов и диаметров водяных капель, полученные на основе данных CPI для облачных слоёв 750–900 и 900–1050 м, существенно различаются, а именно в верхнем слое значительно больше концентрация капель и меньше концентрация крупных кристаллов, чем в нижнем слое [235]. Лидар детектировал облачность только ниже слоя, содержащего водную фазу. Облакомер позволил определить только границу нижнего слоя.

Таким образом, в данном случае смешанной облачности СЕ-методом при значениях $\Delta h / \Delta H$ 100/ 50, 200/ 100, 300/ 100 м/ м удалось выделить слой с водной фазой (хотя он и детектируется как безоблачный), т.е. при детальном разрешении удаётся детектировать расслоение внутри смешанного облака, соответствующее разным фазам. Это обусловлено тем, что формирование и рассеяние облачности является видимым отражением термодинамических процессов в атмосфере [23]. С фазовыми переходами водяного пара связано возникновение термической расслоённости облака [7, 142]. При этом, как показали микрофизические исследования облачности с самолёта 4 мая 1998 года, слои могут различаться также по концентрации, размеру и форме облачных частиц [235]. Для уточнения вопроса о возможности идентификации водной фазы в смешанных облаках СЕ-методом требуются дальнейшие исследования с привлечением данных о других параметрах.

При уменьшении параметра ΔH минимальной толщины детектируемых слоёв до 50 м был выделен ещё один тонкий облачный слой на высотах 273–367 м (табл. 1.2.1.14). Качественно это согласуется с резким увеличением содержания замёрзшей воды, отмеченным прибором CPI именно в этом диапазоне высот [235].

Сравнение с данными лидара и облакомера. Во время эксперимента SHEBA были использованы микроимпульсный лидар (DABUL), генерирующий поляризованное излучение с длиной волны 0,5235 мкм, и облакомер с длиной волны 0,925 мкм [235]. Разность значений нижней границы, определённых с помощью этих приборов, составляет обычно 20–60 м (рис. 1.2.1.8). Например, в 23:15 ВСВ облакомер определил облачность на высотах 600–670 м, а лидар – в слое 597–717 м.

Результаты определения нижней границы облачности с помощью лидара, облакомера и СЕ-методом в целом согласуются друг с другом.

Определённое расхождение зависит от разрешения Δh : при $\Delta h < 300$ м оно составляет около 100 м (нижняя граница облачности, определённая СЕ-методом, занижается по сравнению с данными лидара и облакомера), а при $\Delta h > 300$ м – 175 м (СЕ-метод завышает нижнюю границу по сравнению с данными этих приборов). Это объясняется тем, что масштаб процессов в пограничном слое атмосферы меньше, чем в тропосфере [30], и поэтому для него лучше использовать более детальное разрешение ($\Delta h < 200$ м).

**Результаты определения облачности по профилям
метеопараметров с различными разрешениями разными
методами по данным SHEBA [7]**

На основе данных зондирования в 23:15 ВСВ 4 мая 1998 года было проведено сравнение результатов определения облачности по профилям температуры и влажности разработанными ранее методами: по графику Смагоринского [52], по схеме Арабей–Мошникова [15], по методу Дмитриевой–Арраго и Шатуновой [7], методу Дубровиной [54] и СЕ-методу при различных разрешениях профилей (Δh).

По графику Смагоринского при всех разрешениях профиля в слоях 1000–800 и 800–550 гПа была определена облачность с количеством 70 и 60 % поверхности небосвода соответственно, в слое 550–300 гПа были отмечены следы верхней облачности (5–7 % поверхности небосвода) при всех разрешениях, кроме 500 и 600 м (табл. 1.2.1.16).

Таблица 1.2.1.16

**Количество облачности (% поверхности небосвода), предсказанное
в разных атмосферных слоях по графику Смагоринского для различных
разрешений зондирования Δh . Время начала зондирования 23:15 ВСВ,
4 мая 1998 года [7]**

Слой, гПа	Δh , м						
	100	200	300	400	500	600	700
1000–800	70 %	70 %	70 %	70 %	70 %	70 %	70 %
800–550	60 %	60 %	60 %	60 %	60 %	60 %	60 %
550–300	7 %	7 %	5 %	4 %	-	-	5 %

Границы облачности, определённые по методам Дмитриевой–Арраго и Шатуновой и Дубровиной (табл. 1.2.1.17), основанным на использовании критических значений дефицита точки росы для существования облачности, полностью совпадают для всех разрешений. По этим методам нижняя облачность была определена при всех разрешениях профилей, а средняя только при значениях Δh менее 400 м. Верхняя облачность не детектировалась. Границы нижней облачности хорошо согласуются с результатами самолётного зондирования.

Согласно диаграмме Арабей–Мошникова существовала облачность всех трёх ярусов. Начиная с высоты около 400–700 м (в зависимости от значения Δh), отмечались облачные слои до высоты 4752 м. При этом на различных уровнях зондирования определялось разное количество облачности (табл. 1.2.1.18).

Нижняя облачность, детектированная при самолётном зондировании, была выделена как слой сплошной облачности. Выше пяти километров были определены отдельные тонкие слои с количеством 60–80 % поверхности небосвода, что согласуется с результатами, полученными по графику Смагоринского.

Таблица 1.2.1.17

Границы облачности, предсказанные для различных разрешений зондирования Δh по методу Дмитриевой–Араго и Шатуновой и по методу Дубровиной. Время начала зондирования 23:15 ВСВ 4 мая 1998 года [7]

Слой, гПа	Δh , м						
	100	200	300	400	500	600	700
	по методу Дмитриевой–Араго и Шатуновой						
1000–850	562–1202	562–1202	710–1071	710–1071	710–1071	710–1071	710–1071
850–500	2002–4559	2056–4559	2155–4559				
км	по методу Дубровиной						
0–2	562–1202	562–1202	710–1071	710–1071	710–1071	710–1071	710–1071
2–6	2002–4559	2056–4559	2155–4559				

Таблица 1.2.1.18

Границы облачных слоёв (м) с различным количеством облачности (% поверхности небосвода), предсказанным по диаграмме Арабей–Мошникова, для различных разрешений зондирования Δh . Время начала зондирования 23:15 ВСВ 4 мая 1998 года [7]

Кол-во обл. (%)	Δh , (м)						
	100	200	300	400	500	600	700
60–80	346–487	419	419	419	419		
80–100	562–1387	562–1330	709–1330	710–1330	710–1330	710–1330	710–1330
60–80	1443–3975	1443–3975	1443–3975	1558–3975	1558–3975	1558–3975	1558–3975
80–100	4070–4559	4168–4559	4168–4559	4168–4559	4364	4364	4364
60–80	4656–4752	4752	4752	4752	4752	4752	4752
60–80	5294–5490	5351–5490	5351–5490	5351	5351	5351	5351
60–80	6276–7078	6276–7016	6276–7016	6276–6892	6276–6892	6276–6644	6276–6644
60–80	7195–7469	7253–7469	7253–7469	7367	7369	7367	7367

Анализ табл. 1.2.1.16–1.2.1.18 показал, что нижние границы сплошной нижней облачности, определённые по диаграмме Арабей–Мошникова и по методам, основанным на использовании критических значений дефицита точки росы, совпадают для всех разрешений. Преимуществом использования диаграммы является меньшая зависимость результатов от разрешения зондирования и возможность более детального определения вертикальной структуры облачности. Сравнение данных табл. 1.2.1.14 и 1.2.1.18 показывает, что СЕ-метод даёт более детальную вертикальную структуру облачности, чем схема Арабей–Мошникова.

**Сравнение результатов по определению облачного
и безоблачного состояния атмосферы в разных слоях
атмосферы с использованием радара, лидара и СЕ-метода
по данным эксперимента SHEBA [142]**

В данном разделе изложены результаты по определению облачного и безоблачного состояния атмосферы в слоях 0–1,5 и 0–10 км с использованием радара, лидара и СЕ-метода для 1–31 мая. В качестве примера определения облачного и безоблачного состояний небосвода, наличия тонких облаков верхнего яруса или дымки на рис. 1.2.1.10 для 1–31 мая показаны результаты зондирования с помощью радара, лидара и с применением СЕ-метода.

По данным судовых наблюдений с 30 апреля по 19 мая в районе расположения корабля SHEBA наблюдался устойчивый облачный слой нижнего яруса со смешанной фазой, а 20 и 22–25 мая небосвод был почти безоблачным. В верхних слоях (на высотах больше 5 км) отмечались характерные слои дымки толщиной от нескольких сотен до нескольких тысяч метров [235]. При наличии нижней облачности со смешанной фазой часто не удавалось с помощью лидара определить верхнюю границу нижней облачности, а также наличие вышележащей средней и верхней облачности. Это связано с ослаблением лидарного сигнала слоями, содержащими водную фазу по причине увеличения мощности отражённого сигнала и слабой деполяризации сигнала обратного рассеяния водной фракцией смешанного облака [78, 142, 235].

При выявлении облачных слоёв путём анализа данных зондирования на высотах 0–10 км применялись аппроксимирующие сплайны с нулевыми граничными условиями для вторых производных температуры и влажности с разрешением 500 м и минимальной детектируемой толщиной облачных слоёв 200 м. Рис. 1.2.1.10а показывает, что СЕ-метод позволяет выявлять облачность на стадии её формирования и определять влажные атмосферные слои (или слои облачности с малыми размерами облачных частиц, которые нельзя фиксировать радаром) после рассеяния облаков или на стадии их повторного формирования (см. даты 3–4, 7–9, 13–16 мая на рис. 1.2.1.10а), а также тонкие слои верхней облачности. В течение большей части мая 1998 года (1–18, 31 мая) значения верхней границы нижней облачности, определённые по данным радара и СЕ-методом, идентичны. Для большей части мая СЕ-метод указывает на наличие слоёв верхней облачности и позволяет проследить изменение их верхней границы во времени, но контуры этой предполагаемой верхней облачности и контуры облачности, детектированной с помощью радара, согласуются не всегда. Однако следует иметь в виду, что радар занижает значения верхней границы верхней облачности из-за его слабой чувствительности к мелким облачным частицам [77, 142].

Радар не позволяет отличить облако от кристаллов, падающих между облачными слоями или на поверхность земли, поэтому облачность по данным радара часто представляется как один слой, простирающийся на высоте от 100 м до 7–8 км (например 4, 6, 11 мая). Однако в соответствии

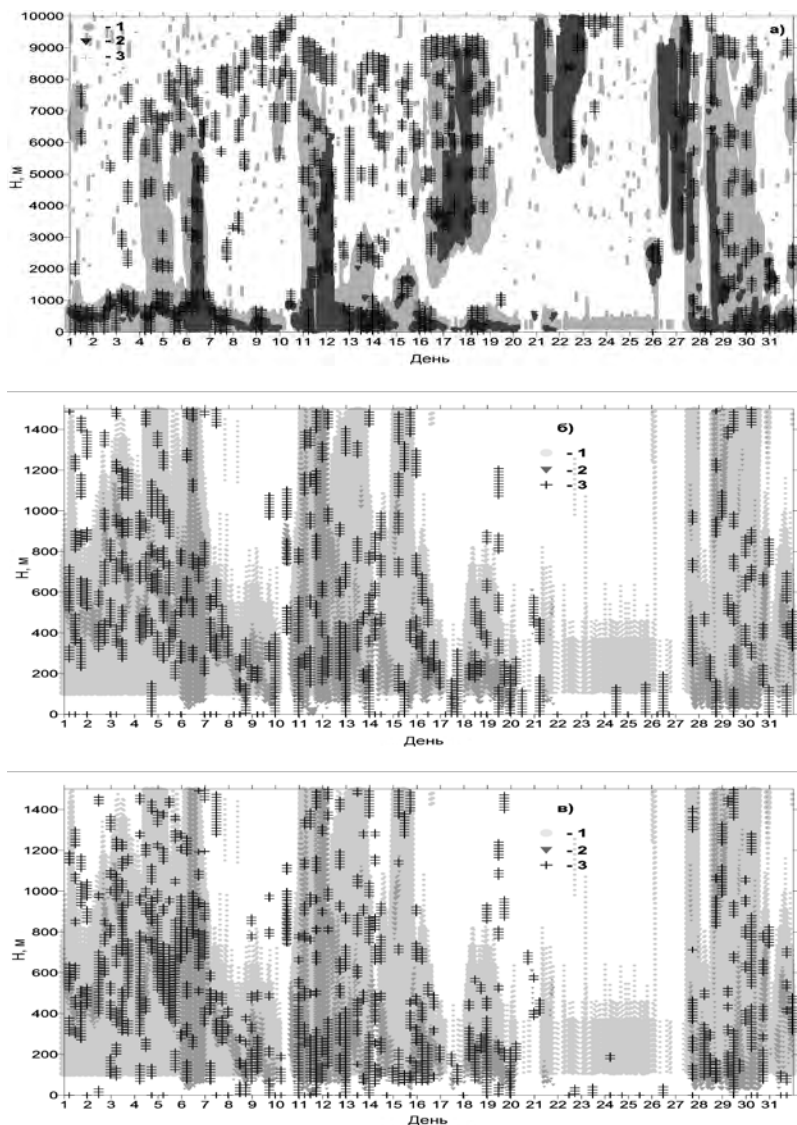


Рис. 1.2.1.10. Структура облачности в районе проведения эксперимента SHEBA в мае 1998 года по данным радара (1), лидара (2) и определённая с помощью СЕ-метода (3) в толще тропосферы (а) и в погранслое (б, в). Использована аппроксимация радиозондовых профилей температуры и влажности регулярными (а, б) и сглаживающими (в) сплайнами при различных значениях параметров $\Delta h / \Delta H$: 500/ 200 м/м (а), 100/ 50 м/м (б), 20/ 30 м/м (в). Приведено из [142].

с данными о вертикальной структуре облачности, полученными на базе массива сетевого самолётного зондирования на территории СССР, для облачной структуры характерны тонкие облачные и широкие безоблачные слои. Толщина облачных слоёв в 2–5 раз меньше толщины безоблачных слоёв, что справедливо как для 6-километрового слоя, так и для километровых слоёв атмосферы [54, 142]. Результаты, полученные с помощью СЕ-метода, отражают наличие отдельных облачных слоёв и безоблачных прослоек, и это позволяет более объективно оценить суммарную толщину облачных слоёв.

В течение исследуемого периода очень сухие безоблачные условия отмечены 20 мая [235], что следует из данных, полученных всеми методами.

При определении облачных слоёв в пограничном слое атмосферы (0–1,5 км) в СЕ-методе применялись аппроксимации регулярными (рис. 1.2.1.10б) и сглаживающими (рис. 1.2.1.10в) сплайнами с нулевыми граничными условиями для вторых производных температуры и влажности [115, 176] при значениях $\Delta h / \Delta H$ 100/50 м/м в первом и 20/30 м/м во втором случае. При округлении наблюдаемых значений аппроксимация сглаживающими сплайнами позволяет работать с более детальными профилями, чем аппроксимация регулярными сплайнами, и определять нижнюю границу облачности на высотах ниже 500 м более точно (в смысле согласованности с данными радара и лидара), чем аппроксимация профилей обычными интерполяционными сплайнами (см. даты 3–7, 11, 12, 14–17, 28 мая на рис. 1.2.1.10 б, в). Из рис. 1.2.1.10 следует, что согласованность данных о наличии или отсутствии нижней облачности, полученных различными средствами измерений, высокая.

Ниже приведены направления апробации СЕ-метода и основные полученные при этом результаты.

При апробации СЕ-метода, во-первых, было выполнено сравнение результатов восстановления границ и количества облаков с применением СЕ-метода по радиозондовым профилям температуры и влажности с результатами наземных визуальных и инструментальных (с помощью радара, лидара, облакомера) наблюдений, с результатами самолётных зондирований атмосферы, наблюдений с использованием спутниковой аппаратуры. Сравнение проводилось для плотных и тонких облачных слоёв, одного видимого слоя и многослойной облачности, в случаях безоблачного небосвода.

СЕ-метод был апробирован на основе данных радиозондирования, проводимого на группе аэрологических станций США, расположенных в разных широтных зонах, включая Арктику и Антарктику. Выше были приведены результаты анализа корректности определения с использованием СЕ-метода яруса, количества облаков, точности его определения без учёта облачности, а также для каждого яруса, для отдельных форм облаков (Cu, St, Sc, Cb, Ns, As, Ac, Ci, Cs, Cc), для плотных и тонких облачных слоёв по сравнению с данными наземных визуальных наблюдений за облаками, проводимых в ближайших к аэрологическим станциям аэропортах США за период 1975–1980 гг. в совпадающие сроки или ближайшие по времени наблюдений [375]. При сравнении с данными наземных наблюдений за

облачностью СЕ-метод показал высокую степень соответствия (до 90–95 %) по детектированию наличия облачности для всех ярусов облачности как для плотных, так и для тонких облачных слоёв. Количество облачности правильно предсказывалось в 70–80 % случаев [222]. И причиной меньшей успешности в определении количества облачности по наблюдаемым значениям влажности являются ошибки в наблюдаемых абсолютных значениях влажности из-за общей проблемы больших значений постоянной времени для датчиков влажности при низких температурах. При анализе результатов исследования было выявлено:

- вероятность правильного предсказания как яруса, так и количества облачности зависит от яруса и плотности облаков: для плотных облаков она наибольшая для нижнего яруса и наименьшая – для верхнего, в среднем она составляет около 80 %; худшие результаты по восстановлению количества облачности для верхнего яруса, по сравнению с нижним и средним ярусами, можно объяснить, в частности, низкой точностью датчиков влажности при низких температурах, с одной стороны, и трудностью детектирования слоёв верхней облачности при наземных ночных наблюдениях – с другой [290]; при анализе результатов для средней и верхней облачности полезно помнить и о сносе радиозонда при подъёме;

- для нижнего и среднего ярусов при наличии как плотных, так и тонких облачных слоёв характерна тенденция к завышению количества облаков при некорректном его предсказании; этот факт можно объяснить тем, что часто наблюдатель может заметить тонкий облачный слой только около горизонта, и поэтому часто занижает количество облачности, а в ночное время значительное влияние оказывает освещённость местности [205, 290];

- среди различных форм нижней облачности наилучшие результаты получены для плотных слоистых облаков, а наихудшие – для кучевой облачности, для которой среднее количество облаков при наличии тонких слоёв составляло около 25 % поверхности небосвода, при этом характерно было его завышение более чем на 20 %;

- как для плотных, так и для тонких облачных слоёв верхнего яруса характерна тенденция к занижению количества облаков при некорректном его предсказании для всех исследуемых станций, за исключением арктической станции Мыс Барроу; на примере перистых облаков было показано, что вероятность правильного определения количества облачности зависит от прозрачности слоя: чем большая часть облака является плотной, тем больше вероятность согласования между наблюждённым и предсказанным количеством облаков;

- вероятность правильного предсказания чистого небосвода или тонких ОС с суммарной толщиной не более 500 м для низких и умеренных широт практически независима от станции и в среднем составляет около 94 %, для высоких широт она составляет около 76 %; (ограничение 500 м было выбрано исходя из результатов самолётного зондирования о том, что иногда перистые облака или высотные дымки, вертикальная мощность которых менее 500 м, с земли совершенно не фиксируются и видимого помутнения не обуславливают; высотные туманные дымки представляют

собой или стадию, предшествующую образованию облаков или являющуюся последней стадией их существования [7]);

- при обнаружении облачных слоёв с суммарной толщиной менее 500 м наиболее вероятны наблюдения чистого небосвода или тонких облачных слоёв.

Для Арктики СЕ-метод прошёл проверку на данных эксперимента SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean, США) [7, 142, 220] и FIRE (First Regional Experiment), проводившегося в рамках ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project), эксперимента по изучению облачности в Арктике [142, 235]. Использовались спутниковые наблюдения, профили температуры и влажности, полученные при спутниковом зондировании атмосферы высокого разрешения на основе системы GPS, данные измерений с помощью облакомера, радара, лидара, с борта самолёта, данные визуальных наблюдений за облаками. В результате исследования было показано, что с помощью СЕ-метода детектируются облачные слои и влажные слои, из которых будут формироваться облака в течение ближайших нескольких часов (эти слои ещё не фиксируются при наземных наблюдениях за облаками в данный момент из-за малой концентрации облачных частиц, но будут детектированы после их формирования, обычно радаром). Определяются также влажные слои, являющиеся некоторой формой оставшихся облаков после их растекания (через несколько часов), и которые фиксируются с помощью прибора для определения изображения облачных частиц CPI при самолётном зондировании [7, 142].

При апробации СЕ-метода, во-вторых, было проведено сравнение с результатами использования других методов восстановления границ и количества облачности по данным радиозондовых измерений, а именно, было выполнено сопоставление возможностей различных методов для определения облачного и безоблачного состояния небосвода, проанализирована их чувствительность к изменению разрешения профилей, полученных при радиозондировании атмосферы.

Сравнение облачности, восстановленной по радиозондовым измерениям разными методами, в том числе с использованием СЕ-метода, с данными о границах, полученными с помощью радара, лидара, сейлометра было проведено как авторами [7, 142, 207], так и независимыми экспертами [374]. В [7, 142, 207, 374] показано, что результаты расчётов, полученные с помощью СЕ-метода, отражают существование отдельных ОС и безоблачных прослоек, и это позволяет объективно оценить их число, суммарную толщину. При использовании методов восстановления границ облачности, основанных на использовании измеренных абсолютных значений характеристик влажности, часто не определяются безоблачные прослойки из-за большой постоянной времени датчиков влажности.

Для оценки возможности использования временных рядов восстановленных параметров облачности для климатических исследований было проведено исследование чувствительности методов определения ОС по данным радиозондирования атмосферы, включая и СЕ-метод, к изменению разрешения радиозондирования, сравнение результатов восстановления

облачности другими методами с использованием данных эксперимента SHEBA [7, 142, 220]. В результате сравнения границ ОС, предсказанных СЕ-методом, и облачности, определённой облакомером, радаром, лидаром, аппаратурой со спутника и при самолётном зондировании было установлено, что, во-первых, результаты СЕ-метода слабо зависят от разрешения (Δh) профилей влажности и температуры (в рамках стандартного радиозондирования) и минимальной допустимой толщины (ΔH) облачного слоя (уточним, что были проанализированы варианты расчётов с различными значениями $\Delta h/\Delta H$, км/км: 0,1/0,05, 0,2/0,1 ... 0,7/0,1); во-вторых, изменения разрешения зондирования от 0,4 до 0,7 км при минимальной допустимой толщине облачного слоя в 0,1 км очень слабо влияет на значения предсказанных границ ОС; в-третьих, наилучший результат при восстановлении границ ОС в атмосферном слое ниже 0,5–0,6 км был получен при разрешении профиля температуры и влажности в 0,1 км и минимальной допустимой толщиной облачного слоя в 50 м. Необходимость более детального разрешения в случае нижней тропосферы объясняется меньшим масштабом физических процессов в ней по сравнению со свободной тропосферой [7, 142, 220]. Для ответа на вопрос: можно ли с помощью СЕ-метода определить облачные слои с меньшей толщиной, на данных эксперимента SHEBA для мая 1998 года для слоя 0–1,5 км был проведён анализ также при $\Delta h/\Delta H = 0,02/0,03$ км/км; облачные слои толщиной 0,03 км были определены три раза в течение месяца, их существование согласовывалось с данными радара и визуальными наблюдениями о наличии нижней облачности на определённых высотах.

При апробации СЕ-метода, в-третьих, был рассмотрен вопрос о качественной согласованности вертикальной макроструктуры восстановленных по данным радиозондирования облачных слоёв с использованием СЕ-метода и определённых другими авторами по данным самолётного зондирования атмосферы за многолетний период наблюдений.

В результате сравнения вертикальной макроструктуры восстановленных по данным радиозондирования облачных слоёв с использованием СЕ-метода и определённых по данным самолётного зондирования атмосферы другими авторами за многолетний период наблюдений было установлено качественное согласование. Действительно, согласно расчётам авторов [139] на основе CARDS для января и июля за 1964–1998 гг. для слоя атмосферы 0–10 км над территорией земного шара характерно расслоение на облачные слои и прослойки между ними: в исследованных регионах оно отмечено в 70–100 % наблюдений с данными о температуре и влажности от поверхности земли до высоты 10 км; при этом максимальна повторяемость малооблачных и сплошных ОС, регионально она изменяется в пределах 9–99 и 11–96 % соответственно; осреднённая суммарная толщина ОС в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км изменяется в пределах 372–1109, 748–1840, 641–1572, 1200–3100 м; сезонные различия для диапазонов региональных изменений средних значений выражены мало, но существенны для толщины ОС в каждом ярусе. Согласно данным о вертикальной макроструктуре облачности, полученным Л.С. Дубровиной на базе массива сетевого самолётного зондирования на территории СССР за период 1957–1963 гг., для облачной структуры характерны

тонкие облачные и широкие безоблачные слои; толщина облачных слоёв в 2–5 раз меньше толщины безоблачных слоёв, что справедливо как для 6-километрового слоя, так и для километровых слоёв атмосферы [7, 54]. Проведённый авторами в [139] анализ диапазонов региональных изменений средних значений суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и прослоек в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км показал, что диапазоны отношений толщины прослоек и ОС составляет для этих атмосферных слоёв 4,4–0,8, 4,3–1,2, 5,2–1,6, 7,2–2,2 соответственно. Эти результаты качественно согласуются с результатами, полученными на базе массива сетевого самолётного зондирования. Небольшие количественные различия в оценках толщины могут быть объяснены различием методик определения границ облачности и расчёта, периодов наблюдений, периодичности и регулярности наблюдений, обобщением результатов на слой атмосферы 0–10 км над земным шаром.

1.2.2. Методы расчёта статистических характеристик параметров облачных слоёв

При рассмотрении ОС с фиксированным количеством облаков допускалось существование других ОС. При расчётах учитывались ОС толщиной не менее 50 м, что обусловлено точностью передаваемых в аэрологической телеграмме значений температуры и влажности [7, 57, 89, 142, 147].

Для исследования пространственно-временных изменений 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 слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для января и июля и проведён их анализ. Первые три слоя соответствуют нижнему, среднему и верхнему ярусу облачности [27, 135, 497]; покрытие небосвода облаками менее 0–20 % называется малым, 20–60 % – рассеянным, 60–80 % – разорванным, 80–100 % – сплошным.

Для каждой станции расчёты повторяемости облачных слоёв, Fr , проводились по формуле (например в разделе 3.1):

$$Fr_{m,l,i} = \frac{N_{m,l,i}}{N_{m,l}} \cdot 100 \%,$$

где m – месяц/ сезон / год; $l = 1, 2, 3, 4$ – номер атмосферного слоя 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км; $i = 1, 2, \dots, 5$ – номер градации количества облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода соответственно; $N_{m,l}$ – число зондирований для месяца m в слое l ; $N_{m,l,i}$ – число зондирований для месяца m в слое l , при которых были определены облачные слои с градацией количества облачности i .

В частности, постанционные многолетние средние значения повторяемости сплошных облачных слоёв (СОС) в разделе 4.5.1 в изучаемых слоях атмосферы рассчитывались по формуле:

$$F_{m,l}^{coc} = \frac{N_{m,l}^{coc}}{N_{m,l}} \cdot 100\%,$$

где m – месяц/сезон/год; $l = 1, 2, 3, 4$ – номер атмосферного слоя 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км; $N_{m,l}$ – число зондирований для месяца m в слое l ; $N_{m,l}^{coc}$ – число зондирований для месяца m в слое l при которых были определены сплошные облачные слои. При расчётах учитывались сплошные облачные слои толщиной не менее 50 метров, при этом допускалось существование ОС с другой градацией количества облаков.

При вычислении многолетних средних значений параметров облачных слоёв были использованы результаты радиозондовых измерений, проводимых на станциях глобальной аэрологической сети. Данные по этим станциям осреднены с учётом площади зоны влияния каждой станции; под зоной влияния станции понимается территория вокруг неё, на которой наблюдения метеорологической величины коррелируют с наблюдениями на станции, и определяется она с использованием радиуса горизонтальной корреляции.

Сглаживание среднемесячных и среднесезонных значений повторяемости ОС проведено по трём точкам с удвоенным весом центральной точки.

Анализ долгопериодных тенденций изменения параметров ОС проведён с использованием метода наименьших квадратов. Значимость трендов проверялась по критерию Стьюдента. При вычислении аномалий средних значений параметров ОС за базовый период (период осреднения среднего значения метеовеличины, относительно которого рассчитываются аномалии) был выбран соответствующий полный период наблюдений (например в разделе 3.2, 55-летний: 1964–2018 гг.).

1.2.3. Методы интерполяции

Для визуализации и анализа географического распределения удобнее работать с полями в регулярной сетке, чем со значениями в нерегулярном множестве станций. Чтобы проинтерполировать статистические характеристики для параметров ОС на градусную сетку $5^\circ \times 5^\circ$ (в разделе 2.1.1) или $2^\circ \times 2^\circ$ (в разделах 2.3.1 и 4.5.1), был использован метод взвешенной анизотропной интерполяции (БАИ) [72]:

$$\hat{f}_0 = \frac{\sum_{i=1}^m a_i \cdot f_i}{\sum_{i=1}^m a_i},$$

где a_i – вес для каждой из m соседних станций для точки регулярной сетки. Оценки показывают [6, 8], что при интерполяции по горизонтали достаточно использовать 5–8 ближайших к интересующей нас точке соседних станций, по возможности равномерно/симметрично окружающих её со всех

сторон. Каждый раз значения a_i находятся как решения системы линейных уравнений

$$\sum_{i=1}^m a_i \cdot r_{ij} = r_{0j} \text{ для } j = 1, \dots, m,$$

где r_{ij} — расстояние между i -й и j -й станциями и r_{0j} — расстояние между нулевой точкой сетки и j -й станцией. Для большинства метеорологических величин метод ВАИ даёт почти такую же точность, в смысле минимизации среднего квадрата ошибки интерполяции, как оптимальная интерполяция (ОИ) [35, 72], но он имеет существенное преимущество по сравнению с ОИ, так как для его использования не требуется знать статистическую структуру интерполируемых величин. Однако метод ВАИ не даёт оценки ошибки интерполяции [6, 7].

1.2.4. Метод визуализации и сглаживания

Было проведено двукратное сглаживание по трём точкам средне-сезонных и среднемесячных статистических характеристик параметров ОС, при котором центральной точке присваивался двойной вес, а двум крайним — единичный. Использование сглаженных статистических характеристик позволяет более наглядно представить внутригодовые изменения их вертикальной структуры в изучаемых слоях атмосферы.

Ниже под сезонами подразумеваются сезоны СП: зима: декабрь–февраль; весна: март–май; лето: июнь–август; осень: сентябрь–ноябрь.

КЛИМАТ ПАРАМЕТРОВ ОБЛАЧНЫХ СЛОЁВ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ ДЛЯ ЗЕМНОГО ШАРА

2.1. Долгопериодные оценки характеристик вертикального распределения облачных слоёв с разным количеством облачности для земного шара по результатам радиозондирования атмосферы за 1964–1998 гг.

Облачность является одним из основных параметров климатической системы. Её вертикальная структура и распределение многослойных облаков в атмосфере влияют на динамику атмосферы, её термодинамику, радиационный баланс на поверхности и в атмосфере [54, 77, 80–84, 117, 122, 155, 196, 235, 236, 366, 381, 444, 452, 459, 478, 511].

В данном разделе предметом исследования является температурно-влажностное расслоение в атмосфере от поверхности земли до 10 км на облачные слои и безоблачные прослойки между ними, рассмотрен вопрос о пространственно-временной изменчивости повторяемости облачных слоёв, их толщины, высоты нижней и верхней границы для земного шара.

Для определения параметров вертикальной структуры облачных слоёв использовался СЕ-метод определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы [7, 142, 222]. Расчёты проведены по данным за период наблюдений 1964–1998 гг.

2.1.1. Данные и методы исследования

В данном разделе в качестве информационной базы использовали проконтролированный глобальный массив радиозондовых наблюдений CARDS (Comprehensive Aerological Reference Dataset) [260] за 1964–1998 гг. Выбор данного периода обусловлен несколькими причинами. Во-первых, на глобальной аэрологической сети данных радиозондовых наблюдений в Южном полушарии в конце 1950-х – начале 1960-х годов недостаточно для климатических расчётов [108]. Во-вторых, значительная часть исследований долгопериодных изменений метеорологических величин и характеристик облачности проводилась за различные периоды и сроки наблюдения, различается масштабами пространственного обобщения и другими методическими особенностями, что усложняет процесс сравнения результатов [110, 130, 202, 252, 254, 290]. Поэтому для возможности комплексного анализа параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы и их климатических изменений за один период наблюдений и по одной методике расчётов были систематизированы результаты для глобальной атмосферы [7, 220, 221] 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-е и 1980-е годы. [130, 202].

Из списка глобальной радиозондовой сети были выбраны станции (рис. 2.1.1.1) с достаточно полным количеством данных для формирования 795 временных рядов [7]. Некоторые временные ряды состоят из наблюдений двух или даже трёх станций вследствие их открытия, закрытия или перенесения.

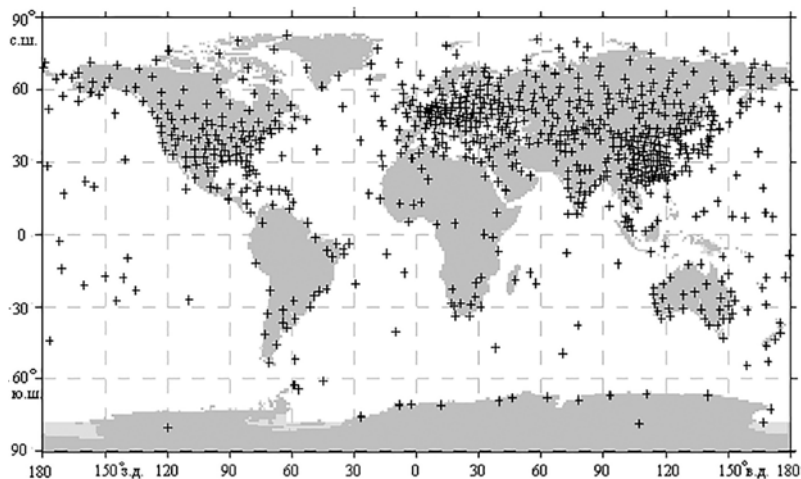


Рис. 2.1.1.1. Распределение станций радиозондирования

Исследования проводили для атмосферного слоя 0–10 км для января и июля на основе наблюдений в 0 и 12 ч ВСВ (Всемирное скоординированное время). При расчёте статистических характеристик были использованы только те зондирования, при которых имелись данные как для температуры, так и для влажности от поверхности до высоты 10 км, в течение месяца должно быть 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 учётом грааций количества облачности. Следующим ограничением было требование, чтобы временные ряды для января и июля имели данные, по крайней мере, для 18 лет из рассматриваемого 35-летнего периода для каждой станции [7].

Для определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, был использован СЕ-метод [222].

Для визуализации и анализа географического распределения удобнее работать с полями в регулярной сетке, чем со значениями в нерегулярном

множестве станций. Чтобы проинтерполировать статистические характеристики для параметров ОС на градусную сетку $5^\circ \times 5^\circ$, был использован метод взвешенной анизотропной интерполяции (БАИ) [72].

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 слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для января и июля и проведён их анализ. Как отмечалось выше, первые три слоя соответствуют нижнему, среднему и верхнему ярусам облачности [27, 135, 497]; покрытие небосвода облаками менее 0–20 % называется малым, 20–60 % – рассеянным, 60–80 % – разорванным, 80–100 % – сплошным.

2.1.2. Статистические характеристики параметров облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода

Для перечисленных атмосферных слоёв в табл. 2.1.2.1 приведены количественные оценки диапазонов изменений статистических характеристик параметров облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, полученные на основе анализа соответствующих географических распределений. Для слоя 0–10 км они представлены на рис. 2.1.2.1 и 2.1.2.2.

Таблица 2.1.2.1

Диапазон региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений (σ) параметров облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферных слоях 0–10, 0–2, 2–6, 6–10 км 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
6–10 км				
Повторяемость, %	16–95	5–45	42–94	6–41
Суммарная толщина, м	641–1572	413–774	647–1254	434–753
2–6 км				
Повторяемость, %	61–99	2–27	62–99	1–32
Суммарная толщина, м	748–1547	456–799	910–1840	410–774
0–2 км				
Повторяемость, %	38–90	2–36	47–100	1–34
Суммарная толщина, м	372–970	209–614	435–1109	224–609

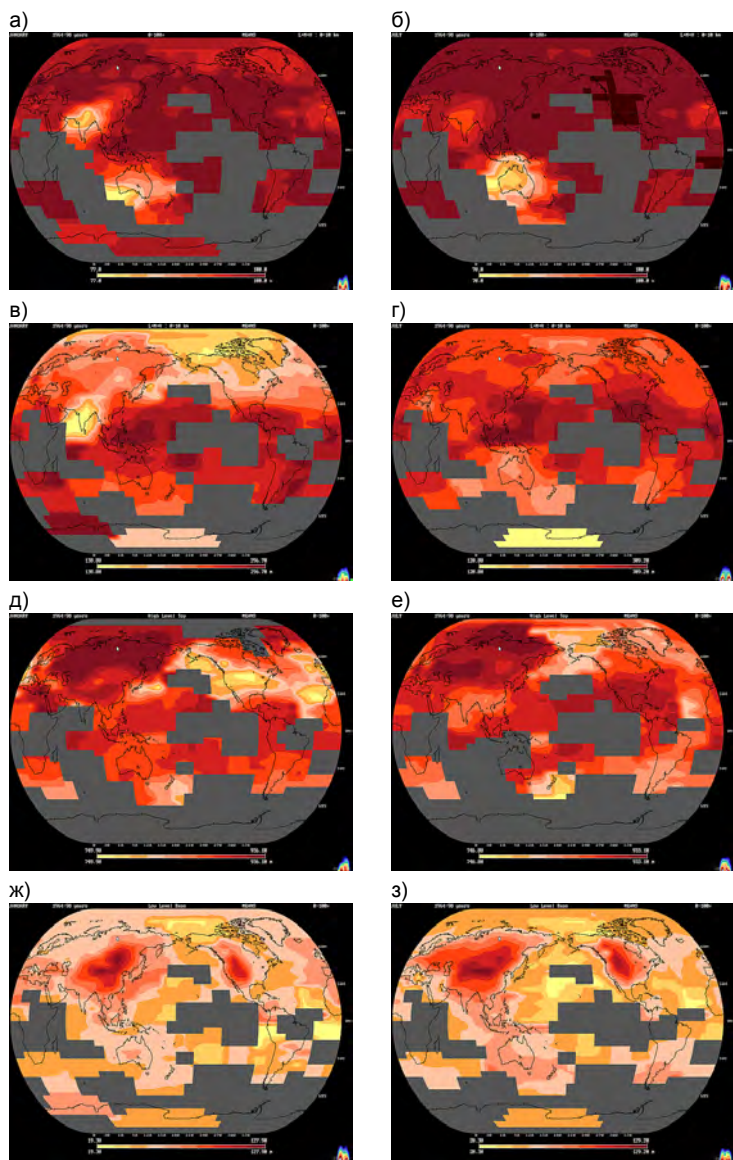


Рис. 2.1.2.1. Географическое распределение средних значений параметров ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода для слоя атмосферы 0–10 км для января (а, в, д, ж) и июля (б, г, е, з).
а, б – повторяемость, %; в, г – суммарная толщина, м; д, е – верхняя граница, м; ж, з – нижняя граница, м. CARDS. 1964–1998 гг.

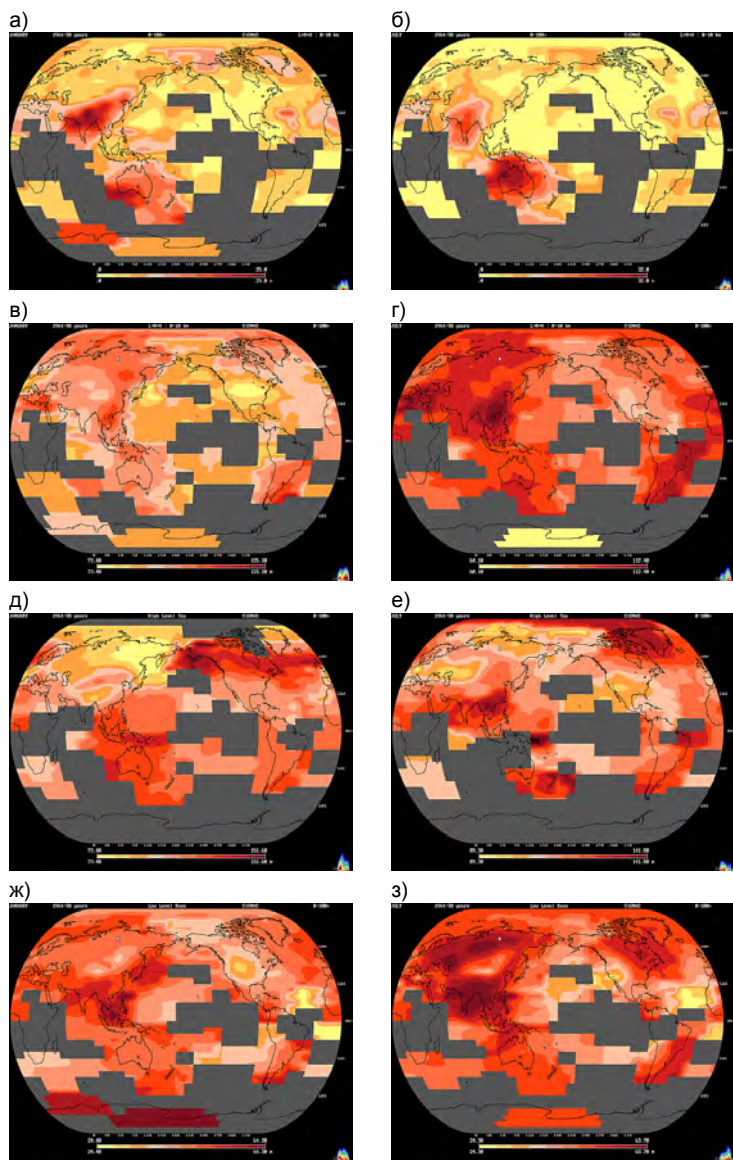


Рис. 2.1.2.2. Географическое распределение значений среднеквадратических отклонений для параметров ОС с количеством облачности 0–100 % для слоя атмосферы 0–10 км. Январь (а, в, д, ж) и июль (б, г, е, з). а, б – повторяемость, %; в, г – суммарная толщина, м; д, е – верхняя граница, м; ж, з – нижняя граница, м. CARDS. 1964–1998 гг.

Данные табл. 2.1.2.1 и рис. 2.1.2.1 показывают, что осреднённая повторяемость расслоения в слое 0–10 км составляет 70–100 % случаев с данными о температуре и влажности до высоты 10 км в зависимости от региона. В слоях 0–2, 2–6, 6–10 км расслоение отмечается в 38–100, 61–99 и 16–95 % случаев соответственно. Для января и июля диапазоны изменений средних значений и среднеквадратических отклонений для повторяемости расслоения в каждом слое различаются мало.

Осреднённая суммарная толщина ОС в слое 0–10 км изменяется в пределах 1200–3100 м, а среднеквадратические отклонения – 600–1250 м (табл. 2.1.2.1, рис. 2.1.2.1, 2.1.2.2). В слоях 0–2, 2–6, 6–10 км суммарная толщина ОС составляет приблизительно 370–1100, 750–1840 и 640–1570 м соответственно. В слое 0–10 км сезонные различия для диапазонов изменений средних и среднеквадратических отклонений суммарной толщины малы, а для ОС нижнего, среднего и верхнего ярусов, рассмотренных отдельно, существенны.

Для средней высоты верхней границы ОС в слое 0–10 км диапазон региональных изменений составляет 7670–9360 м, причём в январе и июле диапазоны очень близки. Для среднеквадратических отклонений в январе диапазон изменений шире, чем в июле.

Для средней высоты нижней границы для января и июля видно почти полное совпадение диапазонов изменений как для средних значений, так и для среднеквадратических отклонений.

2.1.3. Характеристики облачных слоёв с учётом количества и яруса облачности

В табл. 2.1.3.1 приведены результаты расчётов для слоя 0–10 км с детализацией по градациям количества облачности. Видно, что зимой и летом повторяемость малооблачных и сплошных ОС максимальна, она изменяется в пределах 9–99 и 11–96 %, а среднеквадратические отклонения – в пределах – 1–34 и 4–39 % соответственно. Заметим, что при расчёте статистических характеристик ОС с другим количеством облачности данных было достаточно только для небольших регионов.

Таблица 2.1.3.1

Диапазон региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений (σ) параметров ОС с учётом градации количества облачности в слое атмосферы 0–10 км для января и июля

Градации количества облачности, % поверхности небосвода	Январь		Июль	
	средние значения	σ	средние значения	σ
Повторяемость, %				
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

Окончание табл. 2.1.3.1

Градации количества облачности, % поверхности небосвода	Январь		Июль	
	средние значения	σ	средние значения	σ
Суммарная толщина, 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
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

Осреднённая суммарная толщина ОС в слое 0–10 км с количеством облачности 0–20 и 80–100 % изменяется в пределах 630–2500 и 400–1950 м, а соответствующие среднеквадратические отклонения – в диапазонах 560–1270 и 360–1890 м (табл. 2.1.3.1). Средние высоты верхней и нижней границ малооблачных и сплошных ОС изменяются в диапазонах 7170–9100 и 7130–9630, 450–1300 и 184–1210 м соответственно. Для пределов значений статистических характеристик видна сезонная изменчивость.

В табл. 2.1.3.2 приведены результаты расчётов с детализацией по ярусам облачности для градаций количества облачности 0–20 и 80–100 %, для остальных градаций – мало данных.

Таблица 2.1.3.2

**Диапазон региональных изменений средних значений
и среднеквадратических отклонений (σ) параметров ОС с учётом
градации количества облачности в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10 км
для января и июля**

Градации количества облачности, % поверхности небосвода	Январь		Июль	
	средние значения	σ	средние значения	σ
0–2 км				
Повторяемость, %				
0–20	4–86	5–32	12–88	7–31
80–100	0–83	1–36	1–82	2–35
Суммарная толщина, м				
0–20	279–912	187–602	273–944	168–580
80–100	311–719	202–473	250–813	146–527

Окончание табл. 2.1.3.2

Градации количества облачности, % поверхности небосвода	Январь		Июль	
	средние значения	σ	средние значения	σ
2–6 км				
Повторяемость, %				
0–20	7–94	5–28	40–96	4–31
80–100	5–72	5–32	3–65	3–27
Суммарная толщина, м				
0–20	540–1451	418–815	680–1797	439–804
80–100	351–974	323–655	308–1132	313–802
6–10 км				
Повторяемость, %				
0–20	1–92	2–35	2–92	6–39
80–100	1–84	2–37	1–50	2–27
Суммарная толщина, м				
0–20	520–1644	373–855	543–1180	401–703
80–100	408–1259	300–763	430–1011	307–711

В слое 0–2 км средняя повторяемость малооблачных и сплошных ОС изменяется в пределах 4–88 и 0–83 %, а соответствующие среднеквадратические отклонения – в пределах – 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, среднеквадратические отклонения – 150–530 м, в их значениях видны сезонные различия.

В слое 2–6 км осреднённая 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 слоёв с количеством облачности 0–20 и 80–100 % варьирует в пределах 540–1800 и 350–1130 м, соответствующие среднеквадратические отклонения – в пределах 420–820 и 310–800 м. Сезонная изменчивость значений видна как для повторяемости, так и толщины ОС.

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 отмечаются в значениях обоих параметров, они наиболее выражены для повторяемости сплошных ОС и толщины малооблачных ОС.

2.1.4. Сравнение суммарной толщины восстановленных облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и безоблачных прослоек с результатами, полученными на основе данных самолётного зондирования

Результаты расчётов можно интерпретировать следующим образом. Для слоя атмосферы 0–10 км 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. При этом максимальна повторяемость малооблачных и сплошных ОС, регионально она изменяется в пределах 9–99 и 11–96 % соответственно.

Осреднённая суммарная толщина облачных слоёв в слое 0–10 км изменяется в пределах 1200–3100 м, сезонные различия для диапазонов изменений средних значений и среднеквадратических отклонений выражены мало, но существенны для толщины облачных слоёв в каждом ярусе.

Определённый интерес представляет сравнение результатов, изложенных выше и полученных другими авторами на основе данных самолётного зондирования. В соответствии с данными о вертикальной структуре облачности, полученными Л.С. Дубровиной на базе массива сетевого самолётного зондирования на территории СССР за период 1957–1963 гг. [54], для облачной структуры характерны тонкие облачные и широкие безоблачные слои. Толщина облачных слоёв в 2–5 раз меньше толщины безоблачных слоёв, что справедливо как для 6-километрового слоя, так и для километровых слоёв атмосферы [7, 142]. В табл. 2.1.4.1 приведены диапазоны региональных изменений средних значений суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и прослоек в разных атмосферных слоях и отношений толщины прослоек и ОС для января и июля. Результаты табл. 2.1.4.1 согласуются с данными, полученными на базе массива самолётного зондирования.

Таблица 2.1.4.1

Диапазоны региональных изменений средних значений суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и прослоек в слоях атмосферы 0–10, 0–2, 2–6, 6–10 км и отношений толщины 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 толщины 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 толщины прослоек и ОС	5,1–1,6	5,2–2,2

Окончание табл. 2.1.4.1

Параметр	Январь	Июль
2–6 км		
Суммарная толщина ОС, м	748–1547	910–1840
Суммарная толщина прослоек, м	3252–2453	3090–2160
Отношение толщины 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 толщины прослоек и ОС	4,4–1,1	3,6–0,8

В [54] 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 форм облаков отличается значительной изменчивостью. Средние квадратические отклонения толщины облачных слоёв близки к средним значениям соответствующих форм облаков. Данные табл. 2.1.2.1 качественно согласуются с этими результатами.

Небольшие количественные различия в оценках толщины могут быть объяснены различием методик определения границ облачности и расчёта, периодов наблюдений, периодичности и регулярности наблюдений [7, 54, 142], 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 ещё 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 растекания (через несколько часов) и которые детектируются при самолётном зондировании с помощью прибора для определения изображения облачных частиц [7, 142].

При сравнении результатов расчётов повторяемости следует учитывать, что в среднем самолётное зондирование завышает повторяемость облаков и осадков на 5–10 %, а над некоторыми регионами – до 25 % [54].

Выводы

Получены новые обобщающие данные о вертикальной структуре атмосферы над земным шаром в слое 0–10 км, а именно о повторяемости облачных слоёв, высоте их нижней и верхней границ, суммарной толщине, пространственно-временной изменчивости перечисленных параметров. Показано, что сезонные различия диапазонов региональных изменений для перечисленных параметров выражены мало. Они проявляются при рассмотрении повторяемости облачных слоёв и их суммарной толщины в отдельных ярусах, а также с учётом количества облачности.

Представленные результаты о суммарной толщине облачных слоёв согласуются с результатами, полученными по данным сетевого самолётного зондирования.

2.2. Региональные особенности многолетних оценок повторяемости и суммарной толщины облачных слоёв по радиозондовым данным за 1964–1998 гг. для Северного и Южного полушарий

Неопределённость в климатических изменениях облачности остаётся одной из самых сложных проблем в исследованиях изменения климата Земли [130, 230, 231, 295, 405, 408, 511]. В [411] отмечается, что одним из основных направлений в изучении облаков является определение многослойной облачности, исследование её вертикальной структуры, получение её климатических характеристик.

В данном разделе предметом исследования является вертикальная структура облачных слоёв, восстановленных по данным радиозондирования с использованием СЕ-метода [7, 142, 222]. Рассмотрена задача о региональных особенностях распределения повторяемости и суммарной толщины облачных слоёв в атмосферном слое от поверхности земли до высоты 10 км для Северного и Южного полушарий для января и июля. Для решения этой задачи по данным глобального аэрологического массива за период 1964–1998 гг. были построены географические распределения для многолетних средних значений и среднеквадратических отклонений для перечисленных параметров ОС с учётом количества облачности за январь и июль, определены интервалы их региональных изменений. Полученные результаты уточняют особенности вертикальной структуры облачных слоёв с различным количеством облаков в пространстве и времени.

2.2.1. Данные и методы исследования

В многочисленных работах, например в [6, 7, 108, 110, 260], отмечается, что при использовании радиозондовых данных для климатических исследований важное значение имеет качество и однородность используемых при вычислениях данных. Основными причинами возможной неоднородности данных радиозондирования являются недостаточное количество точек наблюдения и их неравномерное географическое распределение, смены наблюдательных приборов и датчиков, изменения методик, алгоритмов и программ обработки, множество пропущенных наблюдений, связанных с максимальной высотой полёта зондов и т. д. Они оказывают влияние на оценки температуры и влажности в атмосфере [6, 7, 108, 110, 260]. Данные по тропосфере являются более благополучными, по сравнению с данными по стратосфере, как в отношении полноты данных, так и относительно возникновения систематических ошибок, связанных с максимальной высотой полёта зондов [6, 108].

Для расчётов был использован глобальный проконтролированный массив радиозондовых наблюдений KAPDC (CARDS, Comprehensive

Aerological Reference Dataset) [6, 260] за период 1964–1998 гг. Среди станций глобальной радиозондовой сети были выбраны станции с достаточно полным количеством данных для формирования 795 временных рядов. Некоторые из них состоят из наблюдений двух или даже трёх станций вследствие открытия, закрытия или изменения местоположения станций [8].

Относительно исследований долгопериодных изменений характеристик облачности, следует отметить, что значительная часть их проводилась за различные периоды и сроки наблюдения, различается масштабами пространственного обобщения и другими методическими особенностями, что усложняет процесс сравнения результатов [7, 130, 202, 252]. Ниже результаты приведены за период наблюдений 1964–1998 гг., по следующим соображениям:

- данная работа является логической частью проведённых авторами исследований климатических изменений параметров ОС на основе данных радиозондирования атмосферы за указанный период наблюдений [7, 221];
- на глобальной аэрологической сети данных радиозондовых наблюдений в Южном полушарии в конце 50-х – начале 60-х годов недостаточно для климатических расчётов [108];
- по наземным наблюдениям наиболее значительные изменения в количестве облачности над территорией России происходили в 1970 и 1980 гг. [130, 202].

Для определения границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности был использован СЕ-метод.

Для анализа пространственно-временной изменчивости повторяемости и суммарной толщины облачных слоёв были построены географические распределения многолетних средних значений и среднеквадратических отклонений для этих параметров ОС с учётом градации количества облачности в атмосферном слое 0–10 км для января и июля и проведён их анализ. При рассмотрении ОС с фиксированным количеством облачности допускалось существование других ОС.

Результаты получены для января и июля на основе наблюдений в 00 и 12 ВСВ. При расчёте статистик были использованы только те зондирования, при которых имелись результаты измерений и для температуры, и для влажности до высоты 10 км от поверхности земли, и за месяц было проведено не менее 25 зондирований [7, 139, 221]. Так как во время зондирования облачность могла отсутствовать, то только те месяцы (январь и июль), которые содержат, по крайней мере, 10 зондирований с одним или более ОС, были включены во временные ряды. Они были созданы для градаций 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода. Следующим ограничением было требование, чтобы временные ряды для месяцев (января, июля) имели данные, по крайней мере, для 18 лет из 35-летнего периода для каждой станции [7].

Чтобы проинтерполировать статистики облачности на 5×5-градусную сетку, был использован метод взвешенной анизотропной интерполяции (BAI) [72].

2.2.2. Долгопериодные характеристики повторяемости и суммарной толщины облачных слоёв

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, её балльности, вертикальной мощности, микро- и макроструктуры, оптических свойств [7, 202]. В частности, увеличение облачности верхнего яруса ведёт к потеплению климата, в то время как облаков нижнего яруса – к охлаждающему эффекту [202]. Изменения в количестве облачности могут уменьшить или усилить глобальное потепление [202]. Например, суммарная ультрафиолетовая радиация убывает до 70–85 % при сплошном покрытии небосвода облаками нижнего яруса [153]. Исследования, проведённые 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 [153]. Поэтому ниже более детально рассмотрен вопрос о повторяемости облачных слоёв с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода. Кроме того, следует отметить, что при вычислении статистик для облачных слоёв с рассеянным и разорванным покрытием небосвода облаками данных для вычислений было достаточно только для небольших регионов земного шара.

В табл. 2.2.2.1 приведены пределы региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений повторяемости облачных слоёв 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. 2.2.2.1.

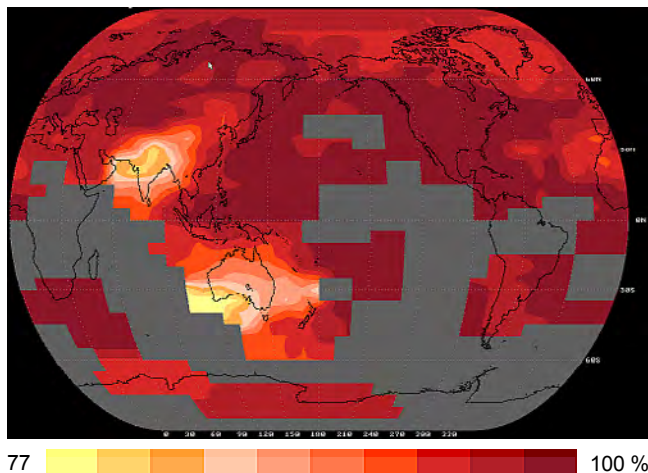
Таблица 2.2.2.1

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. КАРДС. 1964–1998 гг.

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

Согласно данным табл. 2.2.2.1 и рис. 2.2.2.1а и 2.2.2.1б, осреднённая повторяемость ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода 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 для повторяемости ОС различаются слабо для территории земного шара (табл. 2.2.2.1).

а)



б)

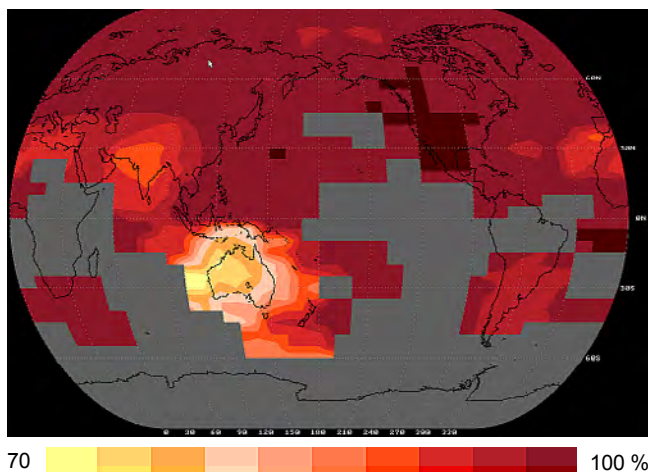


Рис. 2.2.2.1. Географическое распределение средних значений повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода для атмосферного слоя 0–10 км для января (а) и июля (б). КАРДС. 1964–1998 гг.

Рис. 2.2.2.1а и 2.2.2.1б демонстрируют, что диапазоны изменений средней повторяемости ОС различаются слабо также при их рассмотрении с учётом сезона. Для зимнего сезона в Северном полушарии (СП) средняя повторяемость изменяется в пределах 80–100 % (январь, рис. 2.2.2.1а), а для Южного полушария (ЮП) – она изменяется в пределах 70–100 % (июль, рис. 2.2.2.1б). Для летнего сезона средняя повторяемость изменяется в пределах 84–100 % для Северного полушария (июль, рис. 2.2.2.1б) и 77–100 % – для Южного полушария (январь, рис. 2.2.2.1а),

При рассмотрении результатов на рис. 2.2.2.1а и 2.2.2.1б отдельно для Северного и Южного полушарий можно отметить небольшие различия. Для Северного полушария осреднённая повторяемость облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода составляет 80–100 %, а для Южного полушария – 70–100 %.

Из рис. 2.2.2.1а и 2.2.2.1б видно, что в Северном полушарии наименьшая средняя повторяемость облачных слоёв (приблизительно 80–95 %) в январе и июле определена только в регионе 60–90° з.д. и 15–40° с.ш. Для остальной территории Северного полушария осреднённая повторяемость ОС превышает 95 % для обоих месяцев. Анализ географических распределений для среднеквадратических отклонений повторяемости облачных слоёв показал, что в отмеченных выше регионах с наименьшей средней повторяемостью отмечены большие среднеквадратические отклонения 12–25 %. Для остальной территории Северного полушария они не превышают 12 %.

В Южном полушарии наименьшая средняя повторяемость облачных слоёв (приблизительно 70–85 %) в январе и июле определена только в регионе 100–140° з.д. и 15–40° ю.ш. (см. рис. 2.2.2.1а и 2.2.2.1б). В этом регионе отмечены наибольшие среднеквадратические отклонения 16–32 %. Для остальной территории Южного полушария осреднённая повторяемость облачных слоёв более 85 % и среднеквадратические отклонения не превышают 16 % для обоих месяцев.

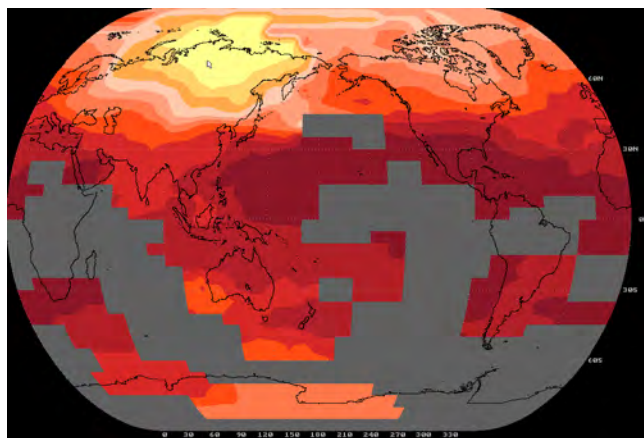
Из данных табл. 2.2.2.1 видно, что в январе и июле высокая осреднённая повторяемость малооблачных и сплошных ОС. Для территории земного шара особенности её распределения для малооблачных ОС показаны на рис. 2.2.2.2.

Для малооблачных слоёв средняя повторяемость составляет 9–98 % 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. 2.2.2.1).

Для июля диапазон изменений осреднённой повторяемости малооблачных слоёв 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. 2.2.2.1).

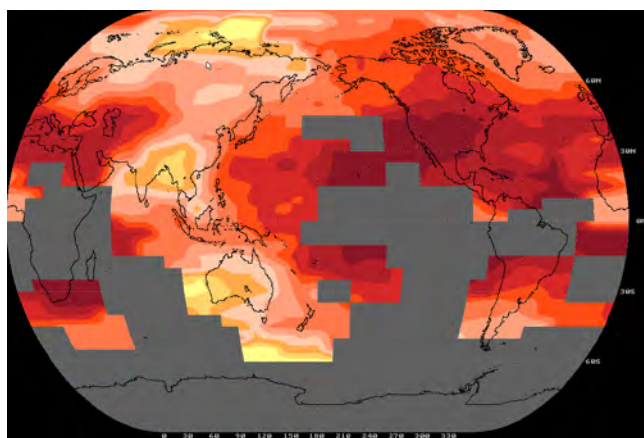
В январе низкие значения средней повторяемости малооблачных слоёв – 9–36 % – отмечены на большей территории РФ, особенно её северо-восточной части. Высокая повторяемость, 62–98 %, малооблачных слоёв отмечена в низких широтах – 45° ю.ш. – 45° с.ш.

a)



9 98 %

б)



54 99 %

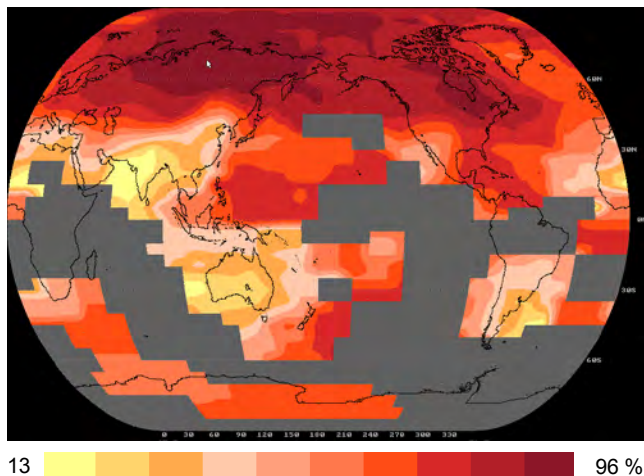
Рис. 2.2.2.2. Географическое распределение средних значений повторяемости малооблачных слоёв для атмосферного слоя 0–10 км для января (а) и июля (б). КАРДС. 1964–1998 гг.

При рассмотрении рис. 2.2.2.2а и 2.2.2.2б отдельно для СП и ЮП можно отметить небольшие различия: для января для СП осреднённая повторяемость малооблачных слоёв составляет 9–98 %, а для Южного полушария – 54–98 %; для июля, как для СП, так и для ЮП, – 54–98 %.

Для сплошных ОС осреднённая 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. 2.2.2.1). Региональные особенности распределения их средней повторяемости для территории земного шара показаны на рис. 2.2.2.3.

а)



б)

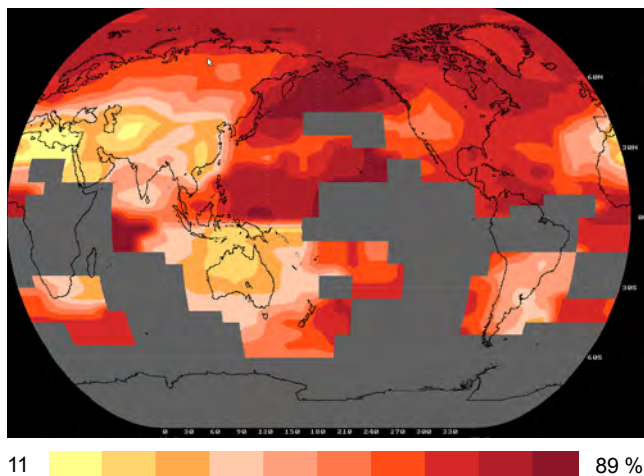


Рис. 2.2.2.3. Географическое распределение средних значений повторяемости сплошных ОС для атмосферного слоя 0–10 км для января (а) и июля (б). КАРДС. 1964–1998 гг.

Табл. 2.2.2.1 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.

Анализ результатов на рис. 2.2.2.3а и 2.2.2.3б отдельно для Северного и Южного полушарий показал небольшие различия.

Для января (рис. 2.2.2.3а) в Северном полушарии наибольшие значения средней повторяемости сплошных ОС, 80–96 %, определены в регионах, расположенных севернее 40 °с.ш. В Южном полушарии её наибольшие значения, 55–80 %, зафиксированы в регионах, расположенных, как в высоких, так и низких широтах. Низкие значения повторяемости сплошных ОС, 13–46 %, видны на рис. 2.2.2.3а и 2.2.2.3б в широтах 45 °ю.ш. – 45 °с.ш.

Для июля (рис. 2.2.2.3б) в Северном полушарии 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. 2.2.2.3б) в Южном полушарии её наибольшие значения, 65–89 %, зафиксированы над океаном, в средних и низких широтах. Для регионов в высоких широтах недостаточно данных для расчётов. Низкие значения повторяемости сплошных ОС, 18–35 %, видны для территории 0–45 °ю.ш., 75–175 °з.д.

В табл. 2.2.2.2 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 для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–20, 80–100, 0–100 % для территории земного шара показаны на рис. 2.2.2.4.

Таблица 2.2.2.2

Диапазон региональных изменений средних значений и среднеквадратических отклонений (σ) суммарной толщины ОС (м) в атмосферном слое 0–10 км над уровнем подстилающей поверхности территории земного шара для различных градаций количества облачности для января и июля. КАРДС. 1964–1998 гг.

Градации 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

Осреднённая 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. 2.2.2.2). Для января и июля различия диапазонов изменений её статистических характеристик для территории земного шара различаются слабо (табл. 2.2.2.2, рис. 2.2.2.4а, 2.2.2.4б), разница составляет 100–180 м.

Для зимы в СП (январь, рис. 2.2.2.4а) средняя суммарная толщина изменяется в диапазоне 1400–2970 м, а для ЮП (июль, рис. 2.2.2.4б) – 1200–2900 м. Для лета для СП (июль, рис. 2.2.2.4в) она изменяется в диапазоне 1370–2970 м и для ЮП (январь, рис. 2.2.2.4г) – 1850–3100 м.

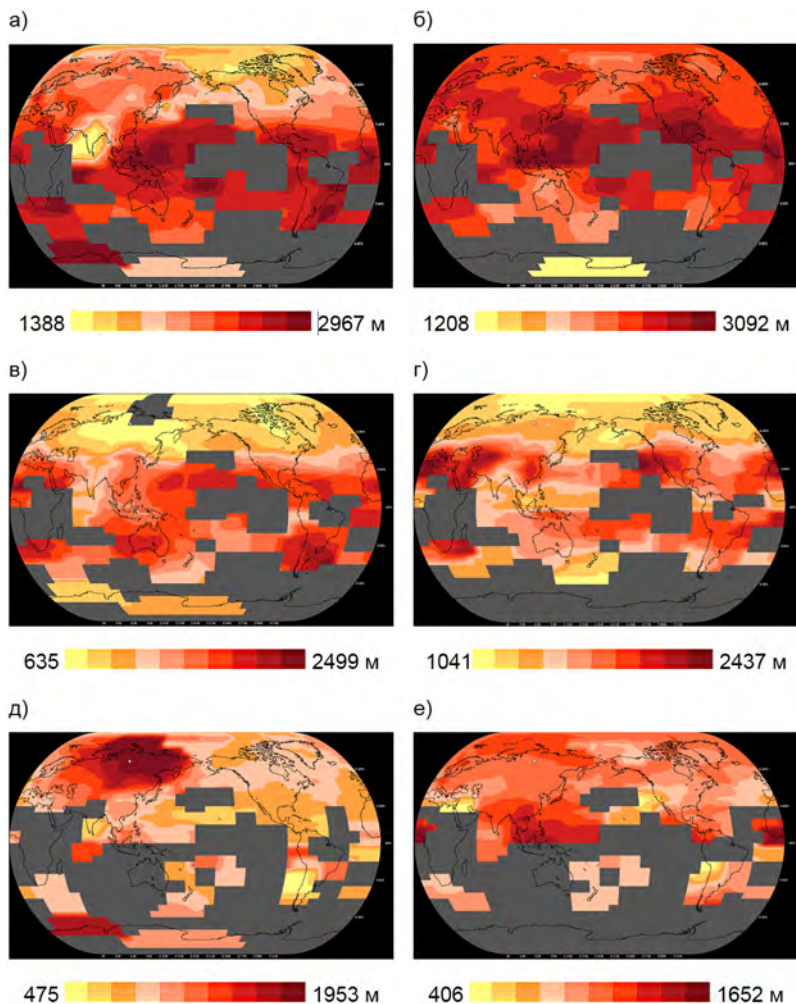


Рис. 2.2.2.4. Географические распределения средних значений суммарной толщины (м) ОС с количеством облачности 0–100 (а, б), 0–20 (в, г), 80–100 (д, е) % поверхности небосвода для атмосферного слоя 0–10 км для января (а, в, д) и июля (б, г, е). КАРДС. 1964–1998 гг.

Таким образом, сезонные изменения для верхних пределов диапазонов изменений средней толщины ОС выражены слабо. Для зимы верхние пределы составляют 2900 и 2970 м для СП и ЮП, а для лета – 2970 и 3100 м для СП и ЮП соответственно, т. е. их различия не превышают 200 м.

Сезонные изменения для нижних пределов диапазонов изменений средней толщины ОС выражены для ЮП. Для зимы нижние пределы составляют 1400 и 1200 м для СП и ЮП, а для лета – 1370 и 1850 м для СП и ЮП соответственно, т. е. их различия для СП не превышают 30 м, а для ЮП они составляют 650 м.

Согласно данным табл. 2.2.2.2 осреднённая 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.

Интерес представляет сравнение результатов, изложенных выше и полученных другими авторами на основе данных самолётного зондирования.

При сравнении результатов расчётов повторяемости следует учитывать, что в среднем самолётное зондирование завышает повторяемость облаков и осадков на 5–10 %, а над некоторыми регионами до 25 % [54].

В соответствии с данными о вертикальной структуре облачности, полученными на базе массива сетевого самолётного зондирования на территории СССР за период 1957–1963 гг. [54], для облачной структуры характерны тонкие облачные и широкие безоблачные слои. Толщина ОС в 2 – 5 раз меньше толщины безоблачных слоёв, что справедливо как для 6-километрового слоя, так и для километровых слоёв атмосферы [7, 54].

В [54] 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. 2.2.2.2 качественно согласуются с вышеизложенными результатами.

Небольшие количественные различия в оценках толщины могут быть объяснены особенностями в методиках определения границ облачности и расчёта, периодах наблюдений, периодичности и регулярности наблюдений [7, 54], 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 ещё 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 самолётном зондировании с помощью прибора для определения изображения облачных частиц [7, 142].

Выводы

Получены многолетние статистические характеристики для повторяемости и суммарной толщины облачных слоёв с различным количеством облачности в атмосферном слое 0–10 км для января и июля за период 1964–1998 гг. Изучены региональные особенности их распределения для Северного и Южного полушарий.

Показано, что осреднённая повторяемость ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода составляет 70–100 % случаев с данными о температуре и влажности до высоты 10 км в зависимости от региона земного шара.

Для января и июля диапазоны изменений статистических характеристик для повторяемости и суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода различаются слабо для территории земного шара. Они проявляются при анализе повторяемости и суммарной толщины ОС с учётом количества облачности.

Диапазоны изменений средней повторяемости облачных слоёв различаются слабо также при их рассмотрении с учётом сезона.

Сезонные изменения для верхних пределов диапазонов изменений средней толщины облачных слоёв выражены слабо.

Полученные результаты о суммарной толщине восстановленных облачных слоёв согласуются с результатами, полученными по данным сетевого самолётного зондирования.

2.3. Долгопериодные оценки числа облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы за 1964–2017 гг. в разных широтных зонах

В работах [7, 139] на основе радиозондовых измерений температуры и влажности за 1964–1998 годы были получены глобальные оценки для суммарной толщины и границ восстановленных облачных слоёв. В [8, 147] приведены постанционные оценки за 1964–2014 гг. для перечисленных параметров, а также числа ОС для станций, расположенных в различных широтах земного шара.

Предметом исследования в данном разделе является температурно-влажностное расслоение атмосферы в слое 0–10 км над подстилающей поверхностью земного шара на облачные слои и безоблачные прослойки между ними, определённые по радиозондовым профилям температуры и влажности с помощью СЕ-метода [7, 142, 222]. Рассмотрена пространственно-временная изменчивость числа облачных слоёв, восстановленных по данным радиозондирования на глобальной сети аэрологических станций за 1964–2017 гг. Для её изучения были рассчитаны глобальные многолетние оценки и построены географические распределения многолетних статистических характеристик числа облачных слоёв, проведён их анализ и определены диапазоны изменений многолетних статистических характеристик на территории земного шара. Результаты получены с детализацией

по грациям количества облачности и атмосферным слоям для сезонов и года в целом.

2.3.1. Данные, использованные для расчётов

В качестве информационной базы использовались данные за 1964–2017 гг. из глобального массива радиозондовых наблюдений КАРДС (CARDS, Comprehensive Aerological Reference Dataset) [6, 260], дополненного текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [4] и АЭРОСТАС [99]. Данные прошли процедуру комплексного контроля качества [6]. Из списка глобальной сети аэрологических станций были выбраны станции, расположенные в разных широтах земного шара, с достаточным количеством данных для формирования 965 временных рядов, некоторые из которых состоят из наблюдений двух или даже трёх станций вследствие их открытия, закрытия или перенесения станций. Период расчётов выбран с 1964 года, так как на глобальной аэрологической сети данных радиозондовых наблюдений в Южном полушарии в конце 1950-х – начале 1960-х годов недостаточно для климатических расчётов [108].

Для возможности учёта редких, и потому крайне ценных данных в слабоосвоенных районах, условия на данные были ослаблены, по сравнению с предшествующими работами авторов, например [7, 8, 139]. Во-первых, при включении в расчёты многолетних статистических характеристик числа облачных слоёв требовалось, чтобы временные ряды для каждого из сезонов имели данные, по крайней мере, за 15 лет из рассматриваемого 54-летнего периода для каждой станции, при условии, что последний год наблюдений был не ранее 2014; в предыдущих работах требовалось наличие данных за половину лет от рассматриваемого периода наблюдений. Во-вторых, были использованы все прошедшие контроль результаты зондирования с данными как для температуры, так и для влажности во всех атмосферных слоях от поверхности земли до высоты 10 км, поэтому число использованных профилей для разных слоёв атмосферы может несколько различаться. Прежде при расчётах учитывались данные только тех зондирований, которые содержали данные о температуре и влажности во всём атмосферном слое от поверхности земли до высоты 10 км. Увеличение периода наблюдений по 2017 год, смягчение условий использования данных, проведение расчётов для сезонов и за год в целом позволило получить географические распределения статистических характеристик числа облачных слоёв в различных слоях атмосферы с детализацией грааций количества облачности.

2.3.2. Методы исследования

Для восстановления границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности использовался СЕ-метод, который был разработан специально для климатических исследований облачных слоёв по глобальным долгопериодным данным радиозондирования [260].

Для изучения изменения числа облачных слоёв в зависимости от количества облаков, слоя атмосферы и сезонов были рассчитаны по-станционные многолетние средние значения числа слоёв с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для сезонов и года в целом и соответствующие среднеквадратические отклонения. Учитывались ОС, определённые с помощью СЕ-метода, толщиной не менее 50 метров. При рассмотрении ОС с фиксированным количеством облачности допускалось существование других ОС.

Для визуализации и анализа географического распределения статистических характеристик удобнее работать с полями в регулярной сетке, а не со значениями в нерегулярном множестве станций. Чтобы проинтерполировать многолетние статистические характеристики числа ОС, на градусную сетку $2^\circ \times 2^\circ$, был использован метод взвешенной анизотропной интерполяции (ВАИ) (см. раздел 1.2.3) [72].

Для исследования пространственно-временной изменчивости числа облачных слоёв были построены географические распределения средних значений и среднеквадратических отклонений числа облачных слоёв для сезонов и года в целом с учётом градации количества облаков и атмосферного слоя.

2.3.3. Число облачных слоёв

Для перечисленных атмосферных слоёв в табл. 2.3.3.1 и 2.3.3.2 представлены оценки диапазонов изменений многолетних статистических характеристик числа облачных слоёв над территорией земного шара с детализацией по градациям количества облачности, полученные на основе анализа соответствующих географических распределений для сезонов и за год. Для средних значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в разных атмосферных слоях они приведены на рис. 2.3.3.1 и 2.3.3.2 для разных сезонов.

Таблица 2.3.3.1

Диапазоны изменений над территорией земного шара многолетних среднесезонных и среднегодовых значений числа восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности облачных слоёв для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли с учётом градации количества облачности. 1964–2017 гг.

Количество облачности, % покрытия небосвода	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Число наблюдений, тыс.
0–10 км						
0–20	1,6–7,0	1,6–7,2	1,6–8,0	1,7–8,0	1,7–7,3	1,2–36,3
20–60	1,1–2,0	1,1–2,0	1,1–2,0	1,1–2,0	1,1–2,0	0,5–21,6
60–80	1,0–1,4	1,0–1,4	1,0–1,4	1,0–1,4	1,0–1,4	0,3–13,1
80–100	1,4–4,9	1,4–4,6	1,2–4,7	1,3–4,4	1,4–4,5	0,7–31,6
0–100	2,3–10,7	2,3–10,8	2,1–10,6	2,2–10,6	2,2–10,5	1,5–37,9

Окончание табл. 2.3.3.1

Количество облачности, % покрытия небосвода	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Число наблюдений, тыс.
6–10 км						
0–20	1,2–3,0	1,2–3,1	1,2–3,1	1,2–3,0	1,2–3,0	0,5–32,9
20–60	1,0–1,6	1,0–1,5	1,0–1,5	1,0–1,5	1,0–1,5	0,2–15,5
60–80	1,0–1,3	1,0–1,2	1,0–1,2	1,0–1,2	1,0–1,2	0,1–9,9
80–100	1,1–,5	1,1–2,6	1,1–2,7	1,1–2,6	1,1–2,6	0,2–5,4
0–00	1,3–3,9	1,3–4,0	1,2–4,0	1,3–4,1	1,3–4,0	1,4–37,5
2–6 км						
0–20	1,1–3,5	1,2–3,9	1,2–3,6	1,2–3,7	1,2–3,5	1,1–35,3
20–60	1,0–1,5	1,0–1,5	1,0–1,5	1,0–1,5	1,0–1,5	0,3–9,8
60–80	1,0–1,2	1,0–1,2	1,0–1,1	1,0–1,1	1,0–1,2	0,1–,0
80–00	1,1–2,5	1,1–2,6	1,1–2,5	1,1–,5	1,1–,5	0,5–25,0
0–100	1,2–4,9	1,2–5,0	1,2–4,8	1,2–4,7	1,2–4,6	1,5–37,7
0–2 км						
0–20	1,0–2,5	1,0–2,3	1,0–2,4	1,0–2,4	1,0–2,4	0,8–29,0
20–60	1,0–1,3	1,0–1,3	1,0–1,3	1,0–1,3	1,0–1,3	0,1–10,5
60–80	1,0–1,1	1,0–1,1	1,0–1,1	1,0–1,1	1,0–1,1	0,1–5,9
80–100	1,0–2,1	1,0–2,0	1,0–2,1	1,0–2,1	1,0–2,1	0,2–31,3
0–100	1,1–3,0	1,0–3,1	1,0–3,1	1,0–3,1	1,0–3,1	1,4–37,9

Таблица 2.3.3.2

Диапазоны изменений над территорией земного шара многолетних сезонных и годовых среднеквадратических отклонений числа облачных слоёв для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли с учётом градации количества облачности. 1964–2017 гг.

Количество облачности, % покрытия небосвода	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
0–10 км					
0–20	0,9–4,1	0,8–4,2	0,8–4,2	0,8–4,2	0,8–4,2
20–60	0,4–1,2	0,4–1,2	0,3–1,2	0,4–1,3	0,4–1,2
60–80	0,2–0,6	0,2–,6	0,1–0,6	0,2–0,6	0,2–0,6
80–100	0,7–3,5	0,6–3,5	0,5–3,6	0,6–3,2	0,7–3,5
0–100	1,0–5,5	0,9–5,4	1,0–5,2	0,9–5,4	1,0–5,4
6–10 км					
0–20	0,5–1,7	0,4–1,8	0,4–1,8	0,4–1,8	0,4–1,7
20–60	0,2–0,9	0,2–0,8	0,2–0,8	0,2–0,8	0,2–0,8
60–80	0,1–0,5	0,0–0,4	0,0–0,4	0,1–0,4	0,1–0,4
80–100	0,3–1,6	0,3–1,7	0,3–1,7	0,3–1,6	0,3–1,6
0–100	0,5–2,1	0,5–2,2	0,5–2,2	0,5–2,5	0,5–2,2

Окончание табл. 2.3.3.2

Количество облачности, % покрытия небосвода	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
2–6 км					
0–20	0,4–2,3	0,4–2,4	0,4–2,4	0,4–2,4	0,4–2,3
20–60	0,1–0,9	0,1–0,7	0,1–0,7	0,2–0,9	0,2–0,9
60–80	0,0–0,4	0,1–0,4	0,0–0,4	0,1–0,4	0,1–0,4
80–100	0,3–1,7	0,3–1,7	0,3–1,8	0,3–1,7	0,3–1,7
0–100	0,4–2,7	0,5–2,8	0,5–2,5	0,5–2,8	0,5–2,6
0–2 км					
0–20	0,2–1,3	0,1–1,2	0,1–1,2	0,1–1,3	0,2–1,3
20–60	0,0–0,6	0,0–0,5	0,0–0,5	0,0–0,5	0,1–0,5
60–80	0,0–0,3	0,0–0,3	0,0–0,3	0,0–0,3	0,0–0,3
80–100	0,1–1,2	0,1–1,2	0,1–1,2	0,2–1,2	0,1–1,2
0–100	0,2–1,6	0,2–1,6	0,1–1,5	0,2–1,5	0,2–1,5

Данные табл. 2.3.3.1, рис. 2.3.3.1 и 2.3.3.2 показывают, что осреднённые за сезоны и за год в целом значения числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над территорией земного шара изменяются в пределах 1,0–3,1; 1,2–5,0; 1,2–4,1 и 2,1–10,7; амплитуды их изменений равны 2,1; 3,8 и 2,9 и 8,6. Для соответствующих среднеквадратических отклонений диапазоны их изменений над территорией земного шара составляют 0,1–1,6; 0,4–2,8; 0,5–2,5 и 0,9–5,5 (табл. 2.3.3.2), амплитуды их изменений равны 1,5; 2,4; 2,0 и 4,6. Для сезонов диапазоны изменений многолетних средних значений числа облачных слоёв и среднеквадратических отклонений для каждой градации количества облачности в каждом изучаемом атмосферном слое над территорией земного шара различаются мало.

Для всех сезонов и за год в целом диапазоны изменений многолетних статистических характеристик числа облачных слоёв для рассматриваемых атмосферных слоёв над территорией земного шара существенно зависят от количества облачности. Географические распределения многолетних статистических характеристик числа облачных слоёв с учётом градации количества облачности для года в целом показаны на рис. 2.3.3.3. В основном в случаях малой облачности их максимальные значения зафиксированы в низких широтах, а в случаях сплошной – в высоких.

На рис. 2.3.3.1, 2.3.3.2 видно, что минимальные средние значения числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % покрытия небосвода для всех сезонов и слоёв атмосферы обнаруживаются в районе Гималаев, а с их максимальными значениями видно несколько очагов, расположение которых зависит от сезона и слоя атмосферы. Например, максимальные осреднённые за сезоны значения числа слоёв в слоях 0–2 и 0–10 км определены осенью и зимой в юго-западной части Атлантического океана. Анализ данных показал, что среднее годовое число уровней зондирования

в нижнем слое тропосферы в районе Гималаев составляет около двух уровней, а в юго-западной части Атлантического океана – около 13 при среднем глобальном значении ~8.

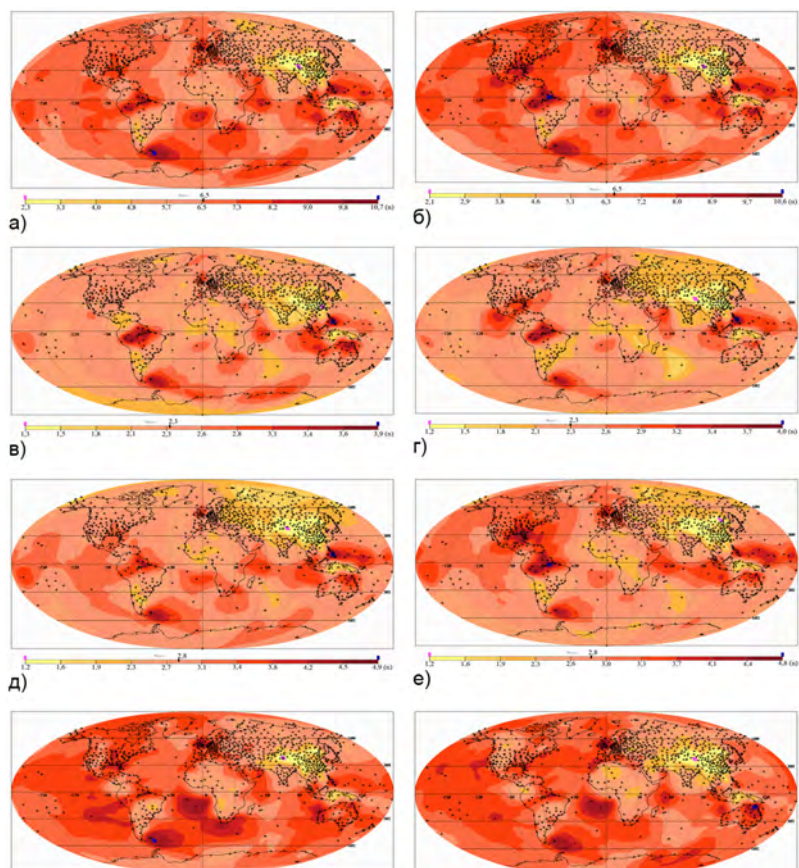


Рис. 2.3.3.1. Географическое распределение многолетних средних значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % покрытия небосвода в разных атмосферных слоях: 0–10 км (а, б); 6–10 км (в, г); 2–6 км (д, е); 0–2 км (ж, з) над уровнем земли для зимы (а, в, д, ж) и лета (б, г, е, з). Используются данные радиозондирования на 965 станциях за период 1964–2017 гг., синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения, звёздочками отмечены станции радиозондирования. Зима – декабрь, январь, февраль; лето – июнь, июль, август.

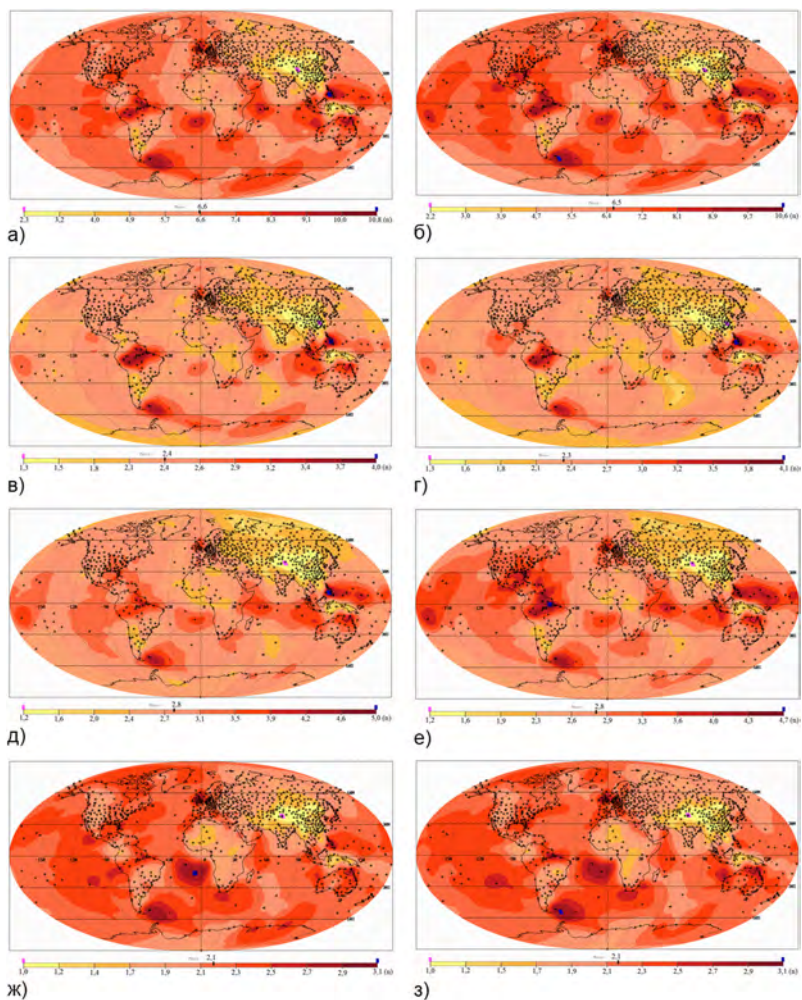


Рис. 2.3.3.2. Географическое распределение многолетних средних значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % покрытия небосвода в различных атмосферных слоях: 0–10 км (а, б); 6–10 км (в, г); 2–6 км (д, е); 0–2 км (ж, з) над уровнем земли для весны (а, в, д, ж) и осени (б, г, е, з). Использованы данные радиозондирования на 965 станциях за период 1964–2017 гг., синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения, звёздочками отмечены станции радиозондирования. Весна – март, апрель, май; осень – сентябрь, октябрь, ноябрь.

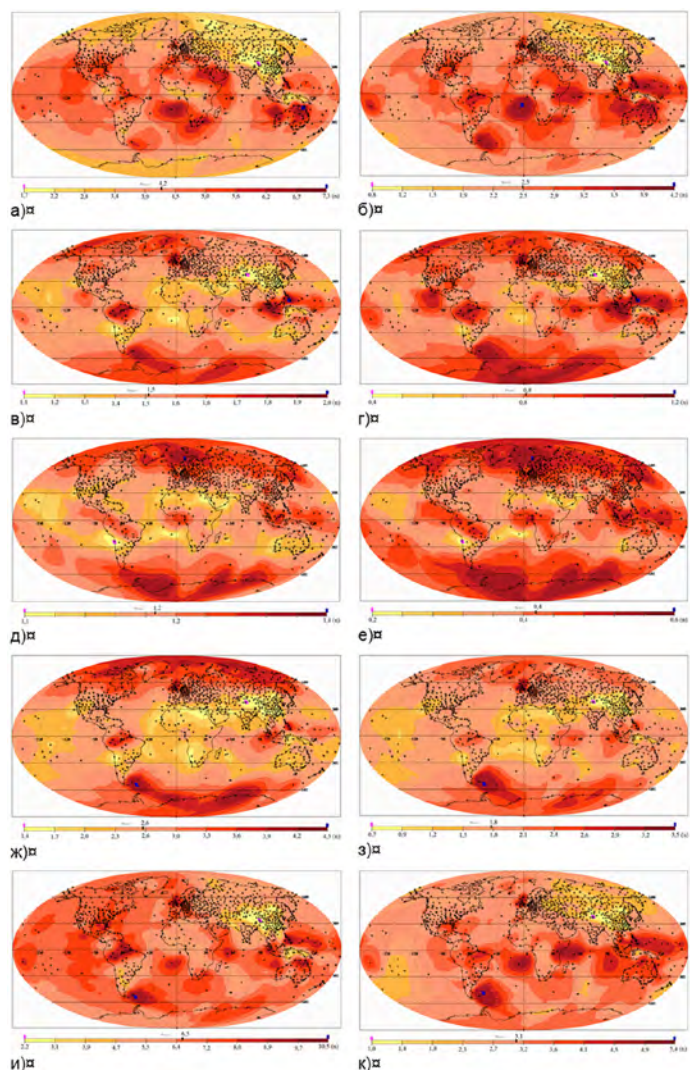


Рис. 2.3.3.3. Географическое распределение многолетних средних годовых значений (а, в, д, ж, и) и среднеквадратических отклонений (б, г, е, з, к) числа облачных слоёв в атмосферном слое 0–10 км над уровнем земли с различным количеством облачности: 0–20 % покрытия небосвода (а, б); 20–60 % (в, г); 60–80 % (д, е); 80–100 % (ж, з); 0–100 % (и, к). Использованы данные радиозондирования на 965 станциях за период 1964–2017 гг., синими и розовыми отрезками отмечены соответствующие максимальные и минимальные значения, звёздочками отмечены станции радиозондирования.

Данные табл. 2.3.3.3 показывают, что во все сезоны и за год в целом в каждом изучаемом слое глобальные статистические характеристики числа восстановленных малооблачных облачных слоёв максимальны, с возрастанием количества облачности до 60–80 % покрытия небосвода они уменьшаются, для сплошных облачных слоёв – возрастают, оставаясь меньше числа малооблачных слоёв. Например, при расчётах за год для слоя 0–10 км глобальное среднее число слоёв с малым, рассеянным, разорванным и сплошным покрытием небосвода облаками составляет 4,2; 1,5; 1,2; 2,6; при этом для градации 0–100 % поверхности небосвода среднее число слоёв равно 6,5; для нижнего, среднего и верхнего яруса среднее число слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода составляет 2,1; 2,8 и 2,3.

Таблица 2.3.3.3

Многолетние глобальные средние сезонные и годовые значения числа облачных слоёв для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли с учётом градации количества облачности и соответствующие среднеквадратические отклонения. 1964–2017 гг.

Количество облачности, % поверхности небосвода	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	Сред- ние	σ	Сред- ние	σ	Сред- ние	σ	Сред- ние	σ	Сред- ние	σ
0–10 км										
0–20	4,2	2,4	4,2	2,5	4,3	2,5	4,2	2,5	4,2	2,5
20–60	1,5	0,8	1,5	0,8	1,5	0,8	1,5	0,8	1,5	0,8
60–80	1,2	0,4	1,2	0,4	1,2	0,4	1,2	0,4	1,2	0,4
80–100	2,7	1,8	2,6	1,8	2,5	1,7	2,5	1,8	2,6	1,8
0–100	6,5	3,0	6,6	3,1	6,5	3,1	6,5	3,1	6,5	3,1
6–10 км										
0–20	1,9	1,0	1,9	1,0	1,9	1,0	1,9	1,0	1,9	1,0
20–60	1,2	0,5	1,2	0,5	1,2	0,5	1,2	0,5	1,2	0,5
60–80	1,1	0,3	1,1	0,3	1,1	0,3	1,1	0,3	1,1	0,3
80–100	1,7	0,9	1,7	0,9	1,6	0,9	1,6	0,9	1,6	0,9
0–100	2,3	1,2	2,4	1,2	2,3	1,2	2,3	1,2	2,3	1,2
2–6 км										
0–20	2,2	1,3	2,3	1,3	2,3	1,3	2,3	1,3	2,3	1,3
20–60	1,2	0,5	1,2	0,4	1,2	0,4	1,2	0,5	1,2	0,5
60–80	1,1	0,2	1,1	0,2	1,1	0,2	1,1	0,3	1,1	0,3
80–100	1,6	0,9	1,6	0,9	1,6	0,9	1,6	0,9	1,6	0,9
0–100	2,8	1,5	2,8	1,5	2,8	1,5	2,8	1,5	2,8	1,5
0–2 км										
0–20	1,6	0,8	1,6	0,8	1,6	0,8	1,6	0,8	1,6	0,8
20–60	1,1	0,4	1,1	0,4	1,2	0,4	1,1	0,4	1,1	0,4
60–80	1,0	0,2	1,0	0,2	1,0	0,2	1,0	0,2	1,0	0,2
80–100	1,5	0,7	1,5	0,7	1,5	0,7	1,5	0,7	1,5	0,7
0–100	2,2	1,0	2,1	1,0	2,1	1,0	2,1	1,0	2,1	1,0

Согласно данным табл. 2.3.3.3, глобальные многолетние средние сезонные значения и среднеквадратические отклонения числа облачных слоёв с фиксированной градацией количества облачности внутри каждого яруса не зависят от сезона. Для всех сезонов диапазоны изменений глобальных многолетних средних значений и среднеквадратических отклонений числа слоёв с учётом градации количества облачности для разных ярусов, соответственно, составляют:

- в верхнем ярусе – 1,1–1,9 слоя и 0,3–1,0 слоя;
- в среднем ярусе – 1,1–2,3 слоя и 0,2–1,3 слоя;
- в нижнем ярусе – 1,0–1,6 слоя и 0,2–0,8 слоя.

Наибольшие амплитуды изменения многолетних статистических характеристик числа облачных слоёв в зависимости от градации количества облачности видны для облачных слоёв среднего яруса.

2.3.4. Сравнение оценок числа облачных слоёв по данным радиозондирования, на основе данных самолётного зондирования с использованием свободных аэростатов

Представленные результаты согласуются с данными самолётного зондирования атмосферы, радаров, с оценками, полученными с использованием свободных аэростатов и по данным радиозондирования [54, 147, 511]. По данным самолётного зондирования [54, 147] А.М. Барановым и А.М. Боровиковым отмечено примерное постоянство распределения расслоённости облаков в течение года; по результатам исследований Л.П. Упоровой число облачных слоёв может достигать 8. М.Б. Фридзоном [123, 147] с использованием свободных аэростатов при помощи аттестованных прецизионных малоинерционных приборов была зарегистрирована слоистая структура атмосферы, в которой зоны высокой и низкой относительной влажности чередуются с увеличением высоты, их количество может достигать 10–12. В [511] по данным радиозондирования с использованием для определения облачных слоёв некоторого критического значения влажности их число достигало 5, а по данным приблизительно синхронных измерений радаров – 4 слоя.

Причинами различий в оценках числа облачных слоёв могут быть различия методик их определения и расчёта, периодов наблюдений, периодичности и регулярности наблюдений [7, 54, 147], и, видимо, региона исследования. Сравнение результатов восстановления облачных слоёв с использованием СЕ-метода, наземных наблюдений за облаками, данных самолётного зондирования, данных радара и лидара показало [7, 142], что СЕ-метод детектирует фиксируемые при наземных наблюдениях облачные слои и влажные слои, из которых возможно формирование облаков в течение ближайших часов (они будут детектированы после формирования, обычно радаром), а также влажные слои, являющиеся некоторой формой оставшихся облаков после их растекания (они детектируются с помощью прибора для определения изображения облачных частиц при самолётном зондировании).

Выводы

Для земного шара представлены новые данные о вертикальной макроструктуре облачности, а именно о числе облачных слоёв в диапазоне от поверхности земли до высоты 10 км с использованием результатов радиозондирования за 1964–2017 гг. и СЕ-метода определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности.

Получены многолетние оценки глобальных статистических характеристик числа облачных слоёв в зависимости от сезона, количества облачности и слоя атмосферы. Их анализ показал, что сезонные различия глобальных осреднённых значений числа слоёв с учётом количества облачности в каждом изучаемом слое атмосферы, а также диапазонов изменения среднего сезонного числа слоёв в зависимости от количества облачности в рассматриваемых атмосферных слоях выражены мало.

В результате анализа географических распределений средних сезонных значений числа облачных слоёв локализованы очаги максимального и минимального числа ОС в разных слоях атмосферы.

ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА ПОВТОРЯЕМОСТИ И ЧИСЛА ВОССТАНОВЛЕННЫХ ОБЛАЧНЫХ СЛОЁВ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЙ ДЛЯ РАЗНЫХ ШИРОТНЫХ ЗОН ЗЕМНОГО ШАРА ЗА 1964–2018 ГГ.

3.1. Повторяемость восстановленных облачных слоёв над разными широтными зонами по данным радиозондирования

Облачность является одной из основных компонентов климатической системы [7, 8, 16, 23, 54, 83, 84, 87, 231, 239, 295]. При решении многих теоретических и практических задач, например задач энергетики атмосферы, для оценки условий распространения электромагнитных волн в атмосфере, нужд авиации, необходимы знания о вертикальной макроструктуре облачности, полученные на основе данных наблюдений [7, 8, 16, 23, 54, 84, 139, 146, 147, 263, 361, 374]. Большой интерес представляет изучение вертикальной макроструктуры облачности, восстановленной по радиозондовым данным, для определения долгопериодных оценок её параметров [7, 8, 139, 142, 146, 147, 222, 260, 418, 488, 511]. Этот интерес обусловлен тем фактом, что данные радиозондирования собраны за достаточно длительный период наблюдений, и станции радиозондирования достаточно плотно покрывают территорию земного шара [6, 7, 260].

Предметом исследования в данном разделе является температурно-влажностное расслоение атмосферы в слое 0–10 км над подстилающей поверхностью на облачные слои и безоблачные прослойки между ними, определённые по радиозондовым профилям температуры и влажности с помощью СЕ-метода [7, 142, 222, 260]. Рассмотрена задача о пространственно-временных изменениях повторяемости облачных слоёв, восстановленных по данным радиозондирования на глобальной аэрологической сети за 1964–2018 гг. для разных широтных зон земного шара: высоких, умеренных и низких широт. Для её решения были рассчитаны многолетние оценки повторяемости ОС для месяцев, сезонов и года, проанализирован годовой ход соответствующих статистических характеристик с учётом широтных зон обоих полушарий земного шара. Результаты получены с детализацией по грациям количества облачности и атмосферным слоям.

3.1.1. Данные и методы исследования

Для расчётов использованы данные из глобального массива радиозондовых наблюдений КАРДС (CARDS, Comprehensive Aerological Reference Dataset) [6, 260], дополненного текущими данными из массивов АЭРОСТАБ

[4] и АЭРОСТАС [99] по 2018 год. Контроль данных исходных массивов состоял в использовании процедуры комплексного контроля качества [6, 260]. Как отмечается в [6, 108], на глобальной аэрологической сети в Южном полушарии в конце 1950-х – начале 1960-х годов результатов радиозондовых наблюдений недостаточно для климатических расчётов, поэтому период расчётов выбран с 1964 года. Для расчётов были выбраны станции в разных широтных зонах земного шара с достаточно полным количеством данных.

При расчётах многолетних статистических характеристик повторяемости ОС требовалось, чтобы временные ряды для каждого месяца имели данные не менее чем за 25 лет из рассматриваемого 55-летнего периода для каждой станции. Одним из условий включения станции глобальной аэрологической сети в исследование за общий период 1964–2018 гг. является обязательное наличие наблюдений за 1990–2010 гг.

Использовались все прошедшие контроль результаты радиозондирования с данными для температуры и влажности в слое от поверхности подстилающей поверхности до высоты 10 км, поэтому число использованных профилей для разных слоёв атмосферы может быть различным. Заметим, что в предыдущих работах авторов, например [7, 8, 139, 147], требовалось наличие данных радиозондирования за половину лет из рассматриваемого периода наблюдений, и в расчёты были включены только те зондирования, при которых имелись данные как для температуры, так и для влажности до высоты 10 км.

Следует заметить, что в тропосфере данные радиозондовых наблюдений являются более «благополучными», чем в стратосфере, как в отношении обеспеченности, так и относительно возникновения ошибок расчётов по этим данным, обусловленных малой высотой полёта зондов [6, 8, 108].

Для восстановления границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности использовался СЕ-метод.

Для изучения изменения повторяемости ОС с разным количеством облаков в пространстве и времени были рассчитаны постанционные многолетние средние значения повторяемости ОС с количеством облаков 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для месяцев/ сезонов и года в целом для разных широтных зон Северного полушария и Южного полушарий.

Для каждой станции расчёты повторяемости, Fr , проводились по формуле (см. раздел 1.2.2):

$$Fr_{m,l,i} = \frac{N_{m,l,i}}{N_{m,l}} \cdot 100\%,$$

где m – месяц/ сезон / год; $l = 1, 2, 3, 4$ – номер атмосферного слоя 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км; $i = 1, 2, \dots, 5$ – номер градации количества облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода соответственно; $N_{m,l}$ – число зондирований для месяца m в слое l ; $N_{m,l,i}$ – число зондирований для месяца m в слое l , при которых были определены облачные слои с градацией количества облачности i .

Учитывались облачные слои толщиной не менее 50 метров. При рассмотрении ОС с фиксированной градацией количества облаков допускалось существование и других ОС.

Расчёты выполнены для полярных и умеренных широт СП и ЮП: 60–90° с. ш.; 30–60° с. ш.; 30–60° ю. ш.; 60–90° ю. ш. и низких широт ЗШ 30° с. ш. –30° ю. ш.

При расчёте многолетних статистик повторяемости ОС были использованы результаты радиозондовых наблюдений, проводимых на аэрологических станциях глобальной аэрологической сети, расположенных в соответствующем диапазоне широт, данные по этим станциям осреднены с учётом площади зоны влияния каждой станции. Под зоной влияния станции понимается территория вокруг неё, на которой наблюдения метеорологической величины коррелируют с наблюдениями на станции. Она определяется с использованием радиуса горизонтальной корреляции.

Сглаживание среднемесячных и среднесезонных значений повторяемости ОС проведено по трём точкам с удвоенным весом центральной точки.

3.1.2. Многолетние средние значения повторяемости облачных слоёв с разным количеством облаков

На рис. 3.1.2.1–3.1.2.3 показаны многолетние средние значения повторяемости ОС с разным количеством облаков в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для каждого месяца, сезона и за год в целом для полярных и умеренных широт СП (рис. 3.1.2.1) и ЮП (рис. 3.1.2.2), а также низких широт ЗШ (рис. 3.1.2.3) за 1964–2018 гг. Они демонстрируют особенности внутригодового хода повторяемости ОС с разным количеством облаков в изучаемых слоях атмосферы над разными широтами. В табл. 3.1.2.1 и 3.1.2.2 представлены диапазоны внутригодовых изменений среднемесячных значений повторяемости ОС и многолетние средние годовые значения повторяемости ОС с учётом градации количества облачности и слоя атмосферы для изучаемых широтных зон земного шара. Ниже приведён анализ особенностей повторяемости ОС для каждой градации количества облаков.

Повторяемость облачных слоёв с количеством облаков 0–100 % поверхности небосвода

В результате анализа представленных материалов для повторяемости ОС с количеством облаков 0–100 % поверхности небосвода определено:

- во-первых, для всех рассматриваемых широтных зон ЗШ диапазон внутригодовых изменений её среднемесячных значений в слое атмосферы 0–10 км составляет 99,7–100 %, амплитуда внутригодовых изменений для каждой широтной зоны не превышает 0,1 % (табл. 3.1.2.1); многолетние средние годовые значения повторяемости ОС составляют 99,8–100 % (табл. 3.1.2.2);

- во-вторых, в слое атмосферы 0–10 км повторяемость ОС в высоких широтах немного превышает её значения для умеренных и низких широт в обоих полушариях (табл. 3.1.2.1 и 3.1.2.2);

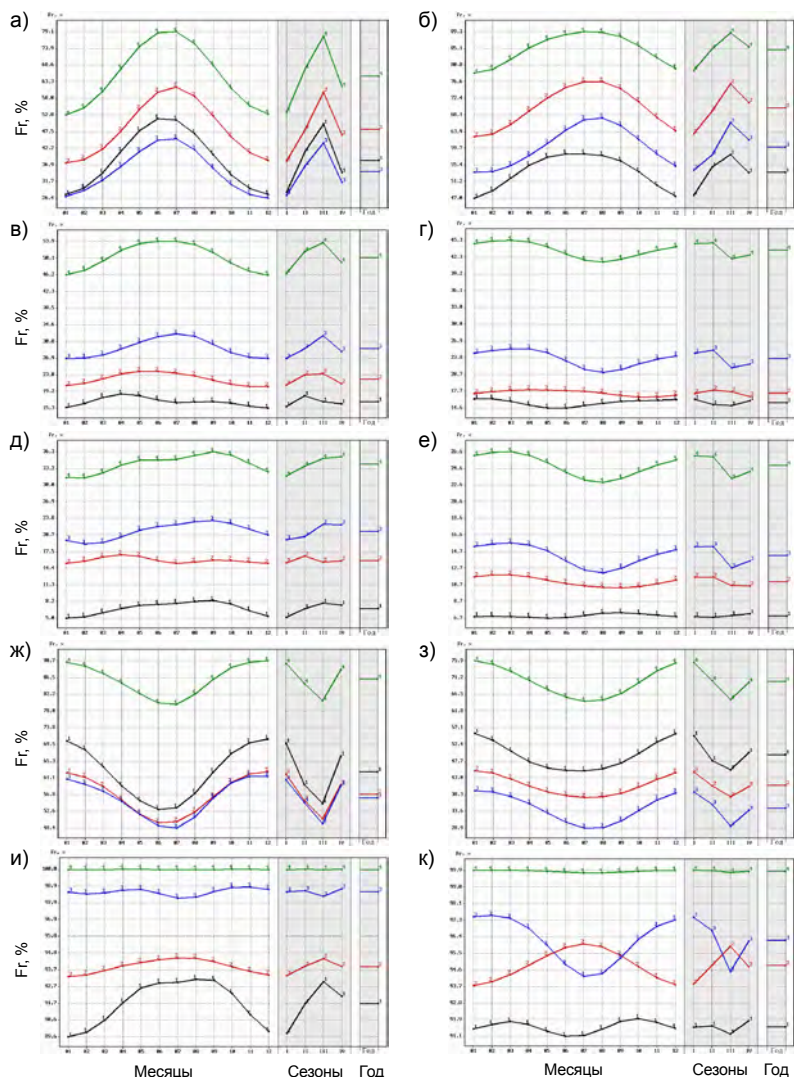


Рис. 3.1.2.1. Многолетние средние значения повторяемости, % от соответствующего числа зондирований, облачных слоёв с количеством облачности 0–20 % (а, б), 20–60 % (в, г), 60–80 % (д, е), 80–100 % (ж, з), 0–100 % (и, к) поверхности небосвода в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли для каждого месяца (1, ..., 12), сезона (1 – декабрь, январь, февраль) и за год, полученные на основе данных радиозондирования на аэрологических станциях в полярных (а, в, д, ж, и; 60–90° с. ш.) и умеренных (б, г, е, з, к; 30–60° с. ш.) широтах Северного полушария земного шара за период 1964–2018 гг. Линии 1 (чёрные) – для слоя 0–2 км; 2 (красные) – 2–6 км; 3 (синие) – 6–10 км; 4 (зелёные) – 0–10 км.

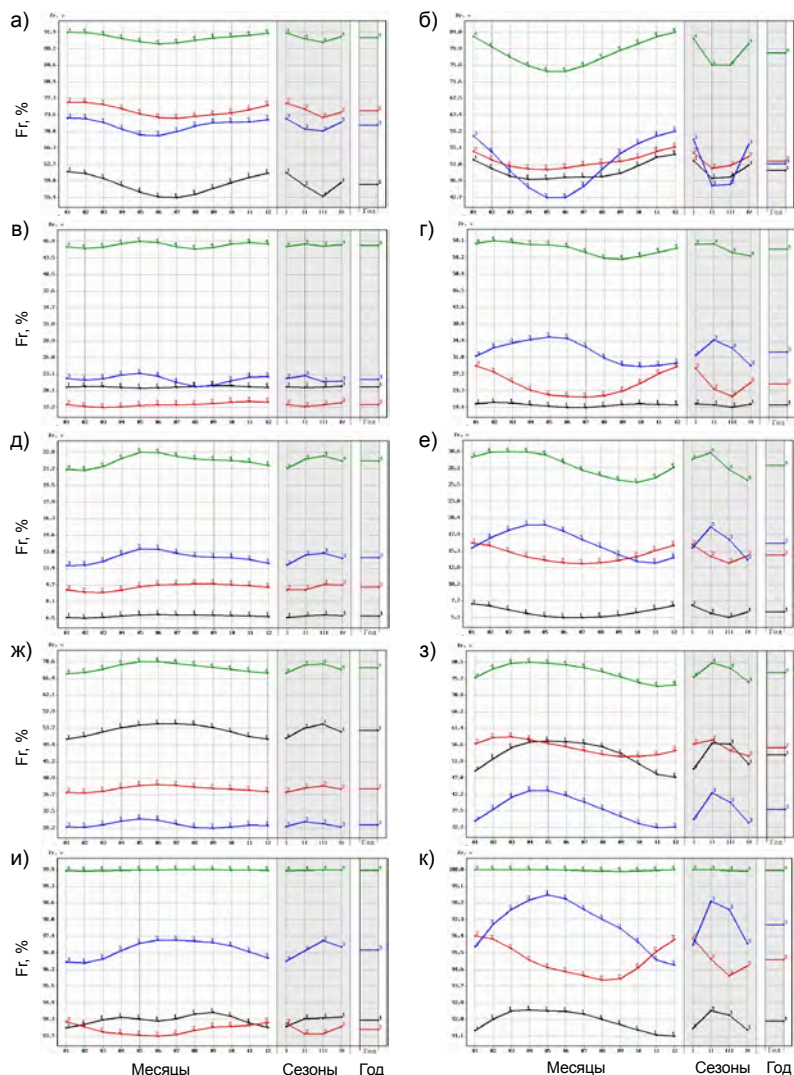


Рис. 3.1.2.2. Многолетние средние значения повторяемости, % от соответствующего числа зондирований, облачных слоёв с количеством облачности 0–20 % (а, б), 20–60 % (в, г), 60–80 % (д, е), 80–100 % (ж, з), 0–100 % (и, к) поверхности небосвода в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли для каждого месяца (1, ..., 12), сезона (1 – декабрь, январь, февраль) и за год, полученные на основе данных радиозондирования на аэрологических станциях в умеренных (а, в, д, ж, и; 30–60°ю. ш.) и полярных (б, г, е, з, к; 60–90°ю. ш.) широтах Южного полушария земного шара за период 1964–2018 гг. Линии 1 (чёрные) – для слоя 0–2 км; 2 (красные) – 2–6 км; 3 (синие) – 6–10 км; 4 (зелёные) – 0–10 км.

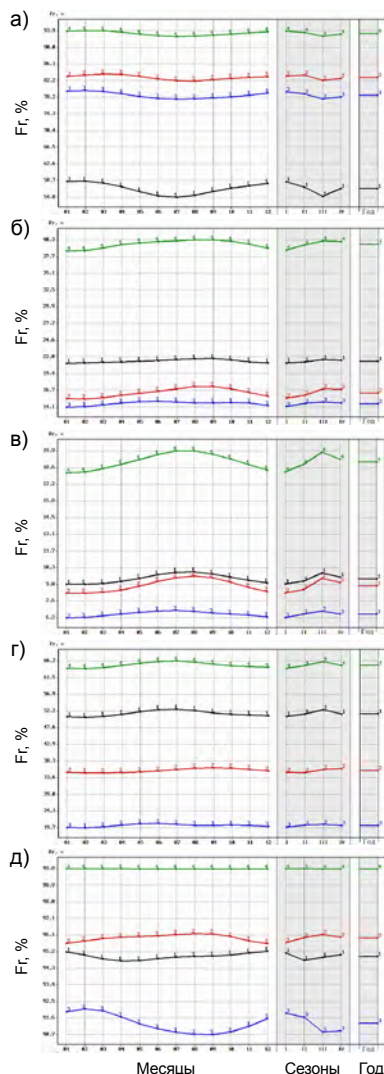


Рис. 3.1.2.3. Многолетние средние значения повторяемости, % от соответствующего числа зондирований, облачных слоёв с количеством облачности 0–20 % (а), 20–60 % (б) 60–80 % (в), 80–100 % (г), 0–100 % (д) поверхности небосвода в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли для каждого месяца (1, ..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль) и за год, полученные на основе данных радиозондирования на аэрологических станциях в низких широтах (а, б, в, г; 30° с. ш. – 30° ю. ш.) широтах Северного и Южного полушарий земного шара за период 1964–2018 гг. Линии 1 (чёрные) – для слоя 0–2 км; 2 (красные) – 2–6 км; 3 (синие) – 6–10 км; 4 (зелёные) – 0–10 км.

– в-третьих, при расчётах за год в целом для разных широтных зон ЗШ характер изменения повторяемости ОС в зависимости от яруса несколько различается: за год в целом в высоких широтах обоих полушарий и умеренных широтах СП повторяемость ОС возрастает с увеличением высоты (рис. 3.1.2.1и, 3.1.2.1к, 3.1.2.2к); в умеренных широтах ЮП повторяемость ОС максимальна в верхнем ярусе и минимальна – в среднем ярусе (рис. 3.1.2.2и); в низких широтах она максимальна в среднем ярусе и минимальна – в верхнем (рис. 3.1.2.3д); различия многолетних средних годовых значений повторяемости ОС в разных ярусах составляют 1–8 % (табл. 3.1.2.2);

– в-четвёртых, для всех месяцев одинаковая структура изменения повторяемости ОС в зависимости от яруса отмечена только для высоких широт СП, где для каждого месяца повторяемость ОС возрастает с увеличением высоты (рис. 3.1.2.1и) и низких широт СП и ЮП, для которых она максимальна в среднем ярусе и минимальна – в верхнем (рис. 3.1.2.3д) тоже для каждого месяца;

– в-пятых, для высоких широт ЮП, умеренных широт СП и ЮП соотношение повторяемости ОС в разных ярусах зависит от сезонов.

Таблица 3.1.2.1

Диапазоны внутригодовых изменений многолетних среднемесячных значений повторяемости, % от соответствующего числа зондирований, облачных слоёв с учётом градации количества облачности в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли для разных широтных зон земного шара за 1964–2018 гг.

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	60–90° с.ш.	30–60° с.ш.	30° с.ш. – 30° ю.ш.	30–60° ю.ш.	60–90° ю.ш.
	Диапазон внутригодовых изменений				
0–10 км					
0–20	52,8–79,1	78,7–89,3	92,6–93,9	89,4–91,9	74,4–84,0
20–60	46,2–53,9	41,6–45,3	38,6–40,3	45,0–46,4	54,0–58,1
60–80	31,6–36,3	23,0–26,6	18,6–19,9	21,2–22,8	26,0–30,6
80–100	80,1–90,7	64,5–75,9	64,2–66,2	67,8–70,6	73,5–80,5
0–100	99,9–100	99,8–99,9	99,7–99,8	99,8–99,9	99,9–100
6–10 км					
0–20	26,4–45,5	52,9–67,7	77,9–79,5	69,4–73,2	42,7–59,2
20–60	26,9–32,7	20,9–25,4	14,1–15,1	20,8–23,4	29,5–35,9
60–80	18,7–23,7	12,2–15,7	6,2–6,9	11,7–13,3	13,7–19,5
80–100	48,4–61,4	28,9–39,5	19,7–21,2	28,2–30,5	32,7–43,4
0–100	98,3–98,9	94,3–97,6	90,7–92,1	96,5–97,3	94,9–98,7
2–6 км					
0–20	36,9–61,3	62,8–76,6	82,2–84,2	73,0–76,6	50,0–55,6
20–60	20,5–24,0	17,0–17,8	15,4–17,6	17,2–18,5	22,0–29,2
60–80	15,1–17,0	10,5–12,0	8,2–9,7	9,2–9,9	13,4–16,6
80–100	48,4–61,6	37,8–45,3	35,2–36,7	37,4–39,5	53,8–59,0

Окончание табл. 3.1.2.1

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	60–90° с.ш.	30–60° с.ш.	30° с.ш. – 30° ю.ш.	30–60° ю.ш.	60–90° ю.ш.
	Диапазон внутригодовых изменений				
0–100	93,3–94,6	93,7–96,0	95,7–96,2	93,7–94,2	94,1–96,4
0–2 км					
0–20	27,4–51,8	47,0–58,3	54,8–58,7	55,4–60,9	47,3–53,8
20–60	15,3–18,8	14,6–16,2	21,0–21,8	20,7–21,1	19,4–20,7
60–80	5,0–8,2	6,7–7,5	9,0–10,0	6,5–6,9	5,1–7,3
80–100	52,6–70,9	45,3–55,5	50,8–52,7	51,2–54,9	47,0–57,8
0–100	89,6–93,1	91,1–92,0	94,8–95,2	94,0–94,6	91,1–92,6

Таблица 3.1.2.2

Многолетние средние годовые значения повторяемости, % от соответствующего числа зондирований, облачных слоёв с учётом градации количества облачности в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли для разных широтных зон земного шара за 1964–2018 гг.

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	60–90° с. ш.	30–60° с. ш.	30° с.ш. – 30° ю.ш.	30–60° ю.ш.	60–90° ю.ш.
	Среднее значение				
0–10 км					
0–20	65,1	85,0	93,4	90,7	78,9
20–60	50,1	43,7	39,7	45,7	56,2
60–80	34,0	25,0	18,9	22,0	28,6
80–100	86,4	70,0	64,8	68,8	77,9
0–100	100	99,8	99,8	99,8	99,9
6–10 км					
0–20	34,5	60,1	78,7	71,5	51,5
20–60	28,7	23,6	14,6	22,3	32,3
60–80	21,3	14,2	6,5	12,6	16,9
80–100	55,9	33,9	20,4	28,9	38,0
0–100	98,6	96,3	91,3	96,9	97,0
2–6 км					
0–20	48,4	69,3	83,1	74,6	52,0
20–60	22,0	17,4	16,4	17,7	25,2
60–80	15,8	11,1	8,9	9,6	14,8
80–100	56,8	41,5	35,6	38,0	56,0
0–100	93,9	94,8	96,0	94,0	95,1
0–2 км					
0–20	38,6	53,5	56,7	58,4	49,7
20–60	17,0	15,6	21,5	20,8	20,1

Окончание табл. 3.1.2.2

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	60–90° с. ш.	30–60° с. ш.	30° с.ш. – 30° ю.ш.	30–60° ю.ш.	60–90° ю.ш.
	Среднее значение				
60–80	6,6	6,9	9,4	6,8	6,1
80–100	62,8	49,7	51,7	53,3	53,8
0–100	91,7	91,6	94,9	94,2	91,9

**Повторяемость облачных слоёв с количеством облаков
0–20 % поверхности небосвода**

Результаты, представленные в табл. 3.1.2.1 и 3.1.2.2 показывают:

– во-первых, в слое атмосферы 0–10 км среднемесячные значения повторяемости ОС с количеством облаков 0–20 % поверхности небосвода изменяются в пределах от 52,8 % в высоких широтах СП до 93,9 % – в низких широтах ЗШ; многолетние средние годовые значения повторяемости ОС для разных широтных зон составляют от 65,1 до 93,4 %;

– во-вторых, во всех изучаемых слоях атмосферы над обоими полушариями средняя повторяемость ОС с количеством облаков 0–20 % поверхности небосвода минимальна в высоких широтах и максимальна – в низких широтах;

– в-третьих, во всех изучаемых широтных зонах ЗШ многолетние средние годовые значения повторяемости ОС с количеством облаков 0–20 % поверхности небосвода максимальны для среднего яруса, минимальны – в высоких широтах СП в верхнем ярусе, а в остальных широтных зонах ЗШ – в нижнем ярусе.

**Повторяемость облачных слоёв с количеством облаков
20–60 % поверхности небосвода**

Согласно данным табл. 3.1.2.1, среднемесячные значения повторяемости ОС с количеством облаков 20–60 % поверхности небосвода в слое атмосферы 0–10 км изменяются в пределах от 58,1 % в высоких широтах ЮП до 38,6 % – в низких широтах.

Во всех изучаемых зонах её многолетние средние годовые значения зависят от слоя атмосферы: в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км более 15, 16, 14 и 39 % и не превышают 22, 25, 33 и 57 % соответственно (табл. 3.1.2.2).

Амплитуда внутригодовых изменений среднемесячных значений повторяемости ОС с количеством облачности 20–60 % поверхности небосвода в слое атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для разных широтных зон ЗШ составляет 1–4 % для низких и умеренных широт и 4–8 % – для высоких широт (табл. 3.1.2.1).

Многолетние средние годовые значения повторяемости ОС с количеством облаков 20–60 % поверхности небосвода в высоких широтах ЮП и СП и умеренных широтах СП монотонно увеличиваются с высотой: для слоя атмосферы 6–10 км они максимальны; для низких широт ЗШ, наоборот, они монотонно убывают с высотой и для слоя атмосферы 6–10 км они минимальны; в умеренных широтах ЮП они минимальны для слоя 2–6 км и максимальны для слоя 6–10 км (табл. 3.1.2.2).

Повторяемость облачных слоёв с количеством облаков 60–80 % поверхности небосвода

Повторяемость ОС с количеством облаков 60–80 % поверхности небосвода для всех широтных зон в каждом изучаемом атмосферном слое минимальна по сравнению с повторяемостью ОС с количеством облаков 0–20, 20–60, 80–100 % поверхности небосвода (табл. 3.1.2.1 и 3.1.2.2).

Согласно данным табл. 3.1.2.2 её многолетние средние годовые значения зависят от слоя атмосферы: в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км они не превышают 10, 16, 22 и 34 % соответственно.

Для слоёв 2–6, 6–10, 0–10 км наибольшие значения многолетних средних годовых значений повторяемости ОС определены в высоких широтах, а в слое 0–2 км – в низких широтах ЗШ. Для слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км различие многолетних средних годовых значений повторяемости ОС для разных зон не превышает 4, 7, 15 и 11 % соответственно.

Повторяемость облачных слоёв с количеством облаков 80–100 % поверхности небосвода

Анализ результатов расчёта повторяемости ОС с количеством облаков 80–100 % поверхности небосвода, представленных в табл. 3.1.2.1 и 3.1.2.2, показал:

- во-первых, среднемесячные значения повторяемости ОС с количеством облаков 80–100 % поверхности небосвода в слое атмосферы 0–10 км изменяются в пределах от 90,7 % в высоких широтах СП до 64,2 % – в низких широтах;
- во-вторых, во всех изучаемых слоях атмосферы в обоих полушариях повторяемость ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода максимальна для высоких широт и минимальна – для низких широт;
- в-третьих, при расчётах за год в целом и для каждого месяца в умеренных ЮП и низких широтах обоих полушарий повторяемость ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода убывает с увеличением высоты;
- в-четвёртых, повторяемость ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода в высоких широтах СП при расчётах за год в целом и для каждого месяца убывает с увеличением высоты, но различия повторяемости ОС для верхнего и среднего ярусов малы;

– в-пятых, в высоких широтах ЮП повторяемость ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода максимальна в среднем ярусе и минимальна – в верхнем при расчёте за год в целом, но в зависимости от сезона преобладают ОС среднего или нижнего яруса.

Выводы

Для высоких, средних и низких широт земного шара приведены новые знания о повторяемости восстановленных облачных слоёв в слое атмосферы от поверхности земли до высоты 10 км с детализацией по градациям количества облачности для разного временного масштаба осреднения. Использованы СЕ-метод определения границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности и результаты радиозондирования за 1964–2018 гг. В результате анализа многолетних оценок повторяемости ОС в слое атмосферы 0–10 км установлено следующее.

Для всех рассматриваемых широтных зон ЗШ диапазон внутригодовых изменений среднемесячных значений повторяемости ОС с количеством облаков 0–100 % поверхности небосвода составляет 99,7–100 %, амплитуда этих внутригодовых изменений для каждой широтной зоны не превышает 0,1 %.

При расчётах за год в целом характер изменения повторяемости ОС с количеством облаков 0–100 % поверхности небосвода с высотой в зависимости от яруса облаков для разных широтных зон ЗШ немного различается: в высоких широтах обоих полушарий и умеренных широтах СП повторяемость ОС возрастает от нижнего яруса к верхнему, в низких широтах она максимальна в среднем ярусе и минимальна – в верхнем; в умеренных широтах ЮП повторяемость ОС минимальна в среднем ярусе и максимальна в верхнем ярусе.

Для всех месяцев одинаковая структура изменения повторяемости ОС с количеством облаков 0–100 % поверхности небосвода в зависимости от яруса отмечена только для высоких широт СП и низких широт СП и ЮП. Для высоких широт ЮП, умеренных широт СП и ЮП соотношение повторяемости ОС в разных ярусах зависит от сезонов.

Для всех рассмотренных широтных зон и временных масштабов осреднения структура изменения повторяемости ОС с высотой (от нижнего до верхнего яруса) зависит от количества облаков.

Представленные результаты по климатологии вертикальной макро-структуры ОС могут быть полезны при изучении энергетики атмосферы, для оценки условий распространения электромагнитных волн, для нужд авиации.

3.2. Число восстановленных облачных слоёв над разными широтными зонами и их пространственно-временное изменение по глобальным данным радиозондирования атмосферы

Знания о вертикальной макроструктуре облачных слоёв и её долгопериодных изменениях над разными широтными зонами важны при решении как научных, так и прикладных задач, например при климатических исследованиях облачности, вертикального распределения температуры и характеристик влажности в атмосфере, для оценки условий распространения электромагнитных волн [7, 8, 16, 54, 70, 122, 123, 140, 141, 147, 221, 260, 263, 361, 455]. В связи с тем, что данные радиозондирования собраны за достаточно длинный период наблюдений [4, 6, 99, 250, 260], большое внимание уделяется изучению вертикальной структуры облачности, восстановленной по радиозондовым профилям температуры и влажности с целью определения её долгопериодных характеристик [142, 222, 374, 418, 487, 488, 511]. Одним из основных параметров вертикальной макроструктуры облачных слоёв является их число [7, 8, 54, 123, 140, 141, 147].

В данном разделе продолжено исследование вертикальной макроструктуры облачных слоёв, восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности с использованием СЕ-метода для определения границ и количества облачности [7, 142, 222, 260] и результатов глобальных радиозондовых измерений, прошедших процедуру комплексного контроля [4, 6, 99, 169, 260]. Эта работа является частью комплексного изучения вертикальной структуры основных метеорологических величин (температуры, влажности, ветра), характеристик ОС в атмосфере и их изменений за один период радиозондовых наблюдений 1964–2018 гг., для температуры и влажности результаты исследований изложены в [5, 166, 168, 209, 213]. Предыдущие исследования числа ОС были проведены для более коротких периодов наблюдений и/или других территорий [7, 140, 147] и по другой программе. Например: в [7, 147] получены постанционные оценки числа ОС для российских станций за период наблюдений 1964–2017 гг.; в [147] исследования вертикальной структуры ОС проведены за сутки в целом и отдельно – для ночного и дневного срока; в [140] для числа ОС, определённых на основе радиозондовых профилей температуры и влажности в слое 0–10 км за 1964–2017 гг., было получено географическое распределение их средних сезонных и годовых значений, а также среднеквадратических отклонений, определена амплитуда их региональных изменений. В [213] представлены многолетние средние значения числа ОС в разных атмосферных слоях с различным количеством облаков и трендов их аномалий для земного шара.

Предметом исследования в данном разделе является температурно-влажностное расслоение атмосферы в нижнем десятикилометровом слое атмосферы над уровнем земли на облачные слои и безоблачные прослойки между ними, выявленными с помощью СЕ-метода. Рассмотрена задача о вертикальном распределении средних значений различного масштаба осреднения числа ОС с разным количеством облачности. Получены

тренды соответствующих аномалий для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над уровнем земли для пяти широтных зон земного шара: над северными полярными и умеренными широтами; над тропическими широтами; над южными умеренными и полярными широтами на фоне соответствующих оценок для земного шара. Представлены многолетние средние числа ОС с количеством облачности в градациях 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода в перечисленных атмосферных слоях и тренды соответствующих аномалий для различных широтных зон и земного шара в целом. Вычисления выполнены для месяцев, сезонов и года в целом. Получены диапазоны внутригодовых изменений среднемесячных значений числа облачных слоёв и трендов их аномалий. Проведён анализ полученных результатов для каждой широтной зоны и проведено сравнение с результатами для земного шара.

3.2.1. Данные и методы исследования

В данном исследовании применялся СЕ-метод для определения границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности [7, 140, 142, 147, 221, 222, 260]. Для расчётов использовались данные радиозондовых наблюдений в сроки 0 и 12 ч. ВСВ (Всемирное скоординированное время) из глобального массива КАРДС [169, 260], дополненного текущими наблюдениями из массива ВНИИГМИ-МЦД [99] за период 1964–2018 гг. Исходные данные прошли процедуру комплексного контроля качества [6, 99, 169, 260]. С целью использования максимально однородных по технике проведения наблюдений данные результатов зондирования, проводившихся на станциях глобальной аэрологической сети за период 1937–1963 гг., в расчёты не включены, так как температурные поправки на сети вводились в период с 1960 по 1963 год постепенно [57].

Станции, включённые в данное исследование, должны были иметь данные наблюдений за 15 лет из полного периода наблюдений, включая 2018 год. Для статистических расчётов использовались данные зондирования, при которых имелись данные измерений как температуры, так и влажности в слое от поверхности земли до высоты 10 км.

Для формирования массива данных по 774 станциям глобальной аэрологической сети за период наблюдений 1964–2018 гг. было выполнено несколько этапов обработки исходной информации. Данные близко расположенных аэрологических станций, взаимно заменяемых в процессе эксплуатации, были объединены, а короткие и очень старые ряды наблюдений были исключены.

Наиболее плотно аэрологическими станциями покрыты умеренные широты Северного полушария, и сравнительно редко – Южного полушария, Африки и океанских территорий Земли. Этот факт необходимо учитывать при анализе результатов расчётов. Вследствие существенной неоднородности расположения аэрологических станций даже внутри конкретных широтных зон, в данной работе при расчётах климатических характеристик числа ОС, восстановленных по радиозондовым профилям температуры и

влажности, осреднение выполняется по площади влияния каждой станции, определяемой радиусом горизонтальной корреляции этих метеовеличин. Кроме того, поскольку станции в соседних широтных зонах, близко расположенные к исследуемой, несут полезную информацию вследствие горизонтальной коррелированности наблюдаемых величин, то данные из станций соседних зон включались в расширенный массив для каждой заданной зоны. Таким образом дополнялся источник информации для каждой конкретной зоны по данным ближайших соседних станций и выравнивалась пространственная неоднородность исходных наблюдений и пограничный переход между зонами. Число аэрологических станций, расположенных в разных широтных зонах земного шара, и число станций из соответствующих расширенных массивов, использованных для исследования, составляло: для северных полярных широт – 103/150, северных умеренных широт – 483/569, тропических широт – 319/402, южных умеренных широт – 52/102, южных полярных широт – 13/27 соответственно.

Анализ долгопериодных тенденций изменения числа облачных слоёв проведён с использованием метода наименьших квадратов. Значимость трендов проверялась по критерию Стьюдента. При вычислении аномалий средних значений числа ОС за базовый период (период осреднения среднего значения метеовеличины, относительно которого рассчитываются аномалии) был выбран полный 55-летний период наблюдений (1964–2018 гг.).

С целью изучения особенностей вертикального распределения средних значений числа облачных слоёв различного масштаба осреднения с учётом количества облачности и слоя атмосферы для разных широтных зон были вычислены средние значения числа ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода и тренды их аномалий для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли для месяцев/сезонов/года. Согласно принятой в метеорологии классификации облаков [27, 497], первые три из них соответствуют нижнему, среднему и верхнему ярусам облаков. Восстановленные с помощью СЕ-метода ОС с толщиной менее 50 м в расчётах не учитывались. Это обусловлено точностью передаваемых в аэрологической телеграмме значений температуры и влажности [7, 54, 140, 374] (см. главу 1). При рассмотрении конкретной градации облачности допускалось существование других ОС.

На следующем этапе вычислений было проведено двукратное сглаживание по трём точкам среднесезонных и среднемесячных статистических характеристик числа облачных слоёв, при котором центральной точке присваивался двойной вес, а двум крайним – единичный вес. Использование сглаженных статистических характеристик позволяет более наглядно представить внутригодовые изменения их вертикальной структуры в изучаемых слоях атмосферы.

Ниже под сезонами подразумеваются сезоны Северного полушария: зима: декабрь–февраль; весна: март–май; лето: июнь–август; осень: сентябрь–ноябрь.

3.2.2. Многолетние средние значения числа облачных слоёв с разным количеством облаков и тренды их аномалий для разных атмосферных слоёв

Результаты расчётов средних значений числа облачных слоёв с учётом количества облачности в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над изучаемыми широтными зонами и соответствующие тренды аномалий для месяцев, сезонов и года представлены на рис. 3.2.2.1–3.2.2.6. Они демонстрируют характер годового хода соответствующих статистических характеристик. На рисунках квадратом и квадратом с крестом отмечены тренды со значимостью более 50 и более 95 % соответственно. Анализ результатов показал, что значимость трендов аномалий средних значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–20, 20–60, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода в изучаемых атмосферных слоях для всех месяцев, сезонов и года в целом для всех широтных зон и земного шара в целом больше 95 %. Для градации 60–80 % она зависит от слоя атмосферы и широтной зоны. В табл. 3.2.2.1 приведены средние значения числа ОС и тренды их аномалий с учётом градации количества облачности для атмосферного слоя 0–10 км для года и диапазоны внутригодовых изменений их средних месячных значений, а также соответствующих трендов для изучаемых широтных зон и земного шара в целом, изменения числа ОС за 1964–2018 гг.

Число облачных слоёв в атмосферном слое 0–10 км

Представленные на рис. 3.2.2.1–3.2.2.6 и в табл. 3.2.2.1 результаты демонстрируют, что для атмосферного слоя 0–10 км над всеми широтными зонами и земным шаром в целом средние значения числа облачных слоёв различного масштаба осреднения и тренды соответствующих аномалий зависят от количества облачности. Их значения для малобалльных и сплошных облачных слоёв существенно больше, чем для ОС рассеянной и разорванной облачности.

Среднегодовые значения числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слое 0–10 км слабо зависят от широтной зоны. Они изменяются от 6,3 для СПШ и СУШ до 6,8–6,9 для ТРШ, ЮУШ и ЮПШ. При этом тренды соответствующих аномалий увеличиваются в направлении от СПШ (0,031 $n/10$ лет) к ЮПШ (0,066 $n/10$ лет), а изменения числа ОС за 1964–2018 гг. составляли от 0,171 n до 0,363 n соответственно.

Наибольшие значения средних годовых значений числа облачных слоёв в слое 0–10 км и трендов соответствующих аномалий зависят от количества облаков и широтной зоны:

– для СПШ и ЮПШ наибольшие значения средних годовых значений числа облачных слоёв и трендов соответствующих аномалий определены для сплошных ОС, причём максимальные средние годовые значения числа ОС для СПШ и ЮПШ совпадают (3,5 n), при этом тренды для СПШ (0,024 $n/10$ лет) почти в 2 раза меньше, чем для ЮПШ (0,045 $n/10$ лет), а изменения числа сплошных ОС за 1964–2018 гг. составляют 0,132 и 0,248 n соответственно;

– для СУШ, ТРШ, ЮУШ, а также для ЗШ, наибольшие значения средних годовых и соответствующих трендов зафиксированы для малобалльных ОС, изменение их числа за 1964–2018 гг. составляет 0,143; 0,182; 0,154 и 0,127 *n* соответственно.

Минимальные средние годовые значения числа ОС для ЗШ и всех широтных зон, кроме СУШ, совпадают (1,2 *n*) и зафиксированы для ОС разорванной облачности, при этом тренды минимальны для ТРШ (0,002 *n*/10 лет). Для СУШ минимальное среднее годовое значение числа ОС (1,5 *n*) определено для рассеянной облачности, а минимальные тренды (0,003 *n*/10 лет) – для разорванной облачности.

Для облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слое 0–10 км над ЗШ (табл. 3.2.2.1) амплитуда внутригодовых изменений средних месячных значений их числа мала (0,06 *n*); максимальна она для сплошных облачных слоёв (0,21 *n*), а минимальна – для ОС рассеянной и разорванной облачности (0,01 *n*). Для трендов аномалий средних месячных значений числа облачных слоёв над ЗШ с количеством облачности 0–100 % амплитуда внутригодовых изменений составляет 0,005 *n*/10 лет; максимальна она для малобалльных ОС (0,005 *n*/10 лет) и минимальна – для ОС разорванной облачности (0,000 *n*/10 лет). В слое 0–10 км над ЗШ (рис. 3.2.2.6) максимальные тренды аномалий средних месячных значений числа ОС с количеством облачности 0–100 % видны летом и осенью, для малобалльной и рассеянной облачности – летом, для разорванной и сплошной облачности – зимой; а минимальные тренды: для ОС с количеством облачности 0–100 %, для малобалльной и рассеянной облачности – зимой, для разорванной облачности – осенью, для сплошной облачности – летом.

Для средних месячных значений числа облачных слоёв с количеством 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км амплитуда внутригодовых изменений слабо зависит от широтной зоны: для СПШ определены максимальные значения амплитуды (0,3 *n*); для ТРШ – её минимальные значения (0,1 *n*); для СУШ и ЮУШ и ЮПШ её значения составляют 0,2 *n* (табл. 3.2.2.1). Для трендов аномалий средних месячных значений числа ОС с количеством 0–100 % в слое 0–10 км амплитуда внутригодовых изменений также слабо зависит от широтной зоны: её максимальные значения (0,017 *n*/10 лет) определены для ЮПШ, а минимальные (0,004 *n*/10 лет) – для СПШ и ЮУШ, для СУШ и ТРШ она составляет 0,007 и 0,010 *n*/10 лет соответственно, при этом максимальные тренды определены для СПШ, СУШ, ТРШ, ЮУШ и ЮПШ в июне, июле, октябре, ноябре и декабре соответственно (табл. 3.2.2.1, рис. 3.2.2.1–3.2.2.5 б). Максимальные тренды аномалий средних месячных значений числа облачных слоёв для малобалльной облачности определены местным летом: для СПШ и СУШ – в июне и июле, для ЮУШ и ЮПШ – в декабре и январе; для сплошной облачности они определены местной зимой: для СПШ и СУШ – в декабре и январе, для ЮУШ – в июне–августе; местной осенью для ЮПШ – в апреле и мае; для ТРШ максимальные тренды как для малобалльных, так и для сплошных облачных слоёв определены в октябре (табл. 3.2.2.1, рис. 3.2.2.1–3.2.2.5 г, к).

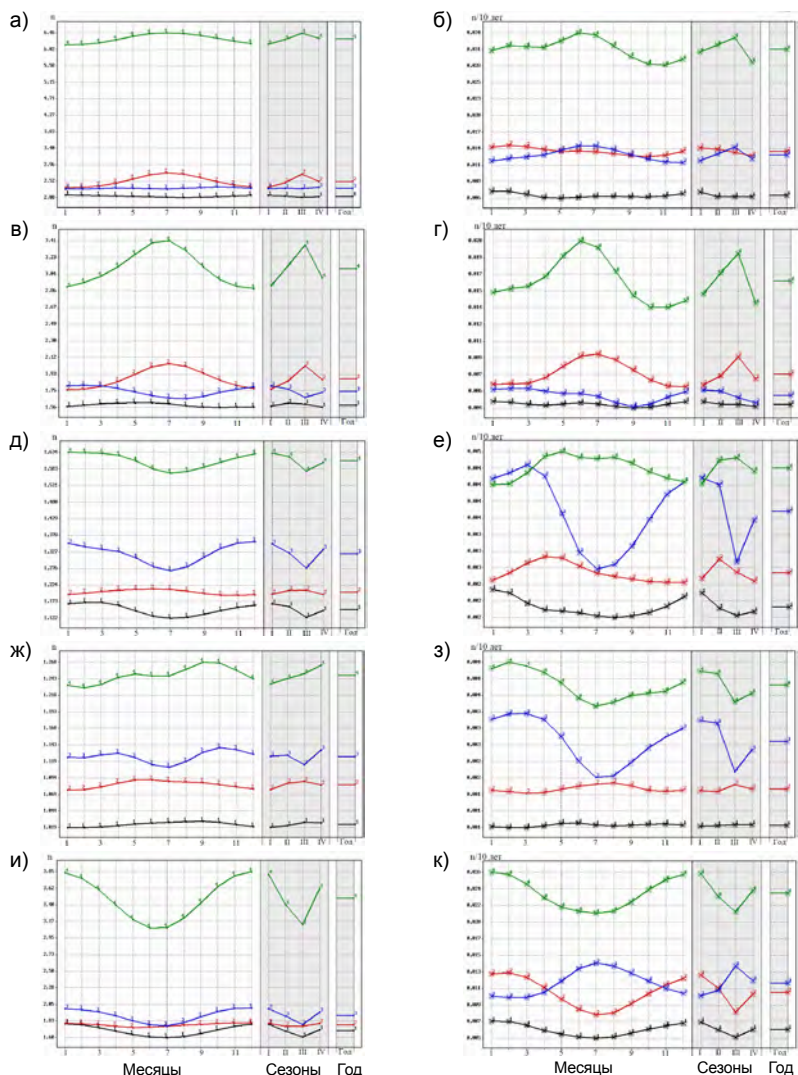


Рис. 3.2.2.1. Многолетние средние значения числа облачных слоёв с разным количеством облаков для каждого месяца, сезона и года в целом и тренды их соответствующих аномалий для северных полярных широт 3Ш. 1964–2018 гг.

(а, в, д, ж, и) – средние значения числа ОС (n), (б, г, е, з, к) – тренды их соответствующих аномалий ($n/10$ лет); (а, б) – 0–100 %, (в, г) – 0–20 %, (д, е) – 20–60 %, (ж, з) – 60–80 %, (и, к) – 80–100 %, % поверхности небосвода; слои атмосферы: чёрные линии – 0–2 км, красные линии – 2–6 км, голубые линии – 6–10 км, зелёные линии – 0–10 км; сезоны: I – зима; II – весна; III – лето; IV – осень.

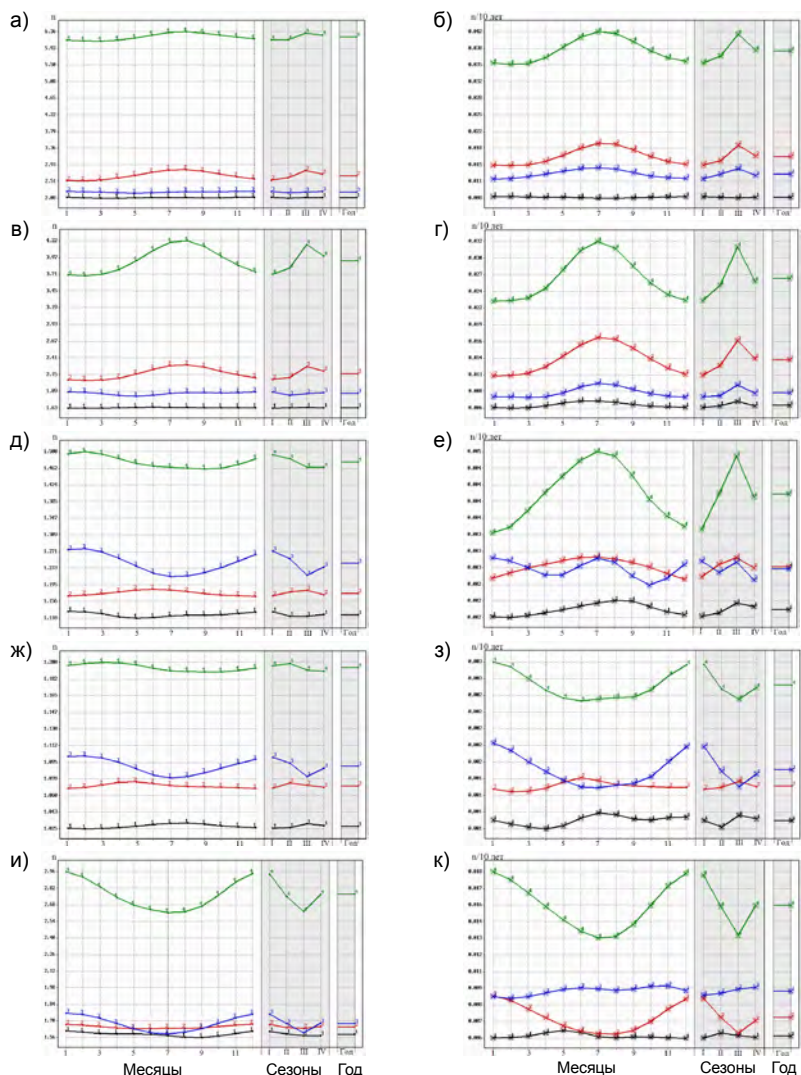


Рис. 3.2.2.2. Многолетние средние значения числа облачных слоёв с разным количеством облаков для каждого месяца, сезона и года в целом и тренды их соответствующих аномалий для северных умеренных широт ЗШ. 1964–2018 гг.

(а, в, д, ж, и) – средние значения числа ОС (n), (б, г, е, з, к) – тренды их соответствующих аномалий ($n/10$ лет); (а, б) – 0–100 %, (в, г) – 0–20 %, (д, е) – 20–60 %, (ж, з) – 60–80 %, (и, к) – 80–100 %, % поверхности небосвода; слоёв атмосферы: чёрные линии – 0–2 км, красные линии – 2–6 км, голубые линии – 6–10 км, зелёные линии – 0–10 км; сезоны: I – зима; II – весна; III – лето; IV – осень.

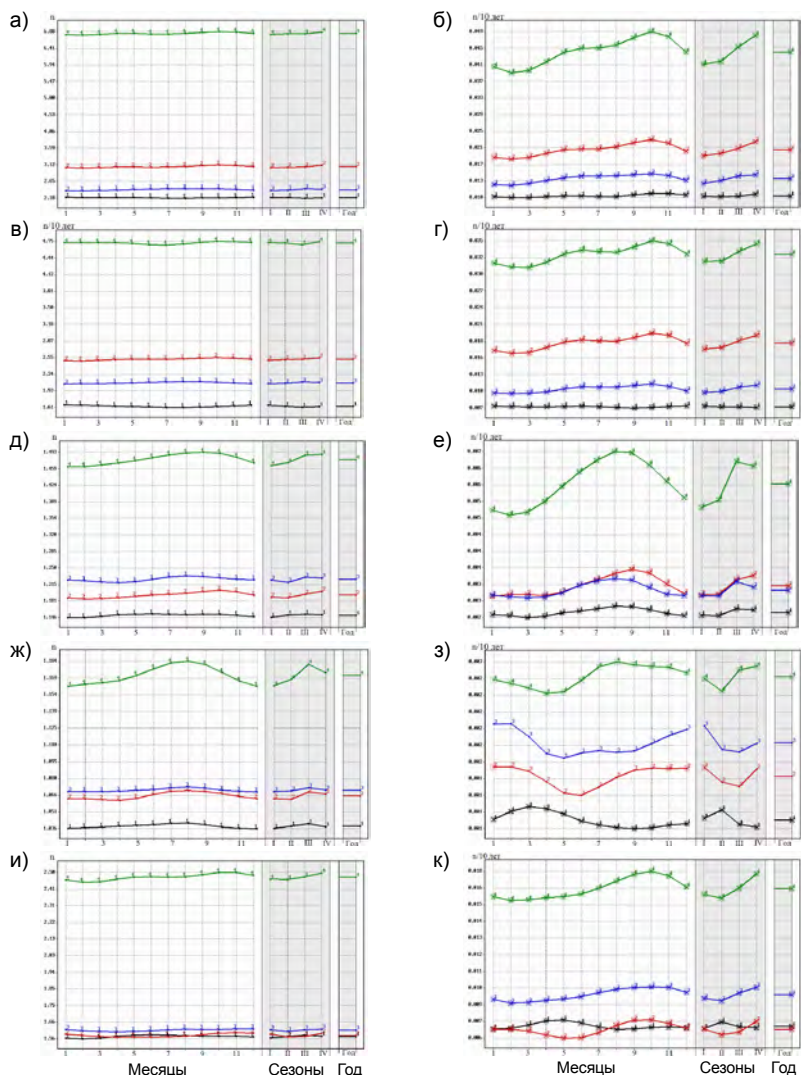


Рис. 3.2.2.3. Многолетние средние значения числа облачных слоёв с разным количеством облаков для каждого месяца, сезона и года в целом и тренды их соответствующих аномалий для тропических широт ЗШ. 1964–2018 гг.

(а, в, д, ж, и) – средние значения числа ОС (n), (б, г, е, з, к) – тренды их соответствующих аномалий ($n/10$ лет); (а, б) – 0–100 %, (в, г) – 0–20 %, (д, е) – 20–60 %, (ж, з) – 60–80 %, (и, к) – 80–100 %, % поверхности небосвода; слоёв атмосферы: чёрные линии – 0–2 км, красные линии – 2–6 км, голубые линии – 6–10 км, зелёные линии – 0–10 км; сезоны: I – зима; II – весна; III – лето; IV – осень.

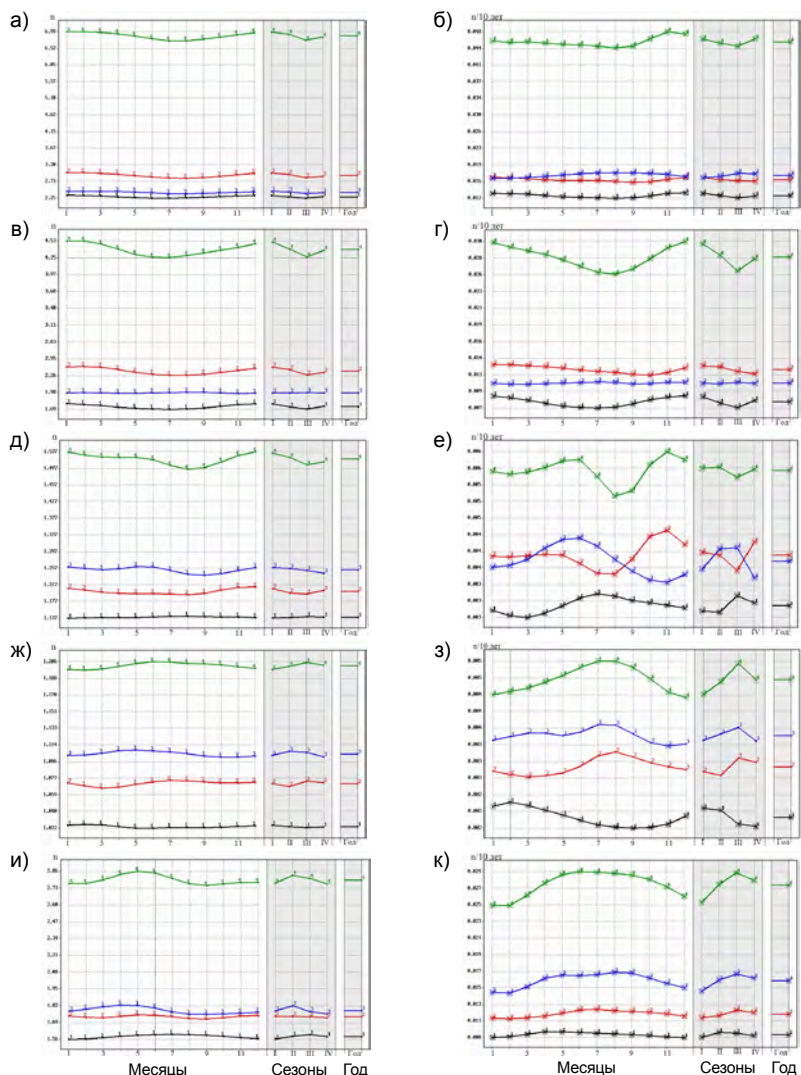


Рис. 3.2.2.4. Многолетние средние значения числа облачных слоёв с разным количеством облаков для каждого месяца, сезона и года в целом и тренды их соответствующих аномалий для южных умеренных широт ЗШ. 1964–2018 гг.

(а, в, д, ж, и) – средние значения числа ОС (n), (б, г, е, з, к) – тренды их соответствующих аномалий ($n/10$ лет); (а, б) – 0–100 %, (в, г) – 0–20 %, (д, е) – 20–60 %, (ж, з) – 60–80 %, (и, к) – 80–100 %, % поверхности небосвода; слои атмосферы: чёрные линии – 0–2 км, красные линии – 2–6 км, голубые линии – 6–10 км, зелёные линии – 0–10 км; сезоны: I – зима; II – весна; III – лето; IV – осень.

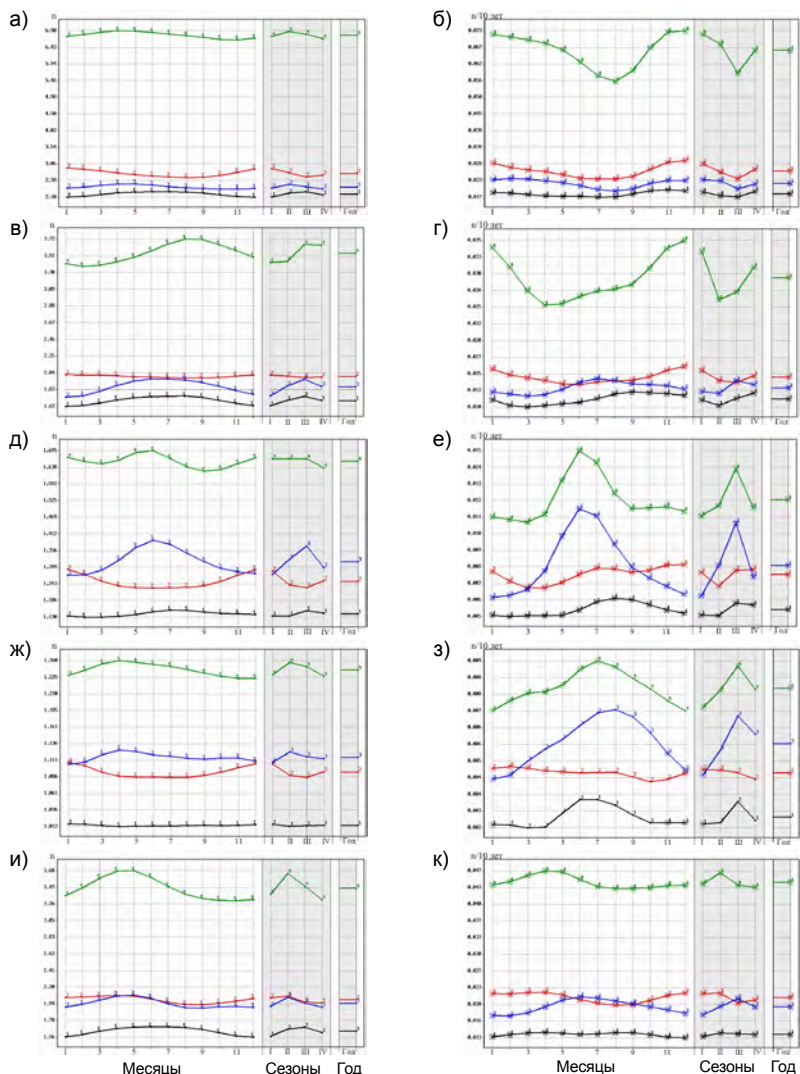


Рис. 3.2.2.5. Многолетние средние значения числа облачных слоёв с разным количеством облаков для каждого месяца, сезона и года в целом и тренды их соответствующих аномалий для южных полярных широт ЗШ. 1964–2018 гг.

(а, в, д, ж, и) – средние значения числа ОС (n), (б, г, е, з, к) – тренды их соответствующих аномалий ($n/10$ лет); (а, б) – 0–100 %, (в, г) – 0–20 %, (д, е) – 20–60 %, (ж, з) – 60–80 %, (и, к) – 80–100 %, % поверхности небосвода; слоёв атмосферы: чёрные линии – 0–2 км, красные линии – 2–6 км, голубые линии – 6–10 км, зелёные линии – 0–10 км; сезоны: I – зима; II – весна; III – лето; IV – осень.

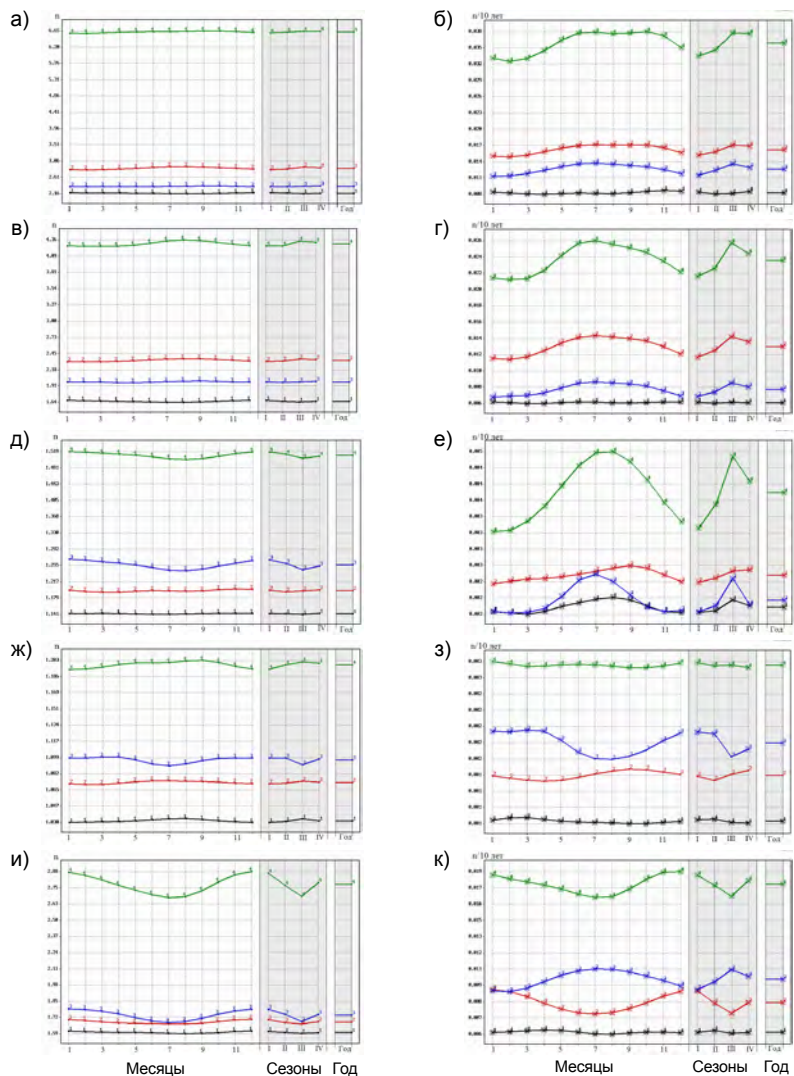


Рис. 3.2.2.6. Многолетние средние значения числа облачных слоёв с разным количеством облаков для каждого месяца, сезона и года в целом и тренды их соответствующих аномалий для земного шара в целом. 1964–2018 гг.

(а, в, д, ж, и) – средние значения числа ОС (n), (б, г, е, з, к) – тренды их соответствующих аномалий ($n/10$ лет); (а, б) – 0–100 %, (в, г) – 0–20 %, (д, е) – 20–60 %, (ж, з) – 60–80 %, (и, к) – 80–100 %, % поверхности небосвода; слоёв атмосферы: чёрные линии – 0–2 км, красные линии – 2–6 км, голубые линии – 6–10 км, зелёные линии – 0–10 км; сезоны: I – зима; II – весна; III – лето; IV – осень.

Таблица 3.2.2.1

**Статистические характеристики числа облачных слоёв
в атмосферном слое 0–10 км с учётом градации количества облачности
для разных широтных зон земного шара. 1964–2018 гг.**

Количество облачности, % поверхности небосвода	Средние годовые значения числа ОС, n	tr , $n/10$ лет	Изменения числа ОС за 1964– 2018 гг.	$\Delta_{\text{средние}}$, n	Δ_{tr} , $n/10$ лет	N , млн
Северные полярные широты						
0–20	3,1	0,016	0,088	2,88–3,41	0,014–0,020	1,06
20–60	1,6	0,004	0,022	1,57–1,63	0,004–0,005	0,82
60–80	1,2	0,004	0,022	1,23–1,27	0,003–0,004	0,55
80–100	3,5	0,024	0,132	3,10–3,85	0,021–0,026	1,40
0–100	6,3	0,031	0,171	6,14–6,46	0,030–0,034	1,63
Северные умеренные широты						
0–20	3,9	0,026	0,143	3,71–4,22	0,023–0,032	14,03
20–60	1,5	0,004	0,022	1,46–1,50	0,003–0,005	7,20
60–80	1,9	0,003	0,017	1,19–1,20	0,002–0,003	4,12
80–100	2,8	0,016	0,088	2,61–2,96	0,013–0,018	11,59
0–100	6,3	0,038	0,209	6,15–6,36	0,035–0,042	16,52
Тропические широты						
0–20	4,7	0,033	0,182	4,70–4,75	0,031–0,035	8,87
20–60	1,5	0,006	0,033	1,46–1,49	0,005–0,007	3,77
60–80	1,2	0,002	0,011	1,16–1,84	0,002–0,003	1,81
80–100	2,5	0,016	0,088	2,46–2,50	0,015–0,018	6,18
0–100	6,8	0,044	0,242	6,78–6,88	0,039–0,049	9,49
Южные умеренные широты						
0–20	4,4	0,028	0,154	4,25–4,53	0,026–0,030	1,69
20–60	1,5	0,006	0,033	1,50–1,54	0,005–0,006	0,85
60–80	1,2	0,005	0,028	1,19–1,21	0,004–0,005	0,41
80–100	2,8	0,027	0,149	2,75–2,86	0,025–0,029	1,29
0–100	6,9	0,046	0,253	6,75–6,99	0,044–0,048	1,86
Южные полярные широты						
0–20	3,5	0,030	0,165	3,40–3,72	0,025–0,035	0,10
20–60	1,6	0,012	0,066	1,61–1,70	0,011–0,015	0,07
60–80	1,2	0,008	0,044	1,24–1,26	0,007–0,009	0,03
80–100	3,5	0,045	0,248	3,34–3,68	0,043–0,047	0,09
0–100	6,8	0,066	0,363	6,66–6,90	0,056–0,073	0,12
Земной шар						
0–20	4,2	0,023	0,127	4,25–4,36	0,021–0,026	15,43
20–60	1,5	0,004	0,022	1,51–1,52	0,003–0,005	7,69
60–80	1,2	0,003	0,017	1,19–1,20	0,003	4,07
80–100	2,8	0,017	0,094	2,67–2,88	0,016–0,019	12,34
0–100	6,6	0,036	0,198	6,59–6,65	0,033–0,038	17,68

Примечание. Здесь и в табл. 3.2.2.2–3.2.2.6: n – число облачных слоёв; tr – тренды аномалий средних годовых значений числа облачных слоёв; $\Delta_{\text{средние}}$ – диапазоны внутригодовых изменений многолетних средних месячных значений числа ОС; Δ_{tr} – диапазоны внутригодовых изменений соответствующих трендов; N – число использованных радиозондовых наблюдений (млн).

Число облачных слоёв с учётом яруса облаков

Ниже приведён анализ средних годовых значений и диапазонов внутригодовых изменений средних месячных значений числа ОС с учётом яруса облаков и соответствующих трендов для изучаемых широтных зон, определены месяцы с максимальными и минимальными трендами числа ОС.

Для среднего годового числа ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода наибольшие значения определены в среднем ярусе, а минимальные – в нижнем ярусе; для широтных зон диапазоны его изменения для нижнего, среднего и верхнего ярусов составляют 2,1–2,3, 2,5–3,1 и 2,2–2,4 слоя, т.е. их различие для зон – 0,2, 0,6 и 0,2 слоя соответственно (табл. 3.2.2.2).

Таблица 3.2.2.2

Статистические характеристики числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в разных атмосферных слоях для разных широтных зон ЗШ. 1964–2018 гг.

Слои атмосферы над уровнем земли, км	Средние годовые значения числа ОС, $\bar{n}$	$\bar{n}$, n/10 лет	Изменения числа ОС за 1964–2018 гг.	$\Delta_{\text{среднее}},$ n	$\Delta_{\text{tr}},$ n/10 лет	N, млн
Северные полярные широты						
0–2	2,1	0,006	0,033	2,08–2,15	0,006–0,007	1,60
2–6	2,5	0,014	0,077	2,32–2,75	0,013–0,015	1,68
6–10	2,3	0,013	0,072	2,30–2,40	0,012–0,015	1,68
Северные умеренные широты						
0–2	2,1	0,008	0,044	2,08–2,11	0,008–0,009	16,17
2–6	2,7	0,017	0,094	2,51–2,83	0,015–0,019	17,25
6–10	2,2	0,013	0,072	2,15–2,20	0,012–0,015	16,61
Тропические широты						
0–2	2,2	0,015	0,083	2,18–2,24	0,010–0,011	9,19
2–6	3,1	0,020	0,110	3,06–3,12	0,018–0,023	9,48
6–10	2,4	0,014	0,077	2,38–2,43	0,012–0,015	8,88
Южные умеренные широты						
0–2	2,3	0,013	0,072	2,25–2,37	0,012–0,014	1,85
2–6	2,8	0,016	0,088	2,85–3,00	0,016–0,017	1,87
6–10	2,4	0,017	0,094	2,37–2,43	0,017–0,018	1,84
Южные полярные широты						
0–2	2,2	0,018	0,099	2,10–2,28	0,017–0,019	0,14
2–6	2,8	0,026	0,143	2,66–2,94	0,023–0,029	0,14
6–10	2,4	0,022	0,121	2,34–2,50	0,020–0,023	0,12
Земной шар						
0–2	2,2	0,008	0,044	2,16–2,19	0,008–0,009	17,39
2–6	2,9	0,016	0,088	2,83–2,98	0,015–0,017	18,08
6–10	2,4	0,013	0,072	2,33–2,39	0,012–0,014	17,26

Для широтных зон ЗШ средние месячные значения числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и

тренды соответствующих аномалий изменяются в следующих пределах (см. табл. 3.2.2.2, рис. 3.2.2.1–3.2.2.5):

- в нижнем ярусе – от значения среднего месячного 2,08, определённого для СПШ и СУШ, до 2,37, определённого для ЮУШ; а тренды месячных аномалий – в диапазоне 0,006–0,019 $n/10$ лет, с минимальным значением, зафиксированным для СПШ весной в апреле и мае, а максимальным – для ЮПШ весной ЮП в октябре и ноябре;

- в среднем ярусе – от среднего месячного значения 2,32 n , зафиксированного для СПШ, до 3,12 n , определённого для ТРШ; тренды соответствующих аномалий изменяются в диапазоне 0,013–0,029 $n/10$ лет с минимальным значением, зафиксированным для СПШ осенью в октябре с максимальным значением, зафиксированным для ЮПШ летом ЮП в декабре;

- в верхнем ярусе – от среднего месячного значения 2,15 до 2,50 n , зафиксированного для СУШ и ЮПШ; тренды месячных аномалий изменяются в диапазоне 0,012–0,023 $n/10$ лет с минимальным значением, определённым для СПШ в декабре и январе, для СУШ с декабря по февраль и ТРШ в январе и феврале, и максимальным значением – для ЮПШ с ноября по апрель.

Согласно табл. 3.2.2.2 амплитуда внутригодовых изменений средних месячных значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и соответствующих трендов для ярусов зависит от широтной зоны:

- в нижнем ярусе она изменяется для средних месячных значений от 0,03 для СУШ до 0,18 для ЮПШ; для трендов она составляет 0,001 $n/10$ для широтных зон в СП и 0,002 $n/10$ лет – в ЮП;

- в среднем ярусе она составляет для средних месячных значений 0,43; 0,32; 0,06; 0,15; 0,28 n , а для трендов 0,002; 0,004; 0,005; 0,001; 0,006 $n/10$ лет – для СПШ, СУШ, ТРШ, ЮУШ, ЮПШ соответственно;

- в верхнем ярусе она изменяется для средних месячных значений от 0,05 n для СУШ, ТРШ до 0,16 n для ЮПШ; для трендов она составляет 0,001 $n/10$ лет для ЮУШ и 0,003 $n/10$ лет – для других широтных зон.

Анализ рис. 3.2.2.1 б–3.2.2.6 б показал, что число облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода для всех месяцев возрастает минимально в слое 0–2 км для всех широтных зон, а максимально – в слое 2–6 км для ЗШ, СУШ, ТРШ, ЮПШ; для СПШ оно возрастает максимально в слое 2–6 км с ноября по апрель и в слое 6–10 км – с июня по август; для ЮУШ оно возрастает максимально в слое 2–6 км в течение зимних месяцев и в слое 6–10 км – во все остальные месяцы.

Наибольшее среднее годовое значение числа малобалльных облачных слоёв (табл. 3.2.2.3) зафиксировано в среднем ярусе для всех широтных зон. Различие средних годовых значений числа малобалльных ОС в слоях атмосферы 0–2, 2–6 и 6–10 км над изучаемыми широтами не превышает 0,1; 0,6 и 0,3 слоя при диапазонах их изменения 1,6–1,7; 1,9–2,5 и 1,8–2,1 соответственно.

Таблица 3.2.2.3

Статистические характеристики числа облачных слоёв с количеством облачности 0–20 % поверхности небосвода в разных атмосферных слоях для разных широтных зон ЗШ. 1964–2018 гг.

Слои атмосферы над уровнем земли, км	Средние годовые значения числа ОС, n	tr , $n/10$ лет	Изменения числа ОС за 1964–2018 гг.	$\Delta_{\text{средние}}$, n	Δ_{tr} , $n/10$ лет	N , млн
Северные полярные широты						
0–2	1,6	0,004	0,022	1,56–1,62	0,004–0,005	0,68
2–6	1,9	0,007	0,038	1,75–2,06	0,006–0,009	0,86
6–10	1,8	0,005	0,028	1,67–2,00	0,004–0,006	0,59
Северные умеренные широты						
0–2	1,6	0,006	0,033	1,63–1,65	0,006–0,007	9,47
2–6	2,2	0,014	0,077	2,06–2,33	0,011–0,017	12,74
6–10	1,8	0,008	0,044	1,81–1,89	0,007–0,010	10,39
Тропические широты						
0–2	1,6	0,007	0,038	1,61–1,66	0,007–0,008	5,50
2–6	2,5	0,018	0,099	2,50–2,55	0,017–0,019	8,19
6–10	2,1	0,011	0,061	2,03–2,14	0,009–0,011	7,66
Южные умеренные широты						
0–2	1,7	0,008	0,044	1,69–1,79	0,007–0,009	1,15
2–6	2,3	0,012	0,066	2,26–2,41	0,011–0,013	1,49
6–10	2,0	0,010	0,055	1,97–2,02	0,010	1,35
Южные полярные широты						
0–2	1,7	0,011	0,061	1,62–1,75	0,010–0,012	0,07
2–6	2,0	0,015	0,083	1,98–2,04	0,013–0,016	0,08
6–10	1,9	0,013	0,072	1,78–1,98	0,011–0,015	0,07
Земной шар						
0–2	1,6	0,006	0,033	1,64–1,66	0,006	10,04
2–6	2,3	0,013	0,072	2,31–2,38	0,011–0,014	13,87
6–10	2,0	0,008	0,044	1,98–2,00	0,007–0,009	12,20

Для малобалльных облачных слоёв средние месячные значения их числа в разных ярусах над всеми широтными зонами изменяются в следующих диапазонах (табл. 3.2.2.3): в нижнем ярусе – 1,56–1,79 с минимальным и максимальным значениями, определёнными для СПШ и ЮУШ; в среднем и верхнем ярусах – в диапазонах 1,75–2,55 и 1,67–2,14 с минимальным и максимальным значениями, зафиксированными для СПШ и ТРШ соответственно.

Для каждой широтной зоны тренды аномалий средних годовых значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–20 и 0–100 % поверхности небосвода минимальны для слоя 0–2 км, а максимальны в основном для слоя 2–6 км (табл. 3.2.2.2 и 3.2.2.3). При рассмотрении малобалльных облачных слоёв среднего яруса тренды максимальны для ТРШ, а минимальны для СПШ; для ОС с количеством облачности 0–100 % они минимальны для СПШ, а максимальны для ЮПШ. Для нижнего, среднего и

верхнего ярусов наибольшие тренды аномалий средних годовых значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода определены для ЮПШ (0,018, 0,026, 0,022 $n/10$ лет), а минимальные – для СПШ (0,006, 0,014, 0,013 $n/10$ лет). Заметим, что для СУШ соответствующие тренды для слоя 6–10 км тоже малы (0,013 $n/10$ лет).

Относительно средних годовых значений числа ОС рассеянной и разорванной облачности (табл. 3.2.2.4 и 3.2.2.5) отметим их относительную стабильность как при рассмотрении разных ярусов облаков над каждой широтной зоной, так и их изменений в одном атмосферном слое над разными широтными зонами. Действительно, для каждой широтной зоны различие средних годовых значений числа ОС рассеянной облачности в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10 км не превышает 0,2 слоя, а для каждого яруса над разными широтными зонами – 0,1 слоя. Средние годовые значения числа ОС разорванных облаков в слоях 0–2, 2–6, 6–10 км над всеми широтными зонами совпадают и равны 1,0, 1,1, 1,1 соответственно.

Таблица 3.2.2.4

Статистические характеристики числа облачных слоёв с количеством облачности 20–60 % поверхности небосвода в разных атмосферных слоях для разных широтных зон ЗШ. 1964–2018 гг.

Слои атмосферферы над уровнем земли, км	Средние годовые значения числа ОС, n	tr , $n/10$ лет	Изменения числа ОС за 1964–2018 гг.	$\Delta_{\text{средние}}, n$	$\Delta_{tr}, n/10$ лет	N , млн
Северные полярные широты						
0–2	1,2	0,002	0,011	1,22–1,73	0,002	0,29
2–6	1,2	0,003	0,017	1,20–1,21	0,002–0,003	0,39
6–10	1,3	0,004	0,022	1,27–1,36	0,003–0,004	0,46
Северные умеренные широты						
0–2	1,1	0,002	0,011	1,12–1,13	0,002	2,75
2–6	1,2	0,003	0,017	1,17–1,19	0,002–0,003	3,16
6–10	1,2	0,003	0,017	1,21–1,27	0,002–0,003	4,07
Тропические широты						
0–2	1,2	0,002	0,011	1,15–1,16	0,002–0,003	2,06
2–6	1,2	0,003	0,017	1,19–1,21	0,003–0,004	1,61
6–10	1,2	0,003	0,017	1,22–1,24	0,003	1,43
Южные умеренные широты						
0–2	1,1	0,003	0,017	1,14–1,15	0,003	0,41
2–6	1,2	0,004	0,022	1,20–1,21	0,004	0,35
6–10	1,3	0,004	0,022	1,24–1,26	0,003–0,004	0,42
Южные полярные широты						
0–2	1,1	0,005	0,028	1,13–1,16	0,005–0,006	0,03
2–6	1,2	0,007	0,038	1,23–1,29	0,007–0,008	0,04
6–10	1,3	0,008	0,044	1,24–1,39	0,006–0,011	0,04
Земной шар						
0–2	1,1	0,002	0,011	1,14–1,15	0,002	3,57
2–6	1,2	0,003	0,017	1,19–1,20	0,002–0,003	3,40
6–10	1,3	0,002	0,011	1,24–1,27	0,002–0,003	3,74

Таблица 3.2.2.5

Статистические характеристики числа облачных слоёв с количеством облачности 60–80 % поверхности небосвода в разных атмосферных слоях для разных широтных зон ЗШ. 1964–2018 гг.

Слои атмосферы над уровнем земли, км	Средние годовые значения числа ОС, n	tr , $n/10$ лет	Изменения числа ОС за 1964–2018 гг.	$\Delta_{\text{средние}}, n$	$\Delta_{tr}, n/10$ лет	N , млн
Северные полярные широты						
0–2	1,0	0,001	0,006	1,02–1,03	0,001	0,12
2–6	1,1	0,001	0,006	1,08–1,09	0,001–0,002	0,28
6–10	1,1	0,003	0,017	1,11–1,14	0,002–0,003	0,36
Северные умеренные широты						
0–2	1,0	0,001	0,006	1,02–1,03	0,001	1,24
2–6	1,1	0,001	0,006	1,07–1,08	0,001	2,01
6–10	1,1	0,002	0,011	1,08–1,10	0,001–0,002	2,45
Тропические широты						
0–2	1,0	0,001	0,006	1,03–1,04	0,001	0,91
2–6	1,1	0,001	0,006	1,06–1,07	0,001–0,002	0,88
6–10	1,1	0,002	0,011	1,07–1,08	0,002	0,64
Южные умеренные широты						
0–2	1,0	0,002	0,011	1,02–1,03	0,002	0,13
2–6	1,1	0,003	0,017	1,07–1,08	0,003	0,19
6–10	1,1	0,003	0,017	1,09–1,11	0,003–0,004	0,24
Южные полярные широты						
0–2	1,0	0,003	0,017	1,00–1,01	0,002–0,004	0,09
2–6	1,1	0,004	0,022	1,09–1,11	0,004–0,005	0,02
6–10	1,1	0,006	0,033	1,10–1,13	0,004–0,007	0,02
Земной шар						
0–2	1,0	0,001	0,006	1,03–1,04	0,001	1,47
2–6	1,1	0,001	0,006	1,07–1,08	0,001	2,01
6–10	1,1	0,002	0,011	1,09–1,10	0,002	2,10

Тренды аномалий средних годовых значений числа ОС рассеянной и разорванной облачности в разных ярусах также изменяются мало для каждой широтной зоны, и для каждого яруса над разными широтными зонами: их различие в первом и во втором случае не превышает 0,005 $n/10$ лет. Над ЮПШ отмечены максимальные тренды для ОС рассеянной и разорванной облачности всех ярусов.

Средние месячные значения числа облачных слоёв рассеянной облачности в разных ярусах над широтными зонами изменяются в следующих диапазонах (табл. 3.2.2.4): в нижнем ярусе – 1,12–1,73 с минимальным и максимальным значениями, зафиксированными для СУШ и СПШ; в среднем и верхнем ярусах – 1,17–1,29 и 1,21–1,39 с минимальным и максимальным значениями, определёнными для СУШ и ЮПШ соответственно.

Для облачных слоёв разорванной облачности в изучаемых широтных зонах средние месячные значения числа изменяются в следующих пределах (табл. 3.2.2.5): в нижнем ярусе – 1,00–1,04 с минимальным и максимальным

значениями, определёнными для ЮПШ и ТРШ; в среднем ярусе – 1,06–1,11 с минимальным и максимальным значениями, зафиксированными для ТРШ и ЮПШ; в верхнем ярусе – 1,07–1,14 с минимальным и максимальным значениями, зафиксированными для ТРШ и СПШ соответственно.

Для сплошных облачных слоёв (табл. 3.2.2.6) средние годовые значения их числа максимальны в верхнем ярусе для СПШ и ЮУШ, для остальных широтных зон – также в среднем ярусе; минимальны – в нижнем ярусе для полярных и умеренных широт обоих полушарий; для ТРШ они равны для всех ярусов. Амплитуды изменения средних годовых значений числа сплошных ОС в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10 км над изучаемыми широтами равны 0,1, 0,4, 0,4 слоя соответственно. Число сплошных ОС в каждом ярусе уменьшается в направлении от полярных широт к тропическим.

Таблица 3.2.2.6

Статистические характеристики числа облачных слоёв с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода в разных атмосферных слоях для разных широтных зон ЗШ. 1964–2018 гг.

Слои атмосферы над уровнем земли, км	Средние годовые значения числа ОС, $\bar{n}$	tr , $n/10$ лет	Изменения числа ОС за 1964–2018 гг.	$\Delta_{\text{средние}}$	Δ_{tr}	N
Северные полярные широты						
0–2	1,7	0,006	0,033	1,60–1,78	0,005–0,007	1,09
2–6	1,8	0,011	0,061	1,78–1,80	0,008–0,013	1,01
6–10	1,9	0,012	0,066	1,78–1,99	0,010–0,014	0,95
Северные умеренные широты						
0–2	1,6	0,006	0,033	1,56–1,63	0,006–0,007	8,75
2–6	1,7	0,007	0,038	1,65–1,68	0,006–0,008	7,44
6–10	1,7	0,009	0,050	1,59–1,77	0,008–0,009	5,95
Тропические широты						
0–2	1,6	0,007	0,038	1,56–1,62	0,006–0,007	4,98
2–6	1,6	0,007	0,038	1,57–1,62	0,006–0,007	3,52
6–10	1,6	0,010	0,055	1,61–1,62	0,009–0,010	1,98
Южные умеренные широты						
0–2	1,6	0,008	0,044	1,56–1,60	0,008–0,009	1,04
2–6	1,7	0,012	0,066	1,71–1,74	0,011–0,012	0,76
6–10	1,8	0,016	0,088	1,75–1,82	0,014–0,017	0,55
Южные полярные широты						
0–2	1,7	0,014	0,077	1,56–1,72	0,013–0,014	0,08
2–6	2,0	0,021	0,116	1,98–2,10	0,020–0,022	0,08
6–10	2,0	0,020	0,110	1,96–2,10	0,018–0,022	0,05
Земной шар						
0–2	1,6	0,006	0,033	1,59–1,61	0,006	9,77
2–6	1,7	0,008	0,044	1,68–1,70	0,007–0,009	7,73
6–10	1,7	0,010	0,055	1,68–1,85	0,009–0,011	5,48

Для сплошных ОС средние месячные значения их числа в разных ярусах над всеми широтными зонами изменяются в следующих пределах (табл. 3.2.2.6): в нижнем ярусе – 1,56–1,78 с минимальным значением,

зафиксированным для всех широт, кроме СПШ, и максимальным, определённым для СПШ; в среднем ярусе – 1,57–2,10 с минимальным и максимальным значениями, зафиксированными для ТРШ и ЮПШ соответственно; в верхнем ярусе – 1,59–2,10 с минимальным и максимальным значениями, зафиксированными для СУШ и ЮПШ соответственно.

Выводы

В итоге анализа результатов расчётов, выполненных на основе данных радиозондирования атмосферы за 1964–2018 гг. с использованием СЕ-метода для восстановления границ и количества облачности, получены новые знания о пространственно-временных изменениях числа восстановленных облачных слоёв в атмосферном слое 0–10 км над уровнем земли для разных широтных зон ЗШ, а именно установлено:

- Среднегодовые значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода слабо зависят от широтной зоны: они изменяются в диапазоне 6,3–6,9 n ; тренды соответствующих аномалий монотонно увеличиваются в направлении от СПШ к ЮПШ, для которых составляют 0,031 и 0,066 $n/10$ лет; для ЗШ среднегодовые значения равны 6,6 и тренды – 0,036 $n/10$ лет. За период наблюдений 1964–2018 гг. число ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слое 0–10 км увеличилось для СПШ, СУШ, ТРШ, ЮУШ, ЮПШ, ЗШ на 0,17; 0,20; 0,24; 0,25; 0,36 и 0,20 облачных слоя соответственно.

- Для изучаемых широтных зон средние значения (для месяцев, сезонов, года) числа облачных слоёв и тренды соответствующих аномалий зависят от количества облачности: их значения для градаций 0–20 и 80–100 % поверхности небосвода существенно больше, чем для градаций 20–60, 60–80 %. Наибольшие значения средних годовых числа ОС и соответствующих трендов для СПШ и ЮПШ определены для сплошных ОС, а для ТРШ, СУШ и ЮУШ, а также для ЗШ – для малобалльных ОС. За период наблюдений 1964–2018 гг. число сплошных ОС в слое 0–10 км увеличилось на 0,13; 0,09; 0,09; 0,15; 0,25 и 0,09, а число малобалльных ОС – на 0,09; 0,14; 0,18; 0,15; 0,17 и 0,13 облачных слоя для СПШ, СУШ, ТРШ, СУШ, ЮПШ, ЗШ соответственно.

- Максимальные тренды аномалий средних годовых значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода определены в среднем ярусе для всех изучаемых широтных зон.

Причинами долгопериодных изменений числа ОС, восстановленных по вертикальным радиозондовым профилям температуры и влажности, могут являться зафиксированные по данным наблюдений климатические изменения температуры и влажности на уровне земли и в атмосфере [8, 53, 110, 149, 166, 206, 209, 231], количества облачности и повторяемости её различных форм [130, 254, 462, 490], а также долгопериодные изменения характеристик радиозондирования в исторических аэрологических массивах, обусловленные развитием системы радиозондовых наблюдений [57, 141, 167, 170, 207, 220, 260, 268, 273]. В [141] на основе данных радиозондовых

измерений, проводимых на 58 российских и зарубежных аэрологических станциях за период 1964–2019 гг., было установлено, что увеличение числа передаваемых уровней в аэрологической телеграмме, сопровождающееся уменьшением расстояния между уровнями зондирования, является необходимым, но не достаточным условием увеличения числа ОС.

3.3. Долгопериодные внутригодовые изменения числа восстановленных облачных слоёв с разным количеством облаков над Северным и Южным полушариями по результатам радиозондовых измерений в атмосфере

Знания о вертикальной структуре атмосферы, облачного покрова земли, полученные по данным наблюдений, крайне важны для научных и прикладных задач, в частности при климатических исследованиях вертикальной макроструктуры облачности, для оценки условий распространения электромагнитных волн, при изучении переноса лучистой энергии в атмосфере, нужд авиации [7, 8, 15, 16, 24, 37, 52, 54, 57, 71, 85, 87, 97, 122, 123, 139-142, 147, 157, 260, 263, 361, 455]. По данным наблюдений зафиксированы климатические изменения температуры и влажности на уровне земли и в атмосфере [5, 8, 53, 74, 108-111, 164, 166, 168, 268, 312, 413, 414], а также количества облачности и повторяемости её различных форм [130, 254, 255, 462, 463, 490]. В связи с этим, большое внимание уделяется изучению параметров вертикальной макроструктуры облачных слоёв, восстановленных по радиозондовым профилям температуры и/или влажности с целью определения их долгопериодных характеристик [142, 222, 374, 418, 487, 488, 511], в том числе трендов [7, 8, 141, 208, 210, 212-214, 216, 218, 219, 221, 488]. Этот интерес обусловлен тем фактом, что данные радиозондирования собраны за достаточно длинный период наблюдений [6, 99, 250, 260]. Число облачных слоёв является одним из основных параметров их вертикальной макроструктуры [7, 8, 15, 54, 123, 140, 141, 147].

Содержание раздела является частью изучения вертикальной структуры основных метеопараметров, характеристик облачных слоёв и их долгопериодных изменений в атмосфере за один период 1964–2018 гг., например [5, 168]. В нём продолжено исследование температурно-влажностного расслоения атмосферы в слое 0–10 км над подстилающей поверхностью земного шара на облачные слои и безоблачные прослойки между ними, определённые по радиозондовым профилям температуры и влажности с помощью СЕ-метода для определения границ и количества облачности [7, 142, 222, 260]. Полученные с его помощью результаты отражают наличие отдельных облачных слоёв и безоблачных прослоек, что позволяет объективно оценить число ОС в слоях атмосферы [7, 142, 222, 374]; корректность определения количества облаков обсуждается детально в [7, 222]. С целью получения новых знаний о числе облачных слоёв в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над Северным и Южным полушариями в холодный и тёплый сезоны, переходные сезоны, а также о возможных долгопериодных изменениях числа ОС, ниже рассмотрена задача о внутригодовых

изменениях многолетних средних значений числа ОС различного масштаба осреднения и трендов соответствующих аномалий для СП и ЮП на фоне глобальных оценок. Для её решения были рассчитаны соответствующие статистики, определены диапазоны внутригодовых изменений среднемесячных значений числа ОС и трендов их аномалий с детализацией по грациям количества облаков и слоям атмосферы.

3.3.1. Данные и методы исследования

Расчёты выполнены на основе данных за 1964–2018 гг. из глобального массива радиозондовых наблюдений CARDS (Comprehensive Aerological Reference Dataset) [260], пополненного текущими данными из массива ВНИИГМИ-МЦД [99]. Исходные данные прошли процедуру комплексного контроля качества [6, 260]. Период расчётов выбран с 1964 года, так как на глобальной аэрологической сети данных радиозондовых наблюдений в Южном полушарии в конце 1950-х – начале 1960-х годов недостаточно для климатических расчётов [57]. Несколько этапов обработки исходных данных измерений, состоящих в объединении близко расположенных аэрологических станций, взаимно заменяемых в процессе эксплуатации, исключении коротких и очень старых рядов наблюдения, привело к формированию массива данных по 774 станциям глобальной аэрологической сети. Для включения станции в данное исследование требовалось наличие данных за 15 лет из полного периода наблюдений, включая 2018 год. Для расчётов статистик использованы зондирования, при которых имелись результаты измерений температуры и влажности в слое от поверхности земли до высоты 10 км.

При анализе результатов расчётов необходимо учитывать, что наиболее плотно аэрологическими станциями покрыты умеренные широты СП и сравнительно редко – ЮП, Африка и океанские территории. Вследствие существенной неоднородности расположения аэрологических станций даже внутри конкретных широтных зон при расчётах климатических характеристик числа ОС, восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности, осреднение выполнялось по площади влияния каждой станции, определяемой радиусом горизонтальной корреляции этих метеовеличин. Поскольку станции в соседних широтных зонах, близко расположенные к исследуемой, несут полезную информацию вследствие горизонтальной коррелированности наблюдаемых величин, то данные из станций соседней зоны включались в расширенный массив для заданной зоны. Таким образом дополнялся источник информации для каждой конкретной зоны по данным ближайших соседних станций и выравнивалась пространственная неоднородность исходных наблюдений и пограничный переход между зонами.

Определение облачных слоёв по вертикальным профилям температуры и влажности проводилось с использованием СЕ-метода.

При анализе долгопериодных тенденций изменения числа облачных слоёв был использован метод наименьших квадратов. Значимость трендов проверялась по критерию Стьюдента. При вычислении аномалий средних значений числа облачных слоёв за базовый период (период осреднения

среднего значения метеовеличины, относительно которого рассчитываются аномалии) был выбран полный 55-летний период наблюдений (1964–2018 гг.).

Для исследования особенностей вертикального распределения статистических характеристик числа облачных слоёв с учётом количества облачности и слоя атмосферы они были рассчитаны постанционно для ОС с количеством облаков 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для месяцев, сезонов и года. При расчётах учитывались облачные слои толщиной не менее 50 м, что обусловлено точностью передаваемых в аэрологической телеграмме значений температуры и влажности [7, 57, 140, 374]. При рассмотрении ОС с фиксированным количеством облаков допускалось существование других ОС.

Использование сглаженных статистических характеристик позволяет более наглядно представить внутригодовые изменения их вертикальной структуры в изучаемых слоях атмосферы, поэтому было проведено двукратное сглаживание месячных и сезонных статистик числа ОС по трём точкам с удвоенным весом центральной точки. Ниже под сезонами подразумеваются сезоны СП.

3.3.2. Многолетние средние значения числа облачных слоёв с разным количеством облаков и тренды их аномалий для Северного и Южного полушарий

В табл. 3.3.2.1–3.3.2.3 представлены оценки многолетних средних годовых значений числа облачных слоёв, тренды их аномалий, диапазоны внутригодовых изменений многолетних средних месячных значений числа ОС и соответствующих трендов с учётом атмосферного слоя, градации количества облаков для территории Северного и Южного полушарий и земного шара.

Таблица 3.3.2.1

Многолетние средние годовые значения числа восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности облачных слоёв (n), тренды их аномалий (tr , $n/10$ лет) и изменения числа облачных слоёв за 55-летний период наблюдений для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли с учётом градации количества облачности для территории Северного полушария, диапазоны (Δ) внутригодовых изменений многолетних средних месячных значений числа облачных слоёв и соответствующих трендов, число наблюдений (N , млн).

1964–2018 гг.

Градация количества облачности, % покрытия небосвода	Среднее, n	tr , $n/10$ лет	Изменения числа ОС за 1964–2018 гг., n	$\Delta_{\text{среднее}}, n$	$\Delta_{tr}, n/10$ лет	N , млн
0–10 км						
0–20	4,1	0,030	0,165	4,05–4,21	0,027–0,033	15,7
20–60	1,5	0,005	0,028	1,49–1,52	0,004–0,006	8,0
60–80	1,2	0,002	0,011	1,19–1,21	0,002–0,003	4,5

Градация количества облачности, % покрытия небосвода	Среднее, $\bar{n}$	tr , $n/10$ лет	Изменения числа ОС за 1964–2018 гг., Δ	$\Delta_{\text{среднее}}, \bar{n}$	$\Delta_{tr}, n/10$ лет	N , млн
80–100	2,8	0,016	0,088	2,68–2,95	0,016–0,017	13,2
0–100	6,4	0,043	0,237	6,33–6,55	0,037–0,046	18,5
6–10 км						
0–20	1,9	0,009	0,050	1,90–2,00	0,008–0,010	12,1
20–60	1,3	0,002	0,011	1,24–1,28	0,002–0,003	4,1
60–80	1,1	0,002	0,011	1,09–1,10	0,001–0,002	2,40
80–100	1,7	0,009	0,050	1,67–1,80	0,008–0,010	6,3
0–100	2,3	0,014	0,077	2,25–2,40	0,012–0,015	18,2
2–6 км						
0–20	2,3	0,016	0,088	2,25–2,35	0,013–0,018	14,2
20–60	1,2	0,003	0,017	1,18–1,20	0,002–0,003	3,5
60–80	1,1	0,001	0,006	1,07–1,08	0,001	2,2
80–100	1,7	0,007	0,039	1,63–1,69	0,006–0,008	8,5
0–100	2,8	0,019	0,105	2,66–2,95	0,016–0,021	19,0
0–2 км						
0–20	1,6	0,006	0,033	1,60–1,62	0,006–0,007	10,0
20–60	1,1	0,002	0,011	1,14–1,15	0,002	3,4
60–80	1,0	0,001	0,006	1,03–1,04	0,001	1,6
80–100	1,6	0,006	0,033	1,58–1,64	0,006–0,007	10,2
0–100	2,1	0,009	0,050	2,10–2,13	0,009	18,1

Примечание. Тренды со значимостью более 50 %, но менее 95 % отмечены курсивом, со значимостью менее 50 % – подчеркнуты.

Таблица 3.3.2.2

Многолетние средние годовые значения числа восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности облачных слоёв ($\bar{n}$), тренды их аномалий (tr , $n/10$ лет) и изменения числа облачных слоёв за 55-летний период наблюдений для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли с учётом градации количества облачности для территории Южного полушария, диапазоны (Δ) внутригодовых изменений многолетних средних месячных значений числа облачных слоёв и соответствующих трендов, число наблюдений (N , млн). 1964–2018 гг.

Градация количества облачности, % покрытия небосвода	Среднее, $\bar{n}$	tr , $n/10$ лет	Изменения числа ОС за 1964–2018 гг., Δ	$\Delta_{\text{среднее}}, \bar{n}$	$\Delta_{tr}, n/10$ лет	N , млн
0–10 км						
0–20	4,5	0,028	0,154	4,50–4,60	0,026–0,029	2,8
20–60	1,5	0,005	0,028	1,47–1,56	0,004–0,005	1,4
60–80	1,2	0,004	0,022	1,19–1,20	0,004	0,6
80–100	2,7	0,023	0,127	2,60–2,81	0,022–0,024	2,1
0–100	6,9	0,042	0,231	6,83–6,99	0,039–0,046	3,1

Окончание табл. 3.3.2.2

Градация количества облачности, % покрытия небосвода	Среднее, $\bar{n}$	tr , $n/10$ лет	Изменения числа ОС за 1964–2018 гг., $\bar{n}$	$\Delta_{\text{средние}}, n$	$\Delta_{tr}, n/10$ лет	N , млн
6–10 км						
0–20	2,0	0,010	0,055	1,98–2,05	0,010	2,3
20–60	1,3	0,003	0,017	1,24–1,27	0,003–0,004	0,6
60–80	1,1	0,003	0,017	1,09–1,10	0,003	0,3
80–100	1,8	0,013	0,072	1,72–1,80	0,012–0,014	0,8
0–100	2,4	0,015	0,083	2,35–2,46	0,014–0,015	3,0
2–6 км						
0–20	2,4	0,013	0,072	2,43–2,45	0,012–0,013	2,5
20–60	1,2	0,003	0,017	1,18–1,23	0,003–0,004	0,6
60–80	1,1	0,002	0,011	1,07–1,08	0,002	0,3
80–100	1,7	0,011	0,061	1,69–1,78	0,011	1,3
0–100	3,0	0,016	0,088	2,89–3,04	0,015–0,017	3,1
0–2 км						
0–20	1,7	0,007	0,039	1,69–1,72	0,006–0,007	1,9
20–60	1,1	0,002	0,011	1,14–1,15	0,002	0,7
60–80	1,0	0,001	0,006	1,03–1,04	0,001	0,2
80–100	1,6	0,008	0,044	1,57–1,62	0,007–0,008	1,7
0–100	2,3	0,010	0,055	2,26–2,28	0,010–0,011	3,1

Примечание. Тренды со значимостью более 50 %, но менее 95 % отмечены курсивом, со значимостью менее 50 % – подчеркнуты.

Таблица 3.3.2.3

Многолетние средние годовые значения числа восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности облачных слоёв ($\bar{n}$), тренды их аномалий (tr , $n/10$ лет) и изменения числа облачных слоёв за 55-летний период наблюдений для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли с учётом градации количества облачности для территории земного шара, диапазоны (Δ) внутригодовых изменений многолетних средних месячных значений числа облачных слоёв и соответствующих трендов, число наблюдений (N , млн). 1964–2018 гг.

Градация количества облачности, % покрытия небосвода	Среднее, $\bar{n}$	tr , $n/10$ лет	Изменения числа ОС за 1964–2018 гг., $\bar{n}$	$\Delta_{\text{средние}}, n$	$\Delta_{tr}, n/10$ лет	N , млн
0–10 км						
0–20	4,2	0,024	0,132	4,25–4,36	0,021–0,026	15,4
20–60	1,5	0,004	0,022	1,51–1,52	0,003–0,004	7,7
60–80	1,2	0,003	0,017	1,19–1,20	0,003	4,1
80–100	2,8	0,017	0,094	2,67–2,88	0,016–0,019	12,3
0–100	6,6	0,036	0,198	6,59–6,65	0,033–0,038	17,7
6–10 км						
0–20	2,0	0,008	0,044	1,98–2,00	0,007–0,009	12,2
20–60	1,3	0,002	0,011	1,24–1,27	0,002–0,003	3,7

Градации количества облачности, % покрытия небосвода	Среднее, $\bar{n}$	tr , $n/10$ лет	Изменения числа ОС за 1964–2018 гг., n	$\Delta_{\text{среднее}}, n$	Δ_{tr} , $n/10$ лет	N , млн
60–80	1,1	0,002	0,011	1,09–1,10	0,002	2,1
80–100	1,7	0,010	0,055	1,68–1,80	0,009–0,011	5,5
0–100	2,4	0,013	0,072	2,33–2,39	0,012–0,014	17,3
2–6 км						
0–20	2,3	0,013	0,072	2,31–2,38	0,012–0,014	13,9
20–60	1,2	0,003	0,017	1,19–1,20	0,002–0,003	3,4
60–80	1,1	0,001	0,006	1,07–1,08	0,001	2,0
80–100	1,7	0,008	0,044	1,68–1,70	0,007–0,009	7,7
0–100	2,9	0,016	0,088	2,83–2,98	0,015–0,017	18,1
0–2 км						
0–20	1,6	0,006	0,033	1,64–1,66	0,006	10,0
20–60	1,1	0,002	0,011	1,14–1,15	0,002	3,6
60–80	1,0	0,001	0,006	1,03–1,04	0,001	1,5
80–100	1,6	0,006	0,033	1,59–1,61	0,006	9,8
0–100	2,2	0,008	0,044	2,16–2,19	0,008–0,009	17,4

Примечание. Тренды со значимостью более 50 %, но менее 95 % отмечены курсивом, со значимостью менее 50 % – подчеркнуты.

Рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 демонстрируют характер внутригодовых изменений статистик. В изучаемых слоях атмосферы для обоих полушарий и земного шара значимость трендов аномалий средних значений числа облачных слоёв с количеством облаков 0–20, 20–60, 80–100, 0–100 % покрытия небосвода больше 95 %. Значимость трендов аномалий средних значений числа ОС с количеством облаков 60–80 % зависит от сезона, слоя атмосферы и широт.

Ниже проведён анализ результатов, представленных в табл. 3.3.2.1–3.3.2.3 на рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 с учётом градации количества облаков.

Облачные слои с количеством облаков 0–100 % покрытия небосвода

Среднегодовые значения числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % покрытия небосвода в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над СП приблизительно на 5–10 % меньше, чем над ЮП; для ЗШ они равны 2,2; 2,9; 2,4; 6,6 n . Тренды соответствующих аномалий для СП и ЮП различаются мало: они составляют для СП и ЮП: 0,009; 0,019; 0,014; 0,043 $n/10$ лет и 0,010; 0,016; 0,015; 0,042 $n/10$ лет, а для ЗШ – 0,008; 0,016; 0,013; 0,036 $n/10$ лет (табл. 3.3.2.1–3.3.2.3).

Амплитуды внутригодовых изменений многолетних средних месячных значений числа облачных слоёв с количеством облаков 0–100 % покрытия небосвода в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над СП больше, чем над ЮП, они составляют: 0,03; 0,29; 0,15; 0,22 n и 0,02; 0,15; 0,11; 0,16 n соответственно, а над ЗШ – 0,03; 0,15; 0,06; 0,06 n . В диапазонах внутригодовых изменений

многолетних средних месячных значений числа облачных слоёв над СП соответствующие минимальные и максимальные значения меньше, чем над ЮП во всех ярусах не более чем на 0,2 n , а в атмосферном слое 0–10 км – не более чем на 0,5 n . Над СП, ЮП и ЗШ максимальные средние месячные значения зафиксированы в следующие месяцы (рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 а):

- в слое 6–10 км в августе и сентябре; в марте и апреле; в сентябре и октябре;

- в слое 2–6 км в августе, в феврале и марте, в июле и августе;

- в слое 0–2 км с декабря по февраль, в октябре, в декабре и январе;

- в слое 0–10 км в августе, в марте и апреле, в сентябре и октябре.

Для трендов аномалий многолетних средних месячных значений числа облачных слоёв в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км внутригодовые изменения выражены слабо, их соответствующие амплитуды для СП, ЮП и ЗШ малы: 0,000; 0,005; 0,003; 0,009 $n/10$ лет и 0,001; 0,002; 0,001; 0,007 $n/10$ лет; 0,001; 0,002; 0,002; 0,005 $n/10$ лет. Наибольшие тренды аномалий средних месячных значений числа облачных слоёв в изучаемых слоях атмосферы над СП, ЮП и ЗШ зафиксированы соответственно в месяцы: в слое 6–10 км – в июле, ноябре, июле; в слое 2–6 км – в августе, ноябре, июле; в слое 0–2 км – в октябре, ноябре, ноябре; в слое 0–10 км – в июле, ноябре, в июле и октябре (табл. 3.3.2.1–3.3.2.3, рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 б).

Анализ многолетних средних сезонных значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % покрытия небосвода показал, что они максимальны для ЗШ в слое 0–2 км зимой, в слое 2–6 км – летом, в слое 6–10 км – осенью, в слое 0–10 км – летом и осенью; в слое 0–2 км для СП – зимой, а для ЮП – местными летом, весной и осенью; для СП и ЮП они максимальны в слое 2–6 км местным летом, в слое 6–10 км местным летом и осенью; в слое 0–10 км для СП – летом, для ЮП – местной осенью (рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 а). Для трендов аномалий средних сезонных значений числа ОС наибольшие значения в слоях 2–6, 6–10 и 0–10 км над обоими полушариями определены в тёплый сезон; в слое 0–2 км над ЮП они видны также в тёплый сезон, а над СП – осенью.

Следует отметить, что для всех месяцев, сезонов и года многолетние средние значения числа облачных слоёв с количеством облаков 0–100% покрытия небосвода, а также тренды соответствующих аномалий максимальны для ОС среднего яруса, а минимальны для ОС нижнего яруса, причём различие многолетних средних значений числа ОС в верхнем и нижнем ярусах меньше, чем их различие в верхнем и среднем ярусах над СП, ЮП и ЗШ (рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 а, б). Амплитуды внутригодовых изменений многолетних средних месячных значений числа облачных слоёв также максимальны для ОС среднего яруса, а минимальны для ОС нижнего яруса для обоих полушарий и ЗШ. Различие трендов соответствующих аномалий средних значений числа ОС в верхнем и нижнем ярусах для ЮП больше, чем их различие в верхнем и среднем ярусах, при этом годовой ход величины различий выражен слабо, а для СП и ЗШ различия трендов соответствующих аномалий средних значений числа ОС в верхнем и нижнем ярусах летом больше, чем их различие в верхнем и среднем ярусах, а зимой – меньше.

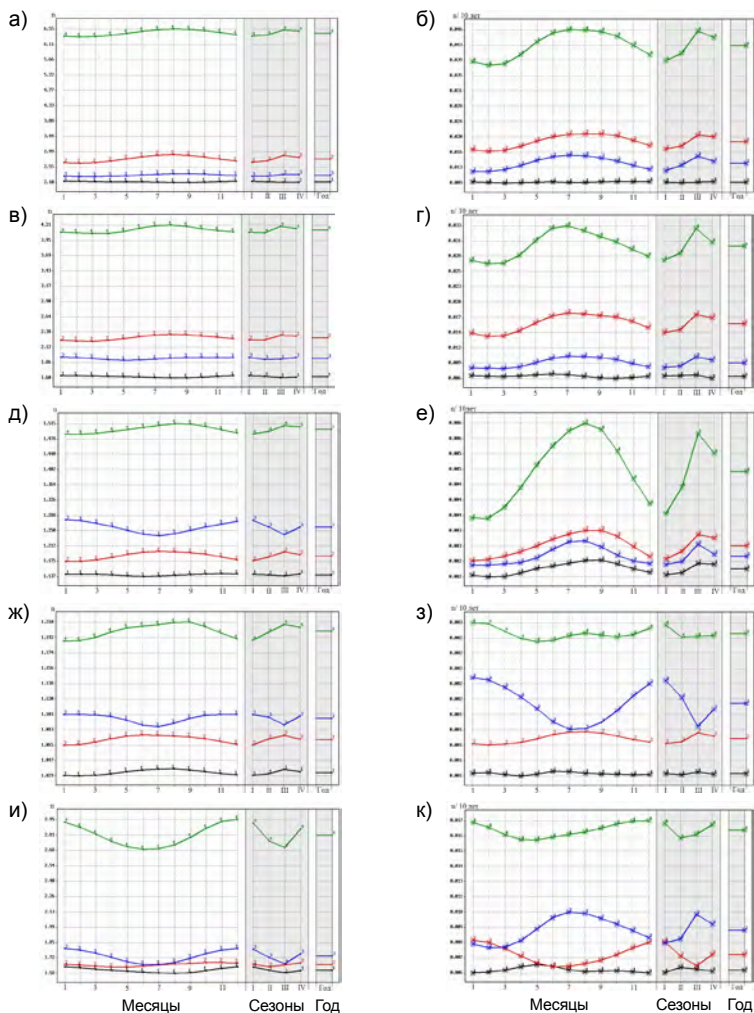


Рис. 3.3.2.1. Многолетние средмесячные, среднесезонные, среднегодовые значения числа восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности облачных слоёв (а, в, д, ж, и; п) и тренды аномалий средмесячных, среднесезонных, среднегодовых значений числа облачных слоёв (б, г, е, з, к; п/ 10 лет) с разным количеством облачности: а, б – для покрытия небосвода 0–100 %; в, г – 0–20 %; д, е – 20–60 %, ж, з – 60–80 %; и, к – 80–100 %, % покрытия небосвода в различных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона и за год, рассчитанные по данным радиозондирования за 1964–2018 гг. для Северного полушария. Квадратом и квадратом с крестом отмечены тренды со значимостью более 50, но менее 95 %, и более 95 % соответственно; чёрные линии – для слоя 0–2 км, красные линии – 2–6 км; голубые линии – 6–10 км; зелёные линии 0–10 км над уровнем земли; сезоны: I – зима (декабрь–февраль); II – весна (март–май); III – лето (июнь–август); IV – осень (сентябрь–ноябрь).

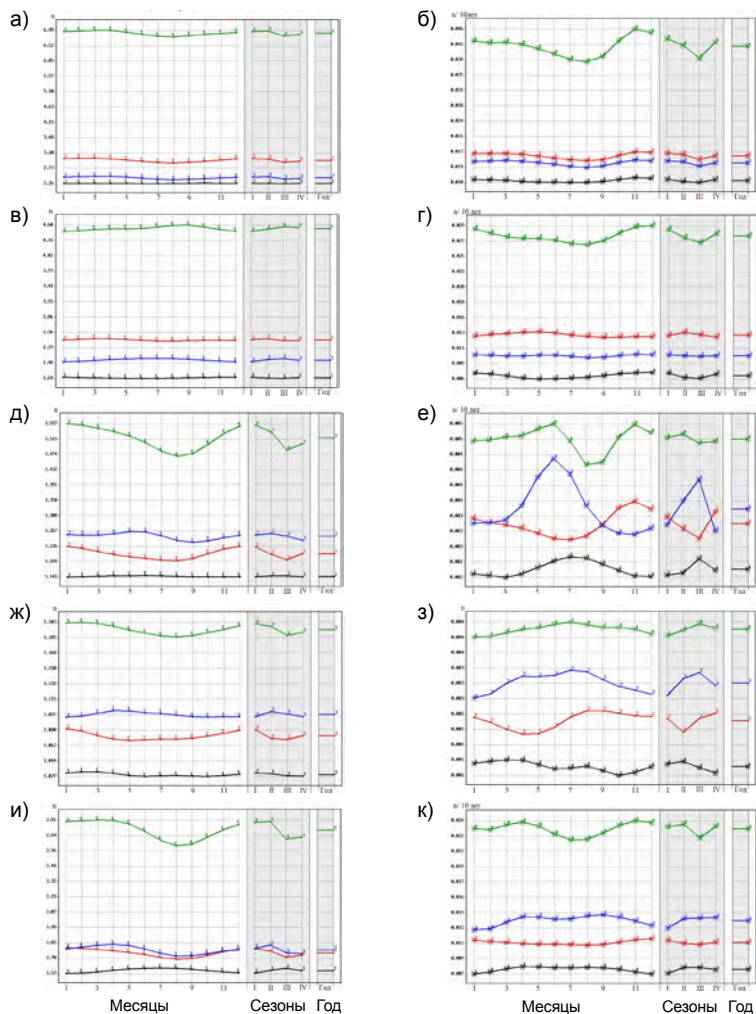


Рис. 3.3.2.2. Многолетние средмесячные, среднесезонные, среднегодовые значения числа восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности облачных слоёв (а, в, д, ж, и; п) и тренды аномалий средмесячных, среднесезонных, среднегодовых значений числа облачных слоёв (б, г, е, з, к; п/ 10 лет) с различным количеством облачности: а, б – для покрытия небосвода 0–100 %; в, г – 0–20 %; д, е – 20–60 %; ж, з – 60–80 %; и, к – 80–100 %, % покрытия небосвода в разных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона и за год, рассчитанные по данным радиозондирования за 1964–2018 гг. для Южного полушария. Квадратом и квадратом с крестом отмечены тренды со значимостью более 50, но менее 95 %, и более 95 % соответственно; чёрные линии – для слоя 0–2 км, красные линии – 2–6 км; голубые линии – 6–10 км; зелёные линии 0–10 км над уровнем земли; сезоны: I – зима (декабрь–февраль); II – весна (март–май); III – лето (июнь–август); IV – осень (сентябрь–ноябрь).

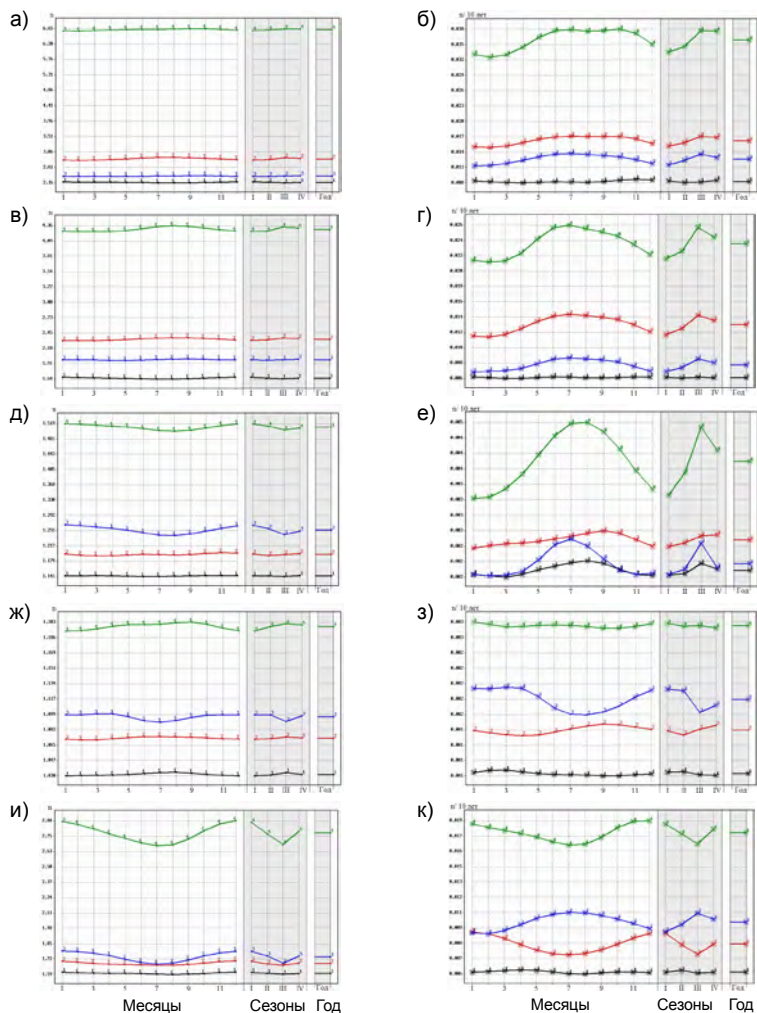


Рис. 3.3.2.3. Многолетние средмесячные, среднесезонные, среднегодовые значения числа восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности облачных слоёв (а, в, д, ж, и; п) и тренды аномалий средмесячных, среднесезонных, среднегодовых значений числа облачных слоёв (б, г, е, з, к; п/ 10 лет) с различным количеством облачности: а, б – для покрытия небосвода 0–100 %; в, г – 0–20 %; д, е – 20–60 %; ж, з – 60–80 %; и, к – 80–100 %, % покрытия небосвода в разных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона и за год, рассчитанные по данным радиозондирования за 1964–2018 гг. для земного шара. Квадратом и квадратом с крестом отмечены тренды со значимостью более 50, но менее 95 %, и более 95 % соответственно; чёрные линии – для слоя 0–2 км, красные линии – 2–6 км; голубые линии – 6–10 км; зелёные линии 0–10 км над уровнем земли; сезоны: I – зима (декабрь–февраль); II – весна (март–май); III – лето (июнь–август); IV – осень (сентябрь–ноябрь).

Облачные слои с разным количеством облаков

Ниже показано, что в изучаемых слоях атмосферы над СП, ЮП и ЗШ средние месячные/ сезонные/ годовые значения числа облачных слоёв, тренды соответствующих аномалий, диапазоны внутригодовых изменений многолетних средних месячных значений числа ОС и трендов их аномалий существенно зависят от количества облаков (табл. 3.3.2.1–3.3.2.3, рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 в-к).

В слоях 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км амплитуды изменения среднегодовых значений числа облачных слоёв с разным количеством облаков для СП (0,6; 1,2; 0,8; 2,9 *n*) немного меньше, чем для ЮП (0,7; 1,3; 0,9; 3,3 *n*); для ЗШ они составляют 0,6; 1,2; 0,9; 3,0 *n* соответственно. Для ОС среднего яруса над обоими полушариями и ЗШ они максимальны, а для ОС нижнего яруса минимальны.

Многолетние средние месячные/ сезонные/ годовые значения числа облачных слоёв и тренды соответствующих аномалий для малооблачных и сплошных ОС существенно больше, чем для ОС рассеянной и разорванной облачности во всех изучаемых слоях атмосферы над территорией обоих полушарий и ЗШ; с возрастанием количества облаков от 0–20 до 60–80 % покрытия небосвода они убывают, для сплошных ОС они возрастают (табл. 3.3.2.1–3.3.2.3, рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 в-к).

Соотношение среднегодовых значений числа малооблачных и сплошных облачных слоёв и соответствующих трендов зависит от слоя атмосферы и рассматриваемых широт. Для обоих полушарий и ЗШ в слоях 2–6, 6–10 и 0–10 км среднегодовые значения числа малооблачных ОС максимальны; в слое 0–2 км это утверждение справедливо для ЮП, а для СП и ЗШ среднегодовые значения числа малооблачных и сплошных ОС равны. Различия среднегодовых значений числа малооблачных и сплошных ОС в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над СП составляют 0,0; 0,6; 0,2; 1,3 *n*, над ЮП – 0,1; 0,7; 0,2; 1,8 *n* и над ЗШ – 0,0; 0,6; 0,3; 1,4 *n*.

Тренды аномалий среднегодовых значений числа малооблачных облачных слоёв больше, чем для числа сплошных облачных слоёв в слоях 2–6 и 0–10 км для обоих полушарий и ЗШ, различие составляет для СП 0,009 и 0,014 *n*/10 лет, для ЮП – 0,002 и 0,005 *n*/10 лет, для ЗШ – 0,005 и 0,007 *n*/10 лет соответственно. В слоях 0–2 и 6–10 км над СП они равны, над ЮП тренды для малооблачных ОС меньше, чем для сплошных ОС, на 0,001 и 0,003 *n*/10 лет; в слое 0–2 км над ЗШ они совпадают, а в слое 6–10 км тренды для малооблачных ОС меньше, чем для сплошных ОС, на 0,002 *n*/10 лет. Для слоёв атмосферы 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км амплитуды изменения трендов аномалий среднегодовых значений числа ОС с разным количеством облаков составляют для СП 0,005; 0,015; 0,007; 0,028 *n*/10 лет, для ЮП – 0,007; 0,011; 0,010; 0,024 *n*/10 лет, для ЗШ – 0,005; 0,012; 0,008; 0,021 *n*/10 лет. Видно, что амплитуды изменения трендов аномалий среднегодовых значений числа ОС с разным количеством облаков в среднем ярусе над СП больше, чем над ЮП, а в нижнем и верхнем ярусах над ЮП больше, чем над СП.

Диапазоны изменений многолетних средних месячных значений числа облачных слоёв с учётом количества облаков и их амплитуды (приведены в скобках) для СП, ЮП и ЗШ составляют (n):

- в слое 6–10 км – 1,09–2,00 (0,91); 1,09–2,05 (0,96); 1,09–2,00 (0,91);
- в слое 2–6 км – 1,07–2,35 (1,28); 1,07–2,45 (1,38); 1,07–2,38 (1,31);
- в слое 0–2 км – 1,03–1,64 (0,61); 1,03–1,72 (0,69); 1,03–1,66 (0,63);
- в слое 0–10 км – 1,19–4,21 (3,02); 1,19–4,60 (3,41); 1,19–4,36 (3,17).

В изучаемых слоях атмосферы амплитуды изменения многолетних средних месячных значений числа облачных слоёв с учётом количества облаков для ЮП больше, чем для СП, за счёт больших максимальных значений соответствующих диапазонов изменения; для среднего яруса, в сравнении с нижним и верхним ярусами, амплитуды максимальны для обоих полушарий и ЗШ.

Для трендов аномалий многолетних средних месячных числа облачных слоёв с учётом количества облаков диапазоны изменений и их амплитуды для СП и ЮП и ЗШ составляют ($n/10$ лет):

- в слое 6–10 км – 0,001–0,011 (0,010); 0,003–0,014 (0,011); 0,002–0,011 (0,009);
- в слое 2–6 км – 0,001–0,018 (0,017); 0,002–0,013 (0,011); 0,001–0,014 (0,013);
- в слое 0–2 км – 0,001–0,007 (0,006); 0,001–0,007 (0,006); 0,001–0,006 (0,005);
- в слое 0–10 км – 0,002–0,033 (0,031); 0,004–0,029 (0,025); 0,003–0,026 (0,023).

Видно, что в слое 0–2 км диапазоны и амплитуды изменений трендов аномалий многолетних средних месячных значений числа ОС с учётом количества облаков для СП и ЮП совпадают; в слоях 2–6 и 0–10 км соответствующие амплитуды изменений трендов для СП больше, чем для ЮП, а в слое 6–10 км, наоборот, они для СП меньше, чем для ЮП; для СП в слоях 2–6 и 0–10 км максимальные значения диапазонов изменения больше, а минимальные – меньше, чем для ЮП, в слое 6–10 км для СП минимальные и максимальные значения диапазонов изменения трендов меньше, чем для ЮП.

Максимальные многолетние средние сезонные и месячные значения числа облачных слоёв с малым и сплошным покрытием небосвода

В случаях малой облачности максимальные средние месячные значения во всех изучаемых слоях атмосферы над территорией Северного полушария меньше, чем над территорией Южного полушария (табл. 3.3.2.1 и 3.3.2.2); для СП, ЮП и ЗШ они определены в следующие месяцы (рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 в):

- в слое 6–10 км – с сентября по январь; с июня по август; в сентябре;
- в слое 2–6 км – в августе; в марте и апреле; в августе и сентябре;
- в слое 0–2 км – с декабря по февраль; с ноября по январь; в декабре и январе;
- в слое 0–10 км – в августе; в сентябре; в августе.

Максимальные средние сезонные значения числа малооблачных ОС над территорией Северного полушария и земного шара зафиксированы в слое 0–2 км зимой; в слоях 2–6 и 0–10 км – летом; в слое 6–10 км – зимой и осенью; над территорией Южного полушария в слое 0–2 км – местным летом; в слое 2–6 км – весной, в слоях 6–10 и 0–10 км – зимой (рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 в).

Для случаев облачных слоёв сплошной облачности максимальные средние месячные значения в слоях 0–2 и 0–10 км над территорией Северного полушария больше, чем над территорией Южного полушария; в слое 2–6 км, наоборот, над СП меньше, чем над ЮП, в слое 6–10 км – они совпадают (табл. 3.3.2.1 и 3.3.2.2). Для Северного и Южного полушарий, и для земного шара они определены, соответственно, в следующие месяцы (рис. 3.3.2.1–3.3.2.3):

- в слое 6–10 км – в декабре и январе; в апреле; в декабре и январе;
- в слое 2–6 км – в октябре и ноябре; в январе; в декабре и январе;
- в слое 0–2 км – в декабре и январе; в июле; в декабре и январе;
- в слое 0–10 км – в декабре; в марте; в декабре и январе.

Максимальные средние сезонные значения числа сплошных облачных слоёв (рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 и) над земным шаром зафиксированы во всех изучаемых слоях зимой, над территорией Северного полушария – в слоях 0–2, 6–10 и 0–10 км – зимой, а в слое 2–6 км – осенью; над территорией Южного полушария они определены в слое 0–2 км – местной зимой; в слое 2–6 км – летом, в слоях 6–10 и 0–10 км – осенью.

***Максимальные тренды аномалий средних сезонных
и месячных значений числа облачных слоёв с малым и сплошным
покрытием небосвода***

Тренды аномалий средних сезонных значений числа облачных слоёв малой облачности во всех изучаемых слоях атмосферы над территорией Северного полушария максимальны в тёплый сезон; над территорией Южного полушария в слоях 0–2, 6–10 и 0–10 км тренды максимальны также в тёплый сезон, а в слое 2–6 км – местной осенью (рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 г). Максимальные значения трендов аномалий средних месячных значений числа ОС малой облачности в слоях 0–2 и 6–10 км над территориями СП и ЮП совпадают, для слоёв 2–6 и 0–10 км они над территорией Северного полушария больше, чем над территорией Южного полушария; согласно данным табл. 3.3.2.1–3.3.2.3 и рис. 3.3.2.1–3.3.2.3 г для СП, ЮП и ЗШ они определены в следующие месяцы:

- в слое 6–10 км – в июле, ноябре, июле;
- в слое 2–6 км – в июле, мае, июле;
- в слое 0–2 км – в июне, декабре, июне;
- в слое 0–10 км – в июле, декабре, июле.

Максимальные тренды аномалий средних сезонных значений числа сплошных облачных слоёв над территорией Северного полушария в слое 0–2 км зафиксированы весной, в слоях 2–6 и 0–10 км – в холодный сезон; в слое 6–10 км – в тёплый сезон; над территорией Южного полушария они видны

в слоях 0–2 и 0–10 км местной осенью; в слое 2–6 км – в тёплый сезон; в слое 6–10 км – местной весной. Для СП максимальные тренды аномалий средних месячных значений числа сплошных облачных слоёв в изучаемых слоях атмосферы меньше, чем для ЮП. Максимальные значения трендов аномалий средних месячных значений числа сплошных облачных слоёв для Северного, Южного полушария и земного шара зафиксированы в следующие месяцы:

- в слое 6–10 км – в июле, сентябре, июле;
- в слое 2–6 км – в январе, декабре, январе;
- в слое 0–2 км – в мае, апреле, апреле;
- в слое 0–10 км – в декабре, ноябре, декабре.

3.3.3. Сравнение многолетних средних числа облачных слоёв и трендов их аномалий с результатами, полученными с использованием других платформ наблюдения, с изменением характеристик радиозондирования

Представленные оценки средних многолетних значений числа ОС различного масштаба осреднения согласуются с данными самолётного зондирования атмосферы, радаров, с оценками, полученными с использованием свободных аэростатов и по данным радиозондирования [54, 147, 511]. В частности, по данным самолётного зондирования [54, 147] примерное постоянство распределения расслоённости облаков в течение года отмечено А.М. Барановым и А.М. Боровиковым; по результатам исследований Л.П. Упоровой число облачных слоёв может достигать 8 слоёв. Слоистая структура атмосферы, в которой зоны высокой и низкой относительной влажности чередуются с ростом высоты, их количество может достигать 10–12, была зарегистрирована с использованием свободных аэростатов при помощи аттестованных прецизионных малоинерционных приборов М.Б. Фридзоном [123, 147]. По данным радиозондирования с использованием для определения облачных слоёв некоторого критического значения влажности их число достигало 5 слоёв, а по данным приблизительно синхронных измерений радаров – 4 слоя [511].

Различия в оценках числа ОС могут быть обусловлены различиями методик определения облачных слоёв и расчёта, периодов наблюдений, периодичности и регулярности наблюдений [7, 54, 140, 147] и, видимо, региона исследования. Анализ результатов восстановления ОС с использованием СЕ-метода, наземных наблюдений за облаками, данных самолётного зондирования, данных радара и лидара показал, что СЕ-метод детектирует фиксируемые при наземных наблюдениях ОС и влажные слои, из которых будут или не будут формироваться облака в течение ближайших часов (они будут зафиксированы после формирования, обычно радаром), и влажные слои, оставшиеся после растекания облаков (они фиксируются прибором для определения изображения облачных частиц при самолётном зондировании) [7, 142, 220].

К возможным причинам определённых изменений числа ОС, восстановленных по вертикальным радиозондовым профилям температуры и влажности, следует отнести зафиксированные по данным наблюдений климатические

изменения температуры и влажности на уровне земли и в атмосфере [5, 8, 53, 74, 108–111, 164, 166, 168, 268, 312, 413, 414], количества облачности и повторяемости её различных форм [130, 254, 255, 462, 463, 490]. С точки зрения долгопериодных изменений характеристик радиозондирования в исторических аэрологических массивах, обусловленных развитием системы радиозондовых наблюдений [57, 141, 170, 220, 260, 267, 268, 273, 372, 437], следует отметить, что при исследовании на основе данных радиозондовых измерений, проводимых на 58 российских и зарубежных аэрологических станциях за 1964–2019 гг., авторами было установлено, что увеличение числа передаваемых уровней в аэрологической телеграмме, сопровождающееся уменьшением расстояния между уровнями зондирования, является необходимым, но не достаточным условием увеличения числа ОС, определённых с использованием СЕ-метода [141]; согласно [8, 141] в слое 0–10 км над уровнем земли число восстановленных ОС с толщиной не менее 50 м не превышало 20 слоёв.

Выводы

Для СП, ЮП и ЗШ представлены новые знания о вертикальной структуре восстановленных облачных слоёв, а именно о внутригодовых изменениях многолетних средних значений их числа различного временного масштаба осреднения (месяца, сезона) и трендов соответствующих аномалий в атмосферном слое от поверхности земли до высоты 10 км на основе данных радиозондовых измерений за 1964–2018 гг. и использования СЕ-метода определения границ и количества облаков по профилям температуры и влажности.

Для числа облачных слоёв с количеством облаков 0–100 % покрытия небосвода показано, что их средние значения и тренды соответствующих аномалий зависят от яруса облачности: для каждого месяца (сезона) и года они максимальны для среднего яруса и минимальны – для нижнего яруса для обоих полушарий и земного шара; для Северного и Южного полушарий в каждом изучаемом атмосферном слое 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км многолетние средние месячные (сезонные) значения числа облачных слоёв и тренды соответствующих аномалий различаются мало; максимальные тренды аномалий в слоях атмосферы 2–6, 6–10 и 0–10 км определены в тёплый сезон.

За 1964–2018 гг. изменения среднегодовых значений числа облачных слоёв с количеством облаков 0–100 % покрытия небосвода в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над Северным и Южным полушариями и земным шаром составили приблизительно: 0,050; 0,105; 0,077; 0,237 *n*; 0,055; 0,088; 0,083; 0,231 *n* и 0,044; 0,088; 0,072; 0,198 *n*.

Анализ результатов с учётом количества облаков показал, что для изучаемых слоёв атмосферы над Северным и Южным полушариями, земным шаром в целом средние многолетние значения числа облачных слоёв для всех месяцев, сезонов, года и тренды соответствующих аномалий зависят от количества облаков: для малооблачных и сплошных ОС они существенно больше, чем для ОС рассеянной и разорванной облачности. Соотношение среднегодовых значений числа малооблачных и сплошных облачных слоёв, и соответствующих трендов зависит от слоя атмосферы и рассматриваемых широт.

ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ОБЛАЧНЫХ СЛОЁВ И ИХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ПО ДАННЫМ СТАНЦИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

4.1. Оценки параметров вертикальной макроструктуры облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы на аэрологических станциях Глобальной системы наблюдений за климатом территории Российской Федерации за 1964–2017 гг.

Актуальность изучения вертикальной структуры атмосферы, в частности вертикальной структуры облачности, по данным наблюдений обусловлена важностью знаний о ней для оценок радиационной энергетики атмосферы, условий распространения электромагнитных волн, обеспечения работы авиации [7, 8, 16, 23, 54, 123]. Исследование параметров вертикальной макроструктуры облачности, восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности, вызывает большой интерес, так как данные радиозондовых наблюдений плотно покрывают территорию земного шара и собраны за достаточно длинный период [7, 8, 139, 146, 147, 221, 250, 260, 374, 397, 418].

Предметом исследования в данной работе является вертикальная макроструктура облачных слоёв с количеством облачности 0–100% поверхности небосвода, восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности с помощью СЕ-метода [7, 142, 222], в слое от уровня земли до высоты 10 км. Рассмотрен вопрос о внутригодовой изменчивости параметров ОС в пространстве и времени для аэрологических станций ГСНК (Глобальной системы наблюдений за климатом), расположенных на территории европейской части Российской Федерации, Западно-Сибирского района (ЗСР) и Восточно-Сибирского района (ВСР) РФ, за 1964–2017 гг. В качестве параметров облачных слоёв выбраны их повторяемость (Fr), число слоёв (NL), суммарная толщина (Th), высоты нижней ($H_{не}$) и верхней ($H_{ве}$) границ.

4.1.1. Данные и методы исследования

В качестве информационной базы для изучения вертикальной макроструктуры параметров облачных слоёв были использованы данные из массива радиозондовых наблюдений КАРДС (CARDS, Comprehensive Aerological Reference Dataset) [260], дополненного текущими наблюдениями из массивов АЭРОСТАБ [4] и АЭРОСТАС [99]. Предварительно постанционные данные прошли процедуру комплексного контроля качества [6], были

проверены на наличие и полноту. Для расчётов использованы данные 12 аэрологических станций ГСНК, расположенных в разных районах РФ (табл. 4.1.1.1), в широтно-долготных пределах 51,70–73,50° с.ш. и 40,50–158,58° в.д. Представлены как континентальные, так и прибрежные станции. На всех станциях проводились регулярные двусрочные наблюдения в 0 и 12 ч ВСВ (ниже указано Всемирное скоординированное время).

Таблица 4.1.1.1

Список 12 аэрологических станций ГСНК, расположенных в разных районах Российской Федерации, и данные которых были использованы при исследовании облачных слоёв. 1964–2017 гг. *N* – число радиозондирований

Район РФ	Название	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	<i>N</i>
Европейская часть РФ	Архангельск	64,58	40,50	37094
	Нижний Новгород	56,27	44,00	35169
	Оренбург	51,70	55,10	33000
Западно-Сибирский район РФ	Остров Диксон	73,50	80,42	29909
	Туруханск	65,78	87,95	34731
	Ивдель	60,68	60,43	30819
	Омск	54,93	73,40	35972
	Хакасская	53,77	91,32	31798
Восточно-Сибирский район РФ	Киренск	57,77	108,12	33345
	Верхоянск	67,55	133,38	33197
	Охотск	59,37	143,20	31742
	Петропавловск-Камчатский	53,08	158,58	36603

Для определения границ и количества облачности использовался СЕ-метод определения границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности.

В [7, 142, 222, 374] представлены разные аспекты апробации СЕ-метода. Результаты, полученные с помощью СЕ-метода, отражают наличие отдельных облачных слоёв и безоблачных прослоек [7, 142, 220–222, 374], что позволяет объективно оценить их число, толщину, границы, повторяемость.

Расчёты выполнены для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли для повторяемости облачных слоёв, их числа, суммарной толщины, высоты нижней и верхней границ. Первые три слоя соответствуют классическому разделению облаков на нижний, средний и верхний ярусы в зависимости от расположения их нижней границы. За количество облачности в каждом изучаемом атмосферном слое принимается максимальное количество облачности в облачных слоях, границы которых лежат внутри соответствующих диапазонов высоты.

При расчёте статистических характеристик параметров облачных слоёв были использованы только те зондирования, при которых имелись данные как для температуры, так и для влажности в слое 0–10 км. Так как во время

зондирования облачность могла отсутствовать, в расчёты включены только месяцы, содержащие не менее 10 зондирований с одним или более ОС.

Для изучения долгопериодной внутригодовой пространственно-временной изменчивости вертикальной структуры облачных слоёв были рассчитаны многолетние средние значения перечисленных выше параметров ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для месяцев, сезонов и года в целом для территории РФ и её районов.

При рассмотрении ОС с фиксированным количеством облачности допускалось существование других ОС. При расчётах учитывались облачные слои, определённые с помощью СЕ-метода, толщиной не менее 50 метров.

Сглаживание средних месячных/ сезонных статистических характеристик ОС проведено по трём точкам с удвоенным весом центральной точки.

4.1.2. Долгопериодные внутригодовые пространственно-временные изменения параметров вертикальной макро-структуры облачных слоёв

В качестве примера долгопериодных внутригодовых пространственно-временных изменений вертикальной макроструктуры облачных слоёв ниже показаны сглаженные многолетние средние значения для высот верхней и нижней границ, суммарной толщины, числа ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода (рис. 4.1.2.1) и повторяемости ОС с разным количеством облачности (рис. 4.1.2.2) в изучаемых атмосферных слоях для каждого месяца, сезона и за год в целом для станций, расположенных в разных районах РФ.

В табл. 4.1.2.1 приведены диапазоны изменений средних сезонных стационарных значений параметров облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и соответствующих среднеквадратических отклонений для атмосферного слоя 0–10 км над аэрологическими станциями ГСНК территории РФ.

Таблица 4.1.2.1

Диапазоны изменений средних сезонных стационарных значений (Δ) числа (N_L), суммарной толщины (Th), высот верхней ($H_{вг}$) и нижней ($H_{нг}$) границ облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и соответствующих среднеквадратических отклонений ($\Delta\sigma$) для атмосферного слоя 0–10 км над аэрологическими станциями ГСНК территории РФ за 1964–2017 гг.

Параметр ОС	Зима		Весна		Лето		Осень	
	Δ	$\Delta\sigma$	Δ	$\Delta\sigma$	Δ	$\Delta\sigma$	Δ	$\Delta\sigma$
Th , км	2,4–2,7	0,8–0,9	2,5–2,7	0,8–0,9	2,5–2,7	0,8–0,9	2,5–2,6	0,8–0,9
$H_{вг}$, км	9,2–9,3	0,8–1,1	9,3–9,4	0,8–1,1	9,1–9,4	1,0–1,4	9,2–9,5	0,8–1,2
$H_{нг}$, км	0,7–1,3	0,9–1,9	0,7–1,1	0,8–1,9	0,6–1,2	0,8–1,9	0,7–1,2	0,8–1,9
N_L , n	4,8–6,0	1,7–2,3	4,7–6,0	1,6–2,4	4,6–6,0	1,7–2,5	4,8–6,0	1,7–2,4

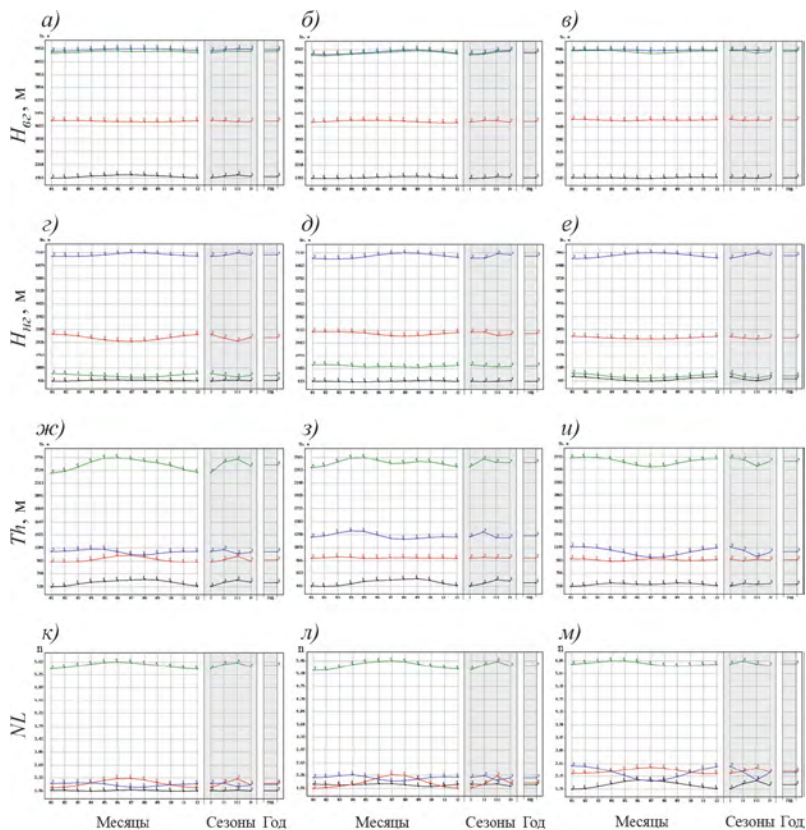


Рис. 4.1.2.1. Многолетние средние значения параметров вертикальной макроструктуры облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в изучаемых атмосферных слоях: а)–в) – высота верхней границы, $H_{вг}$, м; г)–е) – высота нижней границы $H_{нз}$, м; ж)–и) – суммарная толщина, Th , м; к)–м) – число слоёв, NL , п, для каждого месяца (1, ..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль; II – март, апрель, март; III – июнь, июль, август; IV – сентябрь, октябрь, ноябрь) и за год, полученные на основе данных радиозондирования на станциях Архангельский (а, г, ж, к), о. Диксон (б, д, з, л) и Петропавловск-Камчатский (в, е, и, м) за 1964–2017 гг. Линии 1 (чёрные) – для слоя 0–2 км; 2 (красные) – 2–6 км; 3 (синие) – 6–10 км; 4 (зелёные) – 0–10 км над уровнем земли.

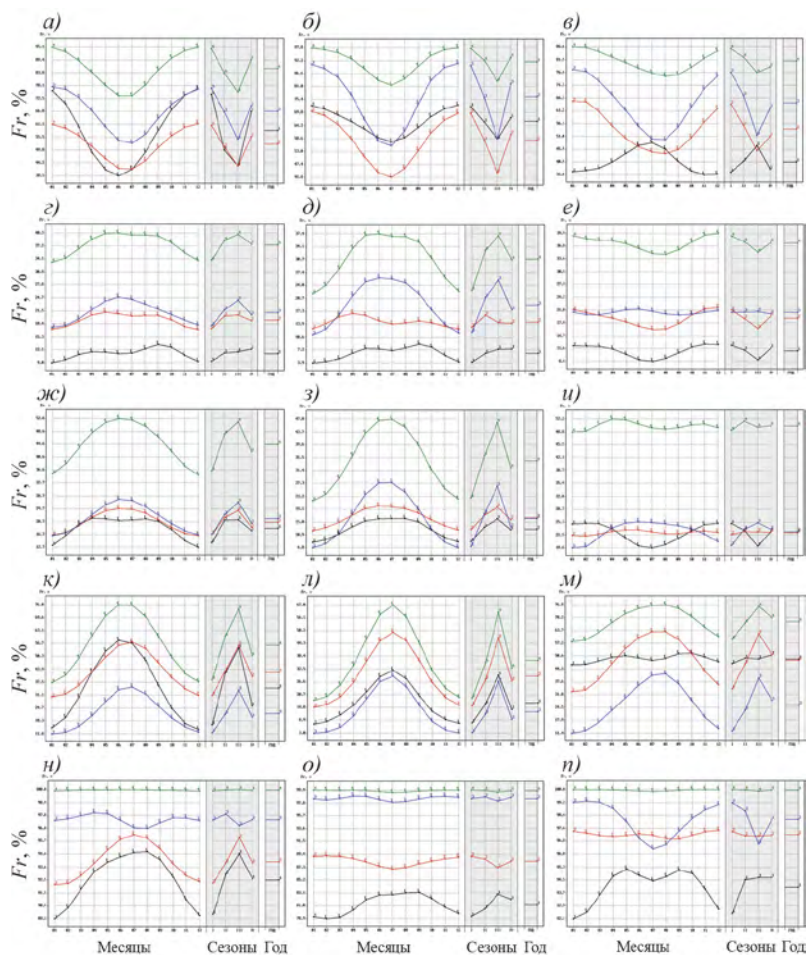


Рис. 4.1.2.2. Многолетние средние значения для повторяемости облачных слоёв с количеством облачности 80–100 % (а–е), 60–80 % (ж–е), 20–60 % (ж–и), 0–20 % (к–м), 0–100 % (н–п) поверхности небосвода в изучаемых атмосферных слоях для каждого месяца, сезона и за год, полученные на основе данных радиозондирования на станциях Архангельск (а, г, ж, к, н), Диксон (б, д, з, л, о) и Петропавловск-Камчатский (в, е, и, м, п) за 1964 – 2017 гг. Линии 1 (чёрные) – для слоя 0–2 км; 2 (красные) – 2–6 км; 3 (синие) – 6–10 км; 4 (зелёные) – 0–10 км над уровнем земли.

Для территории РФ средние сезонные стационарные значения параметров облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слое 0–10 км изменяются в следующих пределах: для суммарной толщины – 2,4–2,7 км, высот верхней и нижней границ – 9,1–9,5 км и 0,6–1,3 км, числа ОС – 4,6–6,0 *n*, а соответствующие среднеквадратические отклонения – 0,8–0,9 км, 0,8–1,4 км, 0,8–1,9 км и 1,6–2,5 *n* (табл. 4.1.2.1, рис. 4.1.2.1). Для сезонов диапазоны изменений средних значений и среднеквадратических отклонений для суммарной толщины, высот верхней и нижней границ, числа ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слое 0–10 км различаются мало.

Полученные ранее [139] на основе глобальных данных радиозондирования для января и июля за 1964–1998 гг., диапазоны региональных изменений, средних значений и среднеквадратических отклонений параметров ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км составляют: для суммарной толщины 1,2–3,1 и 0,6–1,3 км, для высоты верхней границы 7,5–9,4 и 0,7–1,5 км, для нижней границы 0,2–1,3 км соответственно. Представленные по территории РФ за период 1964–2017 гг. результаты для сезонов для суммарной толщины и границ ОС (табл. 4.1.2.1) согласуются с результатами работы [139].

В соответствии с данными, полученными на базе массива сетевого самолётного зондирования на территории СССР за 1957–1963 гг. толщина облачных слоёв в 2 – 5 раз меньше толщины безоблачных слоёв [54, 139]. Данные о суммарной толщине ОС в табл. 4.1.2.1 и полученные на основе массива самолётного зондирования согласуются.

Согласно результатам работы [147], полученным по данным радиозондирования за 1964–2014 гг. на станциях, расположенных в Российской Арктике и средних широтах ЕТ РФ, диапазон внутригодовых изменений среднемесячных значений числа ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км составляет 5,1–6,2 *n*. Для территории РФ средние сезонные стационарные значения числа ОС и соответствующие среднеквадратические отклонения изменяются в диапазонах 4,6–6,0 и 1,6–2,4 *n* соответственно; диапазоны их изменений от сезона зависят мало (табл. 4.1.2.1).

По данным о вертикальной структуре облачности, полученным на основе самолётного зондирования А.М. Боровиковым, А.А. Федоровой и Л.П. Упоровой, максимальное число ОС составляло 6–8 слоёв; А.М. Барановым для фронтальной облачности и А.М. Боровиковым для облачности, рассматриваемой независимо от синоптических условий, было отмечено примерное постоянство распределения расслоённости облаков в течение года [54]. Сравнение вертикальной структуры ОС, определённых на основе данных радиозондирования с использованием некоторого критического значения относительной влажности и с использованием радаров за многолетний период, показало: максимальное число ОС, определённых по данным радиозондирования, составляло 5 *n*, по данным измерения радаров – 4 *n* [147, 511]. Полученные данные о числе ОС согласуются с результатами [54, 147, 511].

В табл. 4.1.2.2 приведены диапазоны изменений средних сезонных станционных значений суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода с учётом яруса и соответствующих среднеквадратических отклонений для территории РФ, её районов.

Таблица 4.1.2.2

Диапазоны изменений средних сезонных станционных значений (Δ) суммарной толщины облачных слоёв и соответствующих среднеквадратических отклонений (Δσ) для различных атмосферных слоёв над аэрологическими станциями ГСНК территории РФ и её районов за 1964–2017 гг.

Район РФ	Зима		Весна		Лето		Осень	
	Δ, км	Δσ, км	Δ, км	Δσ, км	Δ, км	Δσ, км	Δ, км	Δσ, км
6–10 км								
ЕЧ	1,1–1,2	0,5–0,6	1,1–1,2	0,5–0,6	1,0–1,1	0,5–0,6	1,1–1,2	0,5–0,6
ЗСР	1,1–1,3	0,5–0,6	1,1–1,3	0,5–0,6	1,1–1,2	0,5–0,6	1,1–1,2	0,5–0,6
ВСР	1,2–1,3	0,5–0,6	1,2–1,3	0,5–0,6	1,0–1,1	0,5–0,6	1,1–1,2	0,5–0,6
РФ	1,1–1,3	0,5–0,6	1,1–1,3	0,5–0,6	1,0–1,2	0,5–0,6	1,1–1,2	0,5–0,6
2–6 км								
ЕЧ	0,9–1,0	0,5	0,9–1,0	0,5	1,0–1,1	0,5	0,9–1,0	0,5
ЗСР	0,9–1,0	0,5–0,6	0,9–1,1	0,5–0,6	0,9–1,2	0,5–0,6	0,9–1,1	0,5–0,6
ВСР	0,9–1,0	0,5	1,0–1,1	0,5–0,6	1,0–1,1	0,5–0,6	0,9–1,0	0,5
РФ	0,9–1,0	0,5–0,6	0,9–1,1	0,5–0,6	0,9–1,2	0,5–0,6	0,9–1,1	0,5–0,6
0–2 км								
ЕЧ	0,5–0,6	0,3	0,5–0,6	0,3–0,4	0,6–0,7	0,3–0,4	0,6–0,7	0,3–0,4
ЗСР	0,4–0,5	0,2–0,3	0,5–0,6	0,3–0,4	0,6–0,7	0,3–0,4	0,5–0,6	0,3–0,4
ВСР	0,4–0,6	0,2–0,3	0,5–0,6	0,3–0,4	0,5–0,6	0,3–0,4	0,5–0,6	0,3–0,4
РФ	0,4–0,6	0,2–0,3	0,5–0,6	0,3–0,4	0,5–0,6	0,3–0,4	0,5–0,7	0,3–0,4

Диапазоны региональных изменений, полученные на основе глобальных данных радиозондирования для января и июля за 1964–1998 гг., средних значений суммарной толщины облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10 км согласно [139] составляют: 0,4–1,1; 0,7–1,8 и 0,6–1,6 км и среднеквадратических отклонений 0,2–0,6; 0,4–0,8; 0,4–0,8 км соответственно. Данные табл. 4.1.2.2 и рис. 4.1.2.1ж–4.1.2.1и согласуются с этими результатами.

По данным о вертикальной макроструктуре облачности, полученным на базе массива сетевого самолётного зондирования на территории СССР за 1957–1963 гг. [54, 139], толщина всех форм облаков отличается значительной изменчивостью и среднеквадратические отклонения толщины облачных слоёв близки к средним значениям соответствующих форм облаков. Результаты расчётов для ОС в разных ярусах (табл. 4.1.2.2) качественно согласуются с этими данными.

В табл. 4.1.2.3 представлены диапазоны изменений средних сезонных станционных значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода с учётом яруса облачности для

территории РФ и её районов, а также соответствующие среднеквадратические отклонения.

Диапазоны внутригодовых изменений средних сезонных значений числа облачных слоёв с учётом яруса составляют:

- в верхнем ярусе для всех станций 1,9–2,5 n , для станций в ЕЧ, ЗСР и ВСР РФ – 2,0–2,3; 1,9–2,2; 1,9–2,5 n ;
- в среднем ярусе для всех станций 1,8–2,5 n , для станций в ЕЧ, ЗСР и ВСР РФ – 2,1–2,5; 1,8–2,4; 1,9–2,5 n ;
- в нижнем ярусе для всех станций 1,5–2,1 n , для станций в ЕЧ, ЗСР и ВСР РФ – 1,7–2,1; 1,5–2,1; 1,6–2,1 n .

Амплитуда внутригодовой изменчивости средних сезонных значений числа ОС составляет в верхнем, среднем и нижнем ярусах для всех станций 0,2–0,4; 0,4–0,5; 0,4–0,5 n , для всех ярусов – 0,2–0,5 n .

Диапазоны внутригодовых изменений среднеквадратических отклонений числа ОС для всех станций составляют в верхнем, среднем и нижнем ярусах 0,8–1,0; 0,8–1,3 и 0,6–1,0 n соответственно.

Таблица 4.1.2.3

Диапазоны изменений средних сезонных стационарных значений (Δ) числа, N_L (n), облачных слоёв и соответствующих среднеквадратических отклонений ($\Delta\sigma$) для различных атмосферных слоёв над аэрологическими станциями ГСНК территории РФ и её районов за 1964–2017 гг.

Район РФ	Зима		Весна		Лето		Осень	
	Δ	$\Delta\sigma$	Δ	$\Delta\sigma$	Δ	$\Delta\sigma$	Δ	$\Delta\sigma$
6–10 км								
ЕЧ	2,1–2,3	0,9–1,0	2,1–2,2	0,9–1,0	2,0–2,1	0,9–1,0	2,0–2,2	0,9–1,0
ЗСР	2,1–2,2	0,9	2,1–2,2	0,8–1,0	1,9–2,1	0,8–1,0	2,0–2,2	0,8–0,9
ВСР	2,2–2,5	0,9–1,0	2,2–2,3	0,9–1,0	1,9–2,1	0,8–1,0	2,1–2,3	0,9–1,0
РФ	2,1–2,5	0,9–1,0	2,1–2,3	0,8–1,0	1,9–2,1	0,8–1,0	2,0–2,3	0,8–1,0
2–6 км								
ЕЧ	2,1–2,2	1,0–1,1	2,2–2,3	1,1	2,3–2,5	1,1–1,3	2,1–2,4	1,1
ЗСР	1,8–2,1	0,8–1,0	1,9–2,2	0,8–1,0	2,1–2,4	0,9–1,1	1,9–2,3	0,9–1,0
ВСР	1,9–2,3	0,8–1,0	2,0–2,4	0,9–1,1	2,2–2,5	1,0–1,2	2,0–2,3	0,9–1,1
РФ	1,8–2,3	0,8–1,1	1,9–2,4	0,8–1,1	2,1–2,5	0,9–1,3	1,9–2,4	0,9–1,1
0–2 км								
ЕЧ	1,9–2,1	0,9	1,8–2,0	0,8–0,9	1,7–2,0	0,8–0,9	1,9–2,0	0,9
ЗСР	1,6–2,1	0,7–0,9	1,5–2,0	0,7–0,9	1,5–2,0	0,6–1,0	1,6–2,0	0,7–0,9
ВСР	1,6–1,9	0,7–0,9	1,6–2,0	0,7–0,9	1,7–2,1	0,7–0,9	1,7–2,0	0,7–0,9
РФ	1,6–2,1	0,7–0,9	1,5–2,0	0,7–0,9	1,5–2,0	0,6–1,0	1,6–2,0	0,7–0,9

Согласно данным табл. 4.1.2.3, сезонные и региональные различия для диапазонов изменений средних сезонных и среднеквадратических отклонений числа ОС каждого яруса существенны.

В [147] для 13 станций в Арктике РФ и в средних широтах ЕЧ РФ за 1964–2014 гг. диапазоны внутригодовых изменений среднемесячных

значений числа ОС составляют в верхнем, среднем и нижнем ярусах 1,9–2,4; 1,9–2,5 и 1,7–2,1 п соответственно, что согласуются с данными табл. 4.1.2.3.

В табл. 4.1.2.4 приведены диапазоны изменений средних сезонных и годовых станционных значений повторяемости облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода с учётом атмосферного слоя для территории РФ и её районов.

Таблица 4.1.2.4

Диапазоны изменений сезонных станционных значений повторяемости, %, облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в разных атмосферных слоях над аэрологическими станциями ГСНК территории РФ и её районов за 1964–2017 гг.

Район РФ	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
0–10 км					
ЕЧ	99,9	99,9–100	99,9–100	99,9	99,9–100
ЗСР	99,9–100	99,9–100	99,6–99,9	99,8–100	99,8–100
ВСР	99,9–100	100	99,9–100	100	100
РФ	99,9–100	99,9–100	99,6–100	99,8–100	99,8–100
6–10 км					
ЕЧ	97,5–98,1	97,2–97,9	96,0–97,0	96,6–97,5	96,9–97,5
ЗСР	98,1–98,6	97,4–98,9	95,1–98,2	97,3–98,8	97,1–98,6
ВСР	98,9–99,2	98,2–98,9	94,8–97,2	97,5–98,7	97,3–98,4
РФ	97,5–99,2	97,2–98,9	94,8–98,2	96,6–98,8	96,9–98,6
2–6 км					
ЕЧ	92,3–93,4	94,0–95,3	96,0–97,7	93,9–95,2	94,0–95,4
ЗСР	89,1–94,0	88,7–95,4	87,3–97,5	88,3–95,3	88,3–95,6
ВСР	90,2–97,4	93,1–97,2	96,1–97,6	92,1–97,2	92,9–97,2
РФ	89,1–97,4	88,7–97,2	87,3–97,7	88,3–97,2	88,3–97,2
0–2 км					
СЕР	89,7–93,4	91,5–93,0	89,0–94,7	92,3–93,7	91,7–92,5
ЗСР	79,2–92,2	80,5–93,0	82,9–95,3	82,0–93,4	81,2–93,2
ВСР	79,7–92,4	85,2–94,5	87,4–94,6	83,8–94,6	84,5–94,0
РФ	79,2–93,4	80,5–94,5	82,9–95,3	82,0–94,6	81,2–94,0

Согласно данным табл. 4.1.2.4, осреднённая повторяемость расслоения в атмосферном слое 0–10 км на ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и прослойки между ними составляет за год в целом 99,8–100 % случаев с данными о температуре и влажности до высоты 10 км над территорией РФ в целом, и она мало зависит от сезона и района РФ (табл. 4.1.2.4, рис. 4.1.2.2н–4.1.2.2п). В слоях 0–2, 2–6, 6–10 км над территорией РФ за год в целом расслоение отмечается в 81,2–94,0; 88,3–97,2; 96,9–98,6 % случаев соответственно. Наименьшая повторяемость расслоения видна в нижнем ярусе над всеми районами и территорией РФ в целом во все сезоны и за год в целом. Наибольшая повторяемость расслоения видна в верхнем ярусе для всех районов зимой, весной, осенью и за год в целом

(табл. 4.1.2.4, рис. 4.1.2.2н–4.1.2.2п). Летом в ВСР видно (табл. 4.1.2.4, рис. 4.1.2.2п) слабое преобладание расслоения в среднем ярусе по сравнению с верхним ярусом. В каждом рассматриваемом атмосферном слое для всех районов и территории РФ диапазоны изменений средних значений повторяемости расслоения для сезонов различаются мало.

Количественные различия в оценках параметров ОС при сравнении результатов, изложенных выше и полученных другими авторами на основе данных самолётного зондирования, по данным измерения с помощью радаров могут быть объяснены различием методик определения слоёв облачности и расчёта, периодов наблюдений, периодичности и регулярности наблюдений [8, 54, 142], обобщением результатов на слой атмосферы 0–10 км. Также следует учитывать, что СЕ-метод детектирует влажные слои, из которых будут формироваться облака в течение ближайших нескольких часов (эти слои ещё 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 растекания (через несколько часов) и которые детектируются при самолётном зондировании с помощью прибора для определения изображения облачных частиц [8, 142, 147].

Выводы

С помощью СЕ-метода получены новые данные о вертикальной структуре атмосферы в слое 0–10 км, а именно о внутригодовой изменчивости в пространстве и времени параметров вертикальной макроструктуры ОС: их повторяемости, числа, высоты нижней и верхней границ, их суммарной толщины на основе данных радиозондирования на станциях ГСНК, расположенных на территории РФ, за 1964–2017 гг.

Показано, что региональные и сезонные различия диапазонов изменений среднемесячных/ среднесезонных значений параметров ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слое 0–10 км выражены мало. Они проявляются при рассмотрении параметров ОС в отдельных ярусах, а также с учётом количества облачности. Полученные результаты о рассмотренных параметрах ОС качественно согласуются с результатами, полученными авторами ранее, а также с результатами других авторов, полученными по данным самолётного зондирования, с помощью радаров.

4.2. Оценки числа облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы за 1964–2014 гг. на 16 российских станциях

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

электромагнитных волн, обеспечения работы авиации [7, 8, 28, 37, 38, 54, 123, 139, 142, 156, 222, 260, 263, 361, 374]. В частности, большое внимание уделяется изучению вертикальной структуры облачных слоёв, восстановленных по данным радиозондирования, с целью определения её долгопериодных характеристик [7, 8, 139, 142, 221, 418, 487, 488, 511]. Это объясняется тем, что данные радиозондирования собраны за достаточно длинный период наблюдений [6–8, 108, 221, 260]. В [8, 139] приведены глобальные оценки для границ и суммарной толщины облачных слоёв (ОС) за 1964–1998 гг., а также оценки границ, суммарной толщины и числа облачных слоёв для разных станций за 1964–2014 гг. Статистические характеристики получены с учётом количества облачности в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км.

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, определённые с помощью СЕ-метода [7, 142, 220, 222] по результатам измерений температуры и влажности, полученным с использованием радиозондов. Более детально, чем в [8, 139], рассмотрен вопрос о пространственно-временных изменениях числа ОС, восстановленных по данным радиозондирования атмосферы за 1964–2014 гг. на российских станциях, расположенных в разных широтах и климатических районах.

4.2.1. Данные и методы исследования

СЕ-метод использовался для определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности. В [7, 142, 220, 222, 374] рассмотрены разные аспекты апробации СЕ-метода. Результаты, полученные с помощью СЕ-метода, отражают наличие отдельных облачных слоёв и безоблачных прослоек [7, 142, 222], что позволяет объективно оценить число ОС.

В качестве информационной базы использовались данные российских станций, расположенных в разных широтах земного шара, за 1964–2014 гг. из глобального массива радиозондовых наблюдений CARDS (Comprehensive Aerological Reference Dataset) [6, 260], пополненного текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [4] и АЭРОСТАС [99]. Период расчётов выбран с 1964 года, так как на глобальной аэрологической сети данных радиозондовых наблюдений в Южном полушарии в конце 1950-х – начале 1960-х годов недостаточно для климатических расчётов [108]. Предварительно данные аэрологических станций, прошедшие процедуру комплексного контроля качества [6], были проверены на наличие и полноту. Основное внимание было уделено полярным станциям. В результате анализа были отобраны станции в разных широтных зонах и климатических регионах с наиболее полными временными рядами (табл. 4.2.1.1). При этом представлены как континентальные, так и прибрежные станции. На выбранных станциях в Северном полушарии проводились регулярные срочные наблюдения в 0 и 12 ч ВСВ, на антарктических станциях большая часть наблюдений относится к сроку 0 ч ВСВ.

Таблица 4.2.1.1

Список российских станций в разных широтах и климатических районах, использованных при исследовании. 1964–2014 гг.

Станция	Координаты		Локальное время для 0 ч	Период наблюдений
	широта	долгота		
Североевропейский район Арктического региона РФ				
Мурманск	68,98° с.	33,12° в.	02	1964–2014
Кандалакша	67,15° с.	32,35° в.	02	1964–2014
Шойна	67,88° с.	44,13° в.	03	1964–2014
Нарьян-Мар	67,63° с.	53,03° в.	04	1964–2014
Западно-Сибирский район Арктического региона РФ				
Салехард	66,53° с.	66,67° в.	04	1964–2014
Остров Диксон	73,58° с.	80,40° в.	05	1965–2014
Норильск	69,32° с.	88,22° в.	06	1978–2014
Восточно-Сибирский район Арктического региона РФ				
Оленёк	68,50° с.	112,43° в.	07	1964–2014
Тикси	71,58° с.	128,92° в.	09	1964–2014
Жиганск	66,77° с.	123,40° в.	08	1964–2014
Верхоянск	67,47° с.	133,40° в.	09	1964–2014
Средние широты европейской части РФ				
Москва	55,75° с.	37,95° в.	03	1964–2014
Сушиничи	54,10° с	35,35° в.	02	1964–2014
Антарктика				
Беллинсгаузен	62,2° ю.	58,9° з.	20	1970–1999
Новолазаревская	70,8° ю.	11,8° в.	01	1969–2014
Мирный	66,5° ю.	93,0° в.	06	1969–2014

Исследования проводились для атмосферного слоя 0–10 км над уровнем земли. Известно, что облачность оказывает воздействие на солнечную радиацию, приходящую к поверхности земли, и на земное излучение [122], поэтому исследования вертикальной структуры ОС проведены за сутки в целом и отдельно – для ночного и дневного срока. При расчёте числа ОС были использованы только те зондирования, при которых данные имелись до высоты 10 км как о температуре, так и о влажности. Так как во время зондирования облачность могла отсутствовать, во временные ряды были включены только те месяцы, которые содержат, по крайней мере, 10 зондирований с одним или более ОС.

Для изучения вертикальной структуры ОС, её внутригодовых изменений были рассчитаны многолетние средние значения числа ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для месяцев, сезонов и года в целом. Первые три слоя, как уже отмечалось, соответствуют нижнему, среднему и верхнему ярусам облачности. При рассмотрении ОС с фиксированным количеством облачности допускалось

существование других ОС. Учитывались облачные слои, определённые с помощью СЕ-метода толщиной не менее 50 метров.

Сглаживание среднемесячных и среднесезонных статистических характеристик ОС проведено по трём точкам с удвоенным весом центральной точки.

4.2.2. Число облачных слоёв

В табл. 4.2.2.1 и 4.2.2.2 приведены диапазоны внутригодовых изменений среднемесячных значений числа ОС, их многолетние статистические характеристики для сроков 0 и 12 ч ВСВ и в целом за сутки. На рис. 4.2.2.1 показаны многолетние сглаженные средние значения числа ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода для срока 0 ч ВСВ в разных атмосферных слоях для месяцев, сезонов и за год над станциями, расположенными в разных климатических районах.

Таблица 4.2.2.1

Диапазоны внутригодовых изменений среднемесячных значений числа облачных слоёв (*n*) с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км над уровнем земли для сроков 0 и 12 ч ВСВ, их многолетние средние значения на российских станциях в разных климатических районах. 1964–2014 гг.

Станция	Диапазон изменений		Среднее значения		Число наблюдений	
	0 ч	12 ч	0 ч	12 ч	0 ч	12 ч
Североевропейский район Арктического региона РФ						
Мурманск	5,3–5,6	5,4–5,7	5,4	5,5	15085	13837
Кандалакша	5,6–6,2	6,0–6,2	5,8	6,1	12174	12508
Шойна	5,6–6,0	5,7–6,1	5,8	5,9	10173	11790
Нарьян-Мар	5,1–5,4	5,1–5,5	5,3	5,4	13971	12048
Западно-Сибирский район Арктического региона РФ						
Салехард	5,1–5,6	5,3–5,8	5,4	5,5	14294	13618
Остров Диксон	5,5–6,0	5,5–5,9	5,7	5,7	10109	10565
Норильск	5,2–5,3	5,3–5,4	5,3	5,4	10029	10183
Восточно-Сибирский район Арктического региона РФ						
Оленёк	5,4–5,8	5,5–5,9	5,6	5,7	12421	12318
Тикси	5,8–6,0	5,8–6,0	5,9	5,9	11235	12992
Жиганск	5,5–5,8	5,2–5,6	5,6	5,4	12546	10678
Верхоянск	5,3–5,6	5,2–5,5	5,5	5,4	12734	13528
Средние широты европейской части РФ						
Москва	5,4–5,8	5,5–5,9	5,6	5,7	16790	14693
Сухоиничи	5,0–5,4	5,3–5,6	5,2	5,5	12401	13200
Антарктика						
Беллинсгаузен	5,0–5,4	-	5,2	-	5593	-
Новолазаревская	5,9–6,4	-	6,3	-	9061	-
Мирный	6,0–6,5	-	6,2	-	9476	-

Таблица 4.2.2.2

Диапазоны внутригодовых изменений среднемесячных значений числа облачных слоёв (n) с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км над уровнем земли, их многолетние средние значения и среднеквадратические отклонения в целом за сутки. N – число наблюдений. Российские станции в разных климатических районах. 1964–2014 гг.

Станция	Диапазон изменений	Среднее значение	Среднеквадратическое отклонение	N
Североевропейский район Арктического региона РФ				
Мурманск	5,4–5,6	5,5	1,8	28922
Кандалакша	5,8–6,2	6,0	2,4	24682
Шойна	5,7–6,1	5,8	2,5	21963
Нарьян-Мар	5,1–5,4	5,3	1,8	26019
Западно-Сибирский район Арктического региона РФ				
Салехард	5,3–5,7	5,5	1,8	27912
Остров Диксон	5,5–5,9	5,7	2,3	20674
Норильск	5,3–5,4	5,3	1,6	20212
Восточно-Сибирский район Арктического региона РФ				
Оленёк	5,5–5,9	5,7	2,2	24739
Тикси	5,8–6,0	5,9	2,0	24227
Жиганск	5,4–5,7	5,5	2,1	23224
Верхоянск	5,3–5,5	5,4	2,2	26262
Средние широты европейской части РФ				
Москва	5,5–5,8	5,7	2,0	31483
Сухиничи	5,2–5,5	5,4	2,0	25601
Антарктика				
Беллинсгаузен	5,0–5,4	5,2	1,5	5595
Новолазаревская	6,0–6,4	6,3	2,1	10376
Мирный	6,0–6,5	6,2	2,0	12216

Анализ пространственно-временных изменений числа ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, восстановленных на основе данных радиозондовых наблюдений за 1964–2014 гг. для рассмотренных российских станций, показал следующее.

Для изучаемых временных масштабов (месяцев, сезонов, года) средние значения числа ОС в слое 0–10 км за сутки в целом, для сроков 12 и 0 ч ВСВ изменяются для всех рассмотренных станций в диапазоне 5,0–6,5 слоя; для станций в средних широтах 5,0–5,9 слоя, для арктических и антарктических станций в диапазонах 5,1–6,2 и 5,0–6,5 слоя соответственно (табл. 4.2.2.1 и 4.2.2.2, рис. 4.2.2.1). Их внутригодовая изменчивость в зависимости от станции составляет 0,1–0,6 слоя.

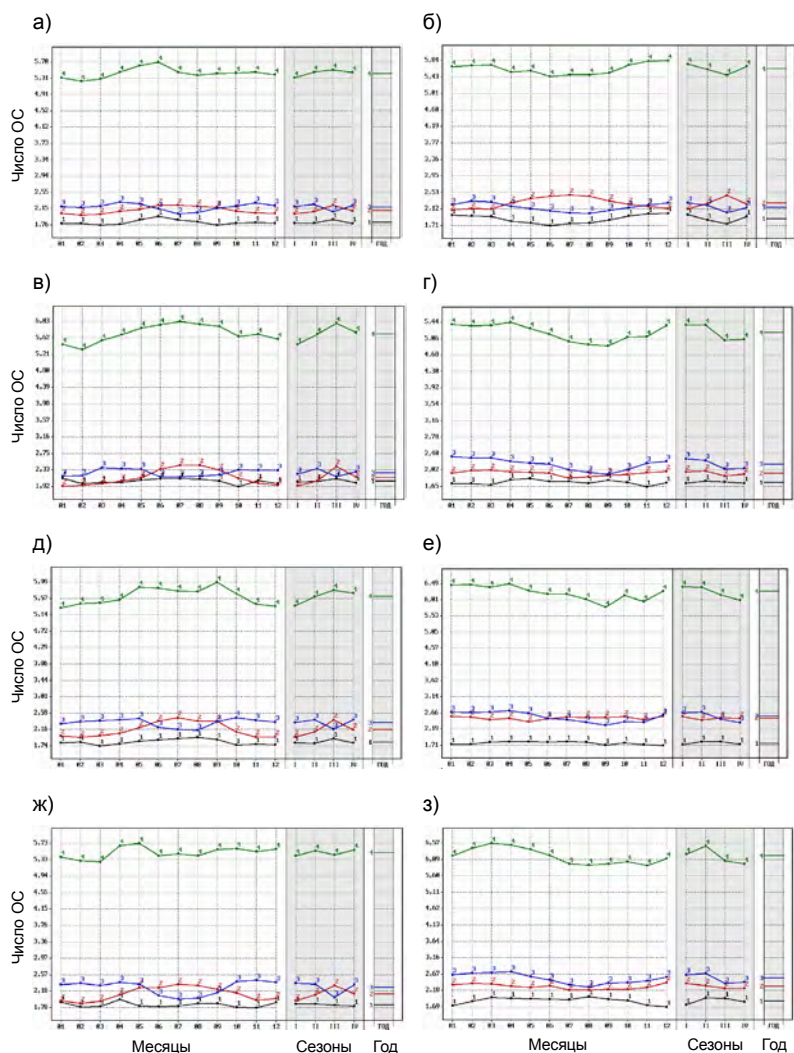


Рис. 4.2.2.1. Многолетние средние значения числа облачных слоёв (n) с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода для срока 0 ч ВСВ в разных атмосферных слоях для каждого месяца (1, ..., 12), сезона (I – декабрь, январь, февраль; II – март, апрель, май; III – июнь, июль, август; IV – сентябрь, октябрь, ноябрь) и за год. Линии 1 (чёрные) – для слоя 0–2 км; 2 (красные) – 2–6 км; 3 (синие) – 6–10 км; 4 (зелёные) – 0–10 км над уровнем земли. Данные радиозондирования на российских станциях, расположенных в разных широтах и климатических районах земного шара за период 1964–2014 гг. а) Мурманск; б) Москва; в) Остров Диксон; г) Беллинсгаузен; д) Оленёк; е) Новолазаревская; ж) Верхоянск; з) Мирный.

При расчётах за сутки в целом диапазоны внутригодовых изменений средних значений числа ОС (n) с учётом яруса составляют (рис. 4.2.2.1 и табл. 4.2.2.2):

Ярус	Верхний	Средний	Нижний
Все станции	1,8–2,8	1,8–2,5	1,7–2,1
Средние широты	2,0–2,3	2,1–2,5	1,8–2,0
Арктика	1,9–2,4	1,9–2,5	1,7–2,1
Антарктика	1,8–2,8	1,8–2,4	1,7–2,0

Амплитуда внутригодовых изменений средних значений числа ОС составляет для всех ярусов 0,2–1,0 n .

На рис. 4.2.2.2 для станций Москва и Верхоянск приведены многолетние средние значения разности соответствующих средних значений числа ОС с количеством облачности 0–100 % для сроков 12 и 0 ч ВСВ в разных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона и за год. Рис. 4.2.2.1 и рис. 4.2.2.2 демонстрируют особенности внутригодовых изменений среднемесячных/среднесезонных значений числа ОС для срока 0 ч ВСВ и разницы соответствующих средних значений числа ОС для сроков 12 и 0 ч ВСВ с учётом атмосферного слоя. Как видно, амплитуда внутригодовых изменений этой разности в слое 0–10 км не превышает 0,4 n , в каждом из ярусов – 0,3 n .

Для года среднеквадратические отклонения числа (σ) ОС в слое 0–10 км за сутки в целом изменяются для всех станций в диапазоне 1,5–2,5 n . Для станций в средних широтах они равны 2,0 слоям; для арктических и антарктических станций диапазоны их изменений составляют 1,6–2,5 и 1,5–2,0 n (см. табл. 4.2.2.2) соответственно.

В табл. 4.2.2.3 для станции Москва приведены диапазоны внутригодовых изменений среднемесячных значений и многолетние средние значения числа ОС с разным количеством облачности в изучаемых атмосферных слоях для сроков 0 и 12 ч ВСВ. Данные табл. 4.2.2.3 показывают особенности изменений средних значений числа ОС с учётом атмосферного слоя, срока наблюдений, а также количества облачности.

Анализ пространственно-временных изменений числа ОС с учётом количества облачности на примере станции Москва (табл. 4.2.2.3) показал, что для каждой градации количества облачности диапазоны внутригодовых изменений среднемесячных значений и соответствующие средние значения числа ОС во всех рассматриваемых атмосферных слоях зависят мало от срока наблюдений. При этом внутри каждого слоя видна зависимость числа ОС от количества облачности: максимально число ОС с количеством облачности 0–20 % поверхности небосвода и (или) 80–100 % и минимально с количеством облачности 60–80 %.

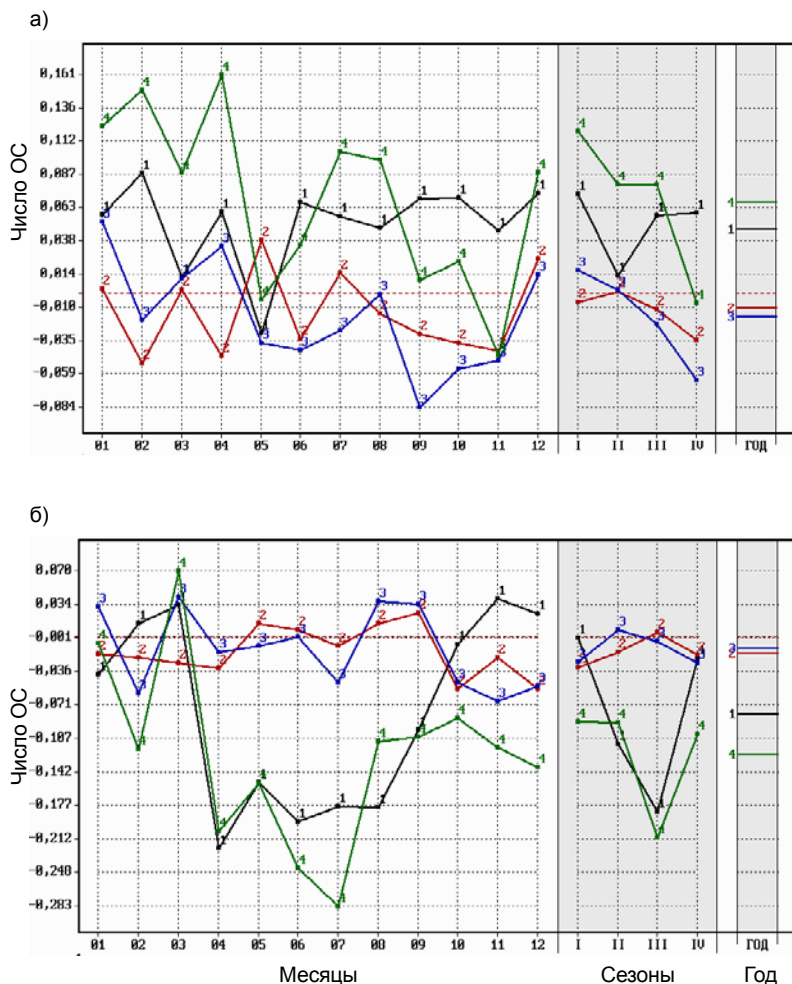


Рис. 4.2.2.2. Разность многолетних средних значений числа облачных слоёв, n , с количеством облачности 0–100 % для сроков 12 и 0 ч ВСВ в разных атмосферных слоях для каждого месяца, сезона и за год по данным радиозондирования на станциях Москва (а) и Верхоянск (б), расположенных в разных климатических регионах РФ за период 1964–2014 гг. Линии 1 (чёрные) – для слоя 0–2 км; 2 (красные) – 2–6 км; 3 (синие) – 6–10 км; 4 (зелёные) – 0–10 км над уровнем земли.

Таблица 4.2.2.3

Диапазоны внутригодовых изменений среднемесячных значений числа облачных слоёв (n), их многолетние средние значения ($\bar{n}$), для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли с учётом градации количества облачности для сроков 0 и 12 ч ВСВ на станции Москва (Долгопрудный) за 1964–2014 гг.

Градация количества облачности, % поверхности небосвода	Диапазон изменений		Среднее значение		Число наблюдений	
	0 ч	12 ч	0 ч	12 ч	0 ч	12 ч
0–10 км						
0–20	2,3–3,0	2,6–3,2	2,7	3,0	11217	10536
20–60	1,47–1,51	1,5–1,6	1,5	1,6	8014	7421
60–80	1,2–1,3	1,2–1,3	1,3	1,3	6384	5666
80–100	2,5–3,7	2,3–3,6	3,1	3,0	14102	11338
0–100	5,4–5,8	5,5–5,9	5,6	5,7	16790	14693
6–10 км						
0–20	1,5–1,6	1,5–1,7	1,5	1,6	4652	4783
20–60	1,2–1,3	1,2–1,3	1,3	1,3	3978	3888
60–80	1,1–1,2	1,1–1,07	1,1	1,1	3569	3202
80–100	1,6–2,1	1,5–2,0	1,8	1,8	10625	8336
0–100	2,1–2,3	2,0–2,3	2,2	2,1	16409	14302
2–6 км						
0–20	1,6–1,9	1,7–1,9	1,7	1,8	9031	8372
20–60	1,1–1,2	1,1–1,2	1,2	1,2	3740	3459
60–80	1,0–1,1	1,06–1,09	1,1	1,1	3219	2698
80–100	1,6–1,7	1,5–1,6	1,6	1,6	8050	6312
0–100	2,1–2,5	2,1–2,5	2,3	2,3	16081	14109
0–2 км						
0–20	1,3–1,5	1,5–1,6	1,5	1,6	6652	7050
20–60	1,1–1,2	1,1–1,2	1,1	1,1	3061	2817
60–80	1,0–1,03	1,03–1,05	1,0	1,0	1768	1708
80–100	1,4–1,7	1,4–1,7	1,6	1,6	8893	6820
0–100	1,8–2,0	1,8–2,0	1,9	1,9	15480	14001

4.2.3. Сравнение максимального числа восстановленных облачных слоёв с максимальным числом уровней в аэрологической телеграмме

В табл. 4.2.2.4 для исследуемых станций приведено максимальное число ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, определённых с помощью СЕ-метода в атмосферном слое 0–10 км для сроков 0 и 12 ч ВСВ. Также в табл. 4.2.2.4 показано максимальное число переданных

уровней в аэрологической телеграмме за 1964–2014 гг. Как видно из данных таблицы, максимальное число уровней в аэрологической телеграмме составляет 60–114 в зависимости от станции, при этом максимальное число ОС составляет 12–19 слоёв.

Таблица 4.2.2.4

Максимальное число облачных слоёв (n), с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, определённых с помощью СЕ-метода в атмосферном слое 0–10 км для сроков 0 и 12 ч ВСВ, и максимальное число переданных уровней в аэрологической телеграмме (N_T) для исследуемых 16 российских аэрологических станций. 1964–2014 гг.

Станция	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	N_T
Североевропейский район Арктического региона РФ						
Мурманск	16	13	13	12	16	82
Кандалакша	16	17	16	17	17	103
Шойна	18	16	18	17	18	99
Нарьян-Мар	12	13	14	11	14	92
Западно-Сибирский район Арктического региона РФ						
Салехард	13	13	13	12	13	65
Остров Диксон	14	17	15	14	17	79
Норильск	11	12	11	11	12	88
Восточно-Сибирский район Арктического региона РФ						
Оленёк	15	17	16	16	17	114
Тикси	15	13	16	19	19	85
Жиганск	14	15	14	15	15	84
Верхоянск	15	15	15	14	15	87
Средние широты европейской части РФ						
Москва	16	14	15	14	16	91
Сухиничи	14	14	13	14	14	87
Антарктические станции						
Беллинсгаузен	12	10	11	9	12	60
Новолазаревская	15	15	13	14	15	87
Мирный	15	14	15	15	15	82

Анализ расчётов максимального числа ОС с учётом яруса показал, что оно составляет, например, для станции Сухиничи – 6, 8, 8 слоя, для станции Беллинсгаузен – 5, 6, 6 слоёв в атмосферных слоях в 0–2, 2–6 и 6–10 км соответственно.

Представляет определённый интерес сравнение результатов, изложенных выше, с оценками, полученными другими авторами на основе данных самолётного зондирования, измерений с помощью радаров и экспериментов на свободных аэростатах.

В соответствии с данными о вертикальной структуре облачности, полученными по данным самолётного зондирования А.М. Боровиковым и А.А. Фёдоровой, максимальное число облачных слоёв равно 6, согласно исследованиям Л.П. Упоровой, оно может достигать 7–8 слоёв [54].

А.М. Барановым для фронтальной облачности и А.М. Боровиковым для облачности, рассматриваемой независимо от синоптических условий, было отмечено примерное постоянство распределения расслоённости облаков в течение года [54].

М.Б. Фридрихом были проведены эксперименты на свободных аэростатах, при которых одновременно были подняты до высоты 30 км высокочувствительные и малоинерционные радиотехнические приборы, измеряющие влажность и температуру атмосферы, совместно с серийными радиозондами [123]. При помощи аттестованных прецизионных малоинерционных приборов была зарегистрирована слоистая структура атмосферы, в которой зоны высокой и низкой относительной влажности чередуются по мере повышения высоты. В одной и той же воздушной массе число таких ярко выраженных зон может достигать 10–12 [123].

В [511] было проведено сравнение вертикальной структуры облачных слоёв, определённых за многолетний период на основе данных радиозондирования и с использованием радаров. Метод, использованный для выделения облачных слоёв, основан на существовании некоторого критического значения относительной влажности. Согласно результатам этого исследования, максимальное число слоёв, определённых по данным радиозондирования, составляло 5, по данным измерения с помощью радаров – 4.

Количественные различия в оценках числа ОС могут быть объяснены различием методик выделения слоёв облачности и расчёта, периодов наблюдений, периодичности и регулярности наблюдений [7, 54, 142], обобщением результатов на слой атмосферы 0–10 км. Следует также учитывать, что СЕ-метод детектирует влажные слои, из которых будут формироваться облака в течение ближайших нескольких часов (эти слои ещё не фиксируются при наземных наблюдениях за облаками в данный момент из-за малой концентрации облачных частиц, но будут зафиксированы после формирования, обычно радаром). Метод также детектирует влажные слои, которые являются некоторой формой оставшихся облаков после их растекания (через несколько часов) и которые обнаруживаются при самолётном зондировании с помощью прибора для определения изображения облачных частиц [7, 142].

Выводы

На основе данных 16 российских аэрологических станций, расположенных в разных широтных зонах и климатических регионах, включая полярные станции, получены новые данные о вертикальной структуре атмосферы, а именно о пространственно-временных изменениях числа облачных слоёв в атмосферном слое 0–10 км. Показано, что региональные различия и различия для сроков 0 и 12 ч ВСВ диапазонов внутригодовых изменений среднемесячных и среднесезонных значений числа ОС выражены мало. Они проявляются при рассмотрении числа ОС в отдельных ярусах, а также с учётом количества облачности. Полученные результаты о числе ОС качественно согласуются с результатами, полученными по данным

самолётного зондирования, с данными радаров и экспериментов, проводимых на свободных аэростатах.

Установлено, что увеличение числа уровней в аэрологической телеграмме является необходимым, но не достаточным условием для увеличения числа восстановленных облачных слоёв в атмосферном слое 0–10 км.

4.3. Долгопериодные пространственно-временные изменения числа восстановленных по радиозондовым профилям облачных слоёв для 58 российских и зарубежных станций из соседних с РФ регионов за период 1964–2019 гг.

В [7, 16, 25, 37, 54, 70, 123, 139, 140, 147, 235, 263, 374, 397, 418, 455, 476] отмечается важность знаний о вертикальной макроструктуре облачности для исследований климата атмосферы и его изменений, климатических исследований облаков, а также при решении других научных и прикладных задач.

Причинами долгопериодных изменений параметров облачных слоёв, восстановленных по радиозондовым вертикальным профилям температуры и влажности, могут являться зафиксированные по данным наблюдений климатические изменения температуры и влажности на уровне земли и в атмосфере [8, 53, 110, 149, 150, 165, 166, 206, 209, 231], количества облачности и повторяемости её различных форм [130, 254, 462, 490]. Проблема возможного влияния долгопериодных изменений характеристик радиозондирования в исторических аэрологических массивах на тренды параметров облачных слоёв, восстановленных по профилям температуры и влажности с использованием СЕ-метода [7, 140, 142, 222, 260] определения границ и количества облачности по результатам радиозондовых наблюдений в связи с происходящими изменениями климата является крайне важной [7, 139, 140, 142, 147, 167, 207, 220, 222, 260].

Согласно [7, 57, 110, 139, 140, 142, 167, 170, 207, 220, 222, 260, 268, 273], основными причинами неоднородности результатов измерений значений температуры и влажности в глобальных исторических аэрологических массивах являются следующие: во-первых, увеличение числа передаваемых уровней в аэрологической телеграмме, обусловленное развитием системы радиозондовых наблюдений; во-вторых, смена датчиков температуры и влажности.

В [7, 8, 144, 205, 210–212, 214–216, 218, 219, 221] обсуждался вопрос о трендах границ, толщины и повторяемости облачных слоёв с различным количеством облаков для атмосферного слоя 0–10 км над уровнем земли как для отдельных станций, так и в глобальном и региональном масштабе.

Предметом исследования в данном разделе является вертикальная макроструктура облачных слоёв в слое атмосферы 0–10 км над уровнем земли. Рассмотрена задача о долгопериодных пространственно-временных изменениях числа облачных слоёв (N_L) и числа уровней зондирования (N_z). Получены оценки диапазонов изменений средних значений и максимального числа ОС ($N_{L_{\max}}$), трендов аномалий числа ОС и характеристик

радиозондирования; проведён анализ расчётов срочных данных о числе ОС и изменения числа уровней зондирования в исторических аэрологических массивах. Выполнено сравнение полученных результатов для российских и зарубежных станций из соседних с РФ регионов. Были использованы данные радиозондирования за период 1964–2019 гг.

4.3.1. Данные и методы исследования

Информационной базой для исследования служили данные 56 аэрологических российских и зарубежных станций в Северном полушарии, расположенных в широтах 39,95–73,50° с.ш. и долготах 19,18–203,24° в.д. и двух антарктических российских станций из глобального аэрологического массива КАРДС [260], пополненного текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [4] и АЭРОСТАС [99]. Данные прошли процедуру комплексного контроля качества [6, 9, 260]. Зарубежные станции были выбраны в соседних с территорией Российской Федерации районах. За период наблюдений 1964–2019 гг. было использовано 1 717 639 зондирований, из них 1 331 674 зондирования на 44 российских станциях и 385 965 зондирований – на 14 зарубежных станциях. Для возможности сопоставления полученных результатов с результатами, полученными ранее для отдельных категорий станций [7, 8, 138, 145], в данном исследовании все станции разделены на несколько категорий (табл. 4.3.1.1).

Также были использованы данные специализированной базы «Срочные данные о границах облачных слоёв, восстановленных по результатам радиозондовых наблюдений температуры и влажности на 58 станциях территории Российской Федерации и соседних регионов за период наблюдений 1964–2018 гг.» [143], пополненной на основе текущих радиозондовых данных за 2019 год.

Таблица 4.3.1.1

Диапазон изменения широты и долготы для использованных в исследовании аэрологических станций. ГСНК – глобальная система наблюдений за климатом. 1964–2019 гг.

Категория аэрологических станций	Координаты	
	Широта	Долгота
12 станций ГСНК территории Российской Федерации	51,70–73,50° с.ш.	40,50–158,58° в.д.
9 арктических станций Российской Федерации, не являющиеся станциями ГСНК	66,46–71,35° с.ш.	33,07–123,21° в.д.
21 дополнительная станция Российской Федерации	44,13–58,65° с.ш.	20,33–132,05° в.д.
2 антарктические Российские станции	66,65–70,75° ю.ш.	11,83–19,71° в.д.
14 зарубежных станций из соседних с Российской Федерацией районов	39,95–71,28° с.ш.	19,18–203,24° в.д.

Для восстановления по вертикальным профилям температуры и влажности параметров облачных слоёв использовался СЕ-метод определения

границ и количества облачности по результатам радиозондовых наблюдений, разработанный специально для климатических исследований [7, 139, 140, 142, 147, 222, 260].

Анализ долгопериодных тенденций изменения изучаемых параметров облачных слоёв и характеристик радиозондирования проведён с использованием метода наименьших квадратов расчёта трендов. Значимость трендов проверялась по критерию Стьюдента. При вычислении аномалий за базовый период (период осреднения при расчёте среднего значения метеовеличины, относительно которого рассчитываются аномалии) был выбран полный период наблюдений.

Для анализа пространственно-временных особенностей трендов аномалий средних (месячных / сезонных / годовых) изучаемых величин расчёты выполнены для месяцев, сезонов и за год в целом.

Для анализа межгодовых изменений были получены временные ряды годовых аномалий изучаемых величин, построены соответствующие линейные тренды. Для наглядного представления межгодовых изменений величин были также рассчитаны сглаженные временные ряды, которые были получены в результате 10-кратного сглаживания по трём точкам.

Исследования числа облачных слоёв проведены для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над уровнем земли. Согласно принятой в метеорологии классификации облаков [27, 497], первые три из них соответствуют нижнему, среднему и верхнему ярусам облаков. При расчётах учитывались ОС толщиной не менее 50 м, что обусловлено точностью передаваемых значений температуры и влажности в аэрологической телеграмме [7, 140, 142].

4.3.2. Диапазоны изменений средних значений числа облачных слоёв в разных слоях атмосферы

В табл. 4.3.2.1 для исследуемых категорий аэрологических станций приведены диапазоны изменений средних значений и среднеквадратических отклонений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, определённых с помощью СЕ-метода в разных атмосферных слоях за период наблюдения 1964–2018 гг.

Анализ данных табл. 4.3.2.1 показал, что диапазон изменений средних значений числа ОС в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над уровнем земли составляет для российских станций 1,6–2,2; 1,9–2,5; 1,7–2,6 и 4,5–6,4 *n*, а для зарубежных станций – 1,5–2,4; 1,7–3,0; 1,8–2,3 и 4,3–7,2 *n* соответственно. Для российских станций в нижнем и среднем ярусах и в слое 0–10 км амплитуда изменения средних значений числа ОС меньше, чем для зарубежных: для российских станций она составляет 0,6; 0,6 и 1,9 *n*, а для зарубежных – 0,9; 1,3 и 2,9 *n* соответственно. Это можно объяснить большими значениями верхних пределов и меньшими значениями нижних пределов диапазонов изменения средних значений числа ОС для зарубежных станций. В верхнем ярусе, наоборот, амплитуда изменения средних значений числа ОС для российских станций (0,9 *n*) больше, чем для зарубежных (0,5 *n*). Основной вклад

в разлчии амплитуд средних значений числа ОС в верхнем ярусе вносит большее среднее значение числа ОС для российских антарктических станций. Заметим, что в верхнем ярусе для российских станций, расположенных в Северном полушарии, диапазон изменения и его амплитуда составляет 1,7–2,3 и 0,6 n соответственно.

Амплитуда изменения среднеквадратических отклонений числа ОС во всех слоях для российских станций меньше, чем для зарубежных станций.

Таблица 4.3.2.1

Диапазоны изменений средних значений (NL , n) и среднеквадратических отклонений (σ , n) числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли для разных категорий станций. 1964–2018 гг.

Категория аэрологических станций	0–2 км		2–6 км		6–10 км		0–10 км	
	NL , n	σ , n	NL , n	σ , n	NL , n	σ , n	NL , n	σ , n
12 станций ГСНК территории РФ	1,6–2,0	0,7–0,9	1,9–2,4	0,9–1,2	2,0–2,3	0,9–1,0	4,7–6,1	1,7–2,4
9 арктических станций РФ, не являющихся станциями ГСНК	1,8–2,1	0,8–1,0	2,0–2,3	0,8–1,3	2,0–2,3	0,9–1,0	5,2–5,9	1,7–2,4
21 дополнитель- ная станция РФ	1,6–2,2	0,7–1,0	1,9–2,5	0,8–1,3	1,7–2,3	0,7–1,0	4,5–6,4	1,5–2,6
2 антарктические станции РФ	1,8–1,9	0,8	2,3–2,5	1,1	2,6	1,1	6,3	2,1
14 зарубежных станций	1,5–2,4	0,7–1,1	1,7–3,0	0,8–1,7	1,8–2,3	0,7–1,2	4,3–7,2	1,5–3,7
Все изучаемые станции	1,5–2,4	0,7–1,1	1,7–3,0	0,8–1,7	1,7–2,6	0,7–1,2	4,3–7,2	1,5–3,7

4.3.3. Диапазоны изменений максимального числа облачных слоёв в разных атмосферных слоях и годы их наблюдений

С целью выяснить, является ли увеличение максимального числа облачных слоёв монотонным во времени, был проведён постанционный анализ максимального числа ОС и даты его определения. В табл. 4.3.3.1 приведены диапазоны изменения максимального числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, определённых с помощью СЕ-метода, в разных атмосферных слоях и годы/интервалы их определения для разных категорий исследуемых аэрологических станций за 1964–2018 гг.

Анализ данных табл. 4.3.3.1 показал, что диапазоны изменений $NL_{\max}$ для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км составляют для российских станций 5–8, 6–11, 5–9 и 12–20 слоёв и для зарубежных станций 6–8, 8–12, 6–11 и 13–20 слоёв. Видно, что для зарубежных станций в среднем и верхнем ярусах верхний предел диапазона изменения $NL_{\max}$ больше, чем для российских станций. Однако во всём слое 0–10 км для всех изучаемых

станций число восстановленных слоёв не превышает 20. Постанционный анализ дат определения $NL_{\max}$ показал, что они были определены для нижнего, среднего и верхнего ярусов на российских станциях, начиная с 1968, 1968 и 1989 годов, и на зарубежных станциях – начиная с 1968, 1980 и 1982 годов, соответственно. В слое 0–10 км – начиная с 1981 и 1984 годов соответственно на российских и зарубежных станциях.

Таблица 4.3.3.1

Диапазоны изменений максимального числа облачных слоёв ($NL_{\max}$, n) с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в разных атмосферных слоях. $G_{\max}$ – годы определения $NL_{\max}$ для исследуемых станций. 1964–2018 гг.

Категория аэрологических станций	0–2 км			2–6 км			6–10 км			0–10 км		
	$NL_{\max}$, n	$G_{\max}$		$NL_{\max}$, n	$G_{\max}$		$NL_{\max}$, n	$G_{\max}$		$NL_{\max}$, n	$G_{\max}$	
12 станций ГСНК территории РФ	6–7	2005–2018		8–11	2005–2018		7–9	2004–2018		12–18	1981–2018	
9 арктических станций РФ, не являющихся станциями ГСНК	6–7	1972–2018		6–10	1988–2018		6–8	2003–2018		13–19	2004–2018	
21 дополнительная станция РФ	5–8	1968–2018		6–11	1968–2018		5–9	1989–2018		12–20	1983–2018	
2 антарктические станции РФ	6	2013, 2016		8–9	2007–2015		8	2004–2017		15	2012–2017	
14 зарубежных станций	6–8	1968–2018		8–12	1980–2017		6–11	1982–2018		13–20	1984–2018	
Все изучаемые станции	5–8	1968–2018		6–12	1968–2018		5–11	1982–2018		12–20	1981–2018	

4.3.4. Диапазоны изменений максимального и минимального числа облачных слоёв и числа переданных уровней в аэрологической телеграмме

Для уточнения характера влияния развития системы радиозондирования на число восстановленных облачных слоёв был проведён постанционный анализ максимального числа облачных слоёв и переданных при этом уровней (N_z) в аэрологической телеграмме.

В табл. 4.3.4.1 приведены диапазоны изменений максимальных значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, определённых в атмосферном слое 0–10 км, и числа переданных уровней в соответствующей аэрологической телеграмме для исследуемых станций за 1964–2018 гг. и 2019 год.

Анализ расчётов показал, что максимальное число облачных слоёв в зависимости от станции изменялось за период наблюдений 1964–2018 гг. в диапазоне 12–20 n , а в 2019 году – в диапазоне 7–20 n ; при этом число уровней в аэрологической телеграмме составляло 32–94 и 22–96. Соответственно, амплитуда изменения $NL_{\max}$ в зависимости от станции за период

1964–2018 гг. составляет 8 облачных слоёв, а амплитуда изменения числа переданных уровней в аэрологической телеграмме составляет 62 уровня; в 2019 году – они составляют 13 слоёв и 74 уровня.

Таблица 4.3.4.1

Диапазоны изменений максимальных значений числа облачных слоёв ($NL_{\max}$) с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км и соответствующего числа переданных уровней (Nz) в аэрологической телеграмме для исследуемых станций за 1964–2018 гг. и 2019 г.

Категория аэрологических станций	1964–2018 гг.		2019 г.	
	$NL_{\max}$	Nz	$NL_{\max}$	Nz
12 станций ГСНК территории РФ	12–18	34–83	12–17	28–71
9 арктических станций РФ, не являющихся станциями ГСНК	13–19	32–94	13–18	40–80
21 дополнительная станция РФ	12–20	33–87	11–19	27–72
2 антарктические станции РФ	15	49–63	13	43–47
14 зарубежных станций	13–20	34–94	7–20	22–96
Для всех станций	12–20	32–94	7–20	22–96

При постанционном исследовании была рассмотрена и обратная задача: сколько облачных слоёв было определено при максимальном числе переданных уровней, а также: сколько уровней было передано при минимальном числе определённых ОС. В табл. 4.3.4.2 приведены диапазоны изменений минимальных ($NL_{\min}$) значений числа ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км и числа переданных уровней в соответствующих аэрологических телеграммах, а также диапазоны изменений максимальных значений ($Nz_{\max}$) числа переданных уровней и соответствующего числа определённых ОС для исследуемых аэрологических станций в 2019 году.

Таблица 4.3.4.2

Диапазоны изменений минимальных ($NL_{\min}$, n) значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км и соответствующего числа переданных уровней (Nz , n) в аэрологической телеграмме и диапазоны изменений максимальных значений $Nz_{\max}$ и соответствующего числа облачных слоёв (NL) для исследуемых станций в 2019 году

Категория аэрологических станций	2019 г.		2019 г.	
	$NL_{\min}$, n	Nz , n	NL , n	$Nz_{\max}$, n
12 станций ГСНК территории РФ	1–3	10–51	8–14	46–83
9 арктических станций РФ, не являющихся станциями ГСНК	1–2	10–34	10–15	52–85
21 дополнительная станция РФ	1–3	10–52	8–16	40–82
1 антарктическая станция РФ	2	32	9	51
14 зарубежных станций	1–3	11–37	3–20	28–98
Для всех станций	1–3	10–52	3–20	28–98

Анализ данных табл. 4.3.4.2 показал, что минимальное число определённых облачных слоёв для всех станций составляет 1–3 *n*, а число переданных уровней в соответствующих телеграммах изменяется от 10 до 52 уровней.

Максимальное число переданных уровней $Nz_{\max}$ для российских и зарубежных станций составляло 40–85 и 28–98 *n*, а число ОС, определённых по соответствующим зондированиям, – 8–16 и 3–20 *n* соответственно.

4.3.5. Тренды аномалий средних значений числа облачных слоёв и характеристик зондирования для Архангельска и Анкары

В данном разделе рассмотрены тренды аномалий средних (среднемесячных, среднесезонных, среднегодовых) значений числа облачных слоёв с различным количеством облаков в изучаемых атмосферных слоях, особенности их годового хода и временных рядов за период 1964–2017 гг. на примере российской станции Архангельск и зарубежной станции Анкара, расположенных в разных климатических зонах. На рис. 4.3.5.1 представлены соответствующие тренды аномалий числа облачных слоёв с количеством облачности: 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 и 0–100 % поверхности небосвода для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км для каждого месяца, сезона и года в целом. Квадратом отмечены тренды со значимостью более 99 %. При вычислении аномалий за базовый период был выбран полный период наблюдений 1964–2017 гг. В табл. 4.3.5.1 приведены соответствующие диапазоны изменения вертикальной шкалы.

Таблица 4.3.5.1

Диапазоны изменений вертикальной шкалы трендов для рис. 4.3.5.1 (ΔNL , *n*/десятилетие) аномалий числа облачных слоёв (*NL*) с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода, определённых в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для Архангельска и Анкары. 1964–2017 гг.

Количество облачности, % поверхности небосвода	Архангельск	Анкара
	ΔNL , <i>n</i> /десятилетие	ΔNL , <i>n</i> /десятилетие
0–20	0,019–0,547	0,18–1,27
20–60	0,018–0,118	0,022–0,127
60–80	-0,013–0,022	-0,042–0,008
80–100	0,090–0,646	0,032–0,505
0–100	0,20–1,09	0,27–1,51

В результате анализа рис. 4.3.5.1 и данных табл. 4.3.5.1 выявлены следующие особенности годового хода трендов аномалий числа облачных слоёв.

Наибольшее увеличение числа ОС определено для ОС с количеством облачности 0–20, 80–100 и 0–100 % поверхности небосвода. Заметим, что значимость трендов аномалий среднего сезонного числа ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 80–100 и 0–100 % поверхности небосвода для всех сезонов не ниже 99 %. Поэтому ниже анализ проведён для таких слоёв.

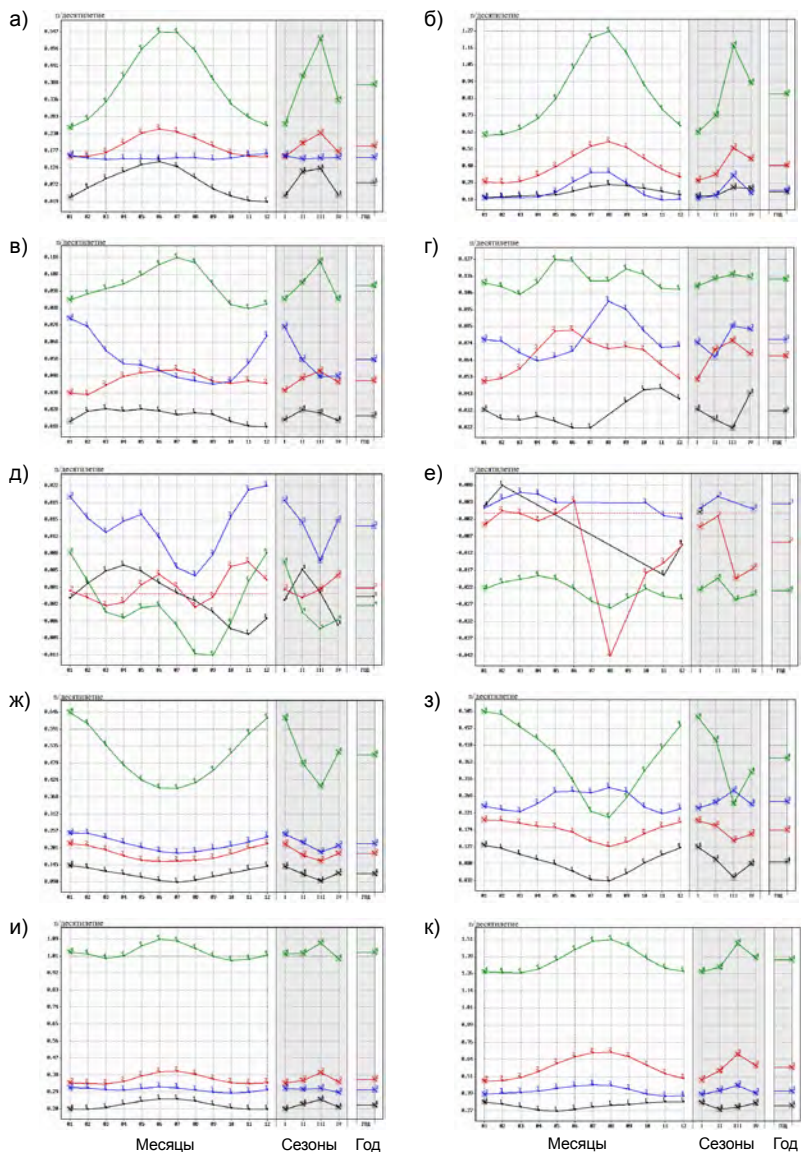


Рис. 4.3.5.1. Тренды аномалий числа облачных слоёв (п/десятилетие) с различным количеством облачности (а, б) – 0–20 %; (в, г) – 20–60 %; (д, е) – 60–80 %; (ж, з) – 80–100 %; (и, к) – 0–100 % поверхности небосвода для слоёв атмосферы: чёрные линии – 0–2 км, красные линии – 2–6 км, голубые линии – 6–10 км, зелёные линии – 0–10 км для каждого месяца, сезона и года в целом. 1964–2017 гг.

**Облачные слои с количеством облачности
0–20 % поверхности небосвода**

Для облачных слоёв с количеством облачности 0–20 % для обеих станций летом видно увеличение трендов аномалий их среднего числа в слоях 0–2, 2–6, 0–10 км, а для Анкары – также в слое 6–10 км. Среди ОС всех ярусов максимальные тренды определены для ОС среднего яруса в течение всех месяцев/ сезонов для Анкары, а для Архангельска – за исключением января, февраля, ноября и декабря; для Архангельска следует отметить стабильность трендов для числа слоёв верхнего яруса в течение всего года. За год в целом для обеих станций максимальные тренды определены в слое 0–10 км, среди разных ярусов облаков – наибольшие тренды определены в слое 2–6 км; для Архангельска тренды для верхней облачности больше чем для нижней, а для Анкары их значения совпадают. В слое 0–10 км максимальное увеличение числа ОС для Архангельска (0,55 *n*/десятилетие) отмечено в июне и июле, для Анкары (1,27 *n*/десятилетие) – в августе, а минимальное для обеих станций определено в январе: для Архангельска и Анкары оно составляет 0,25 и 0,61 *n*/десятилетие соответственно; амплитуда годового хода трендов составляет для Архангельска и Анкары приблизительно 0,3 и 0,7 *n*/десятилетие.

**Облачные слои с количеством облачности
20–60 % поверхности небосвода.**

Для ОС с количеством облачности 20–60 % следует отметить, что для обеих станций за год в целом и для каждого месяца / сезона максимальные тренды аномалий соответствующего среднего числа облачных слоёв определены в слое 0–10 км, а минимальные – в слое 0–2 км; за год в целом значения трендов для отдельных ярусов убывают с понижением высоты; в течение года соотношение трендов для ОС верхнего и среднего ярусов меняется. Для рассматриваемых станций в годовом ходе трендов видны следующие различия: для Архангельска в слоях 2–6 и 0–10 км чётко виден максимум трендов летом, в слое 0–2 км – весной, а в слое 6–10 км – зимой; для Анкары – в слое 0–10 км годовой ход трендов с максимумом летом выражен существенно слабее, а в слое 2–6 км – чётче, чем в Архангельске, в слое 0–2 км их максимум виден осенью, а в слое 6–10 км – летом.

**Облачные слои с количеством облачности
80–100 % поверхности небосвода**

Для ОС с количеством облачности 80–100 % для обеих станций в течение всего года тренды убывают с высотой: они максимальны для ОС верхнего яруса и минимальны – для ОС нижнего яруса; минимальные тренды для ОС нижнего и среднего ярусов и в слое 0–10 км видны летом, а максимальные – зимой. Различие характера годового хода трендов

аномалий среднемесячных значений числа ОС для этих двух станций выражается в следующем: во-первых, различие величины трендов для ярусов более существенно для Анкары, чем для Архангельска; во-вторых, для ОС верхнего яруса летом видны минимальные тренды для Архангельска и максимальные – для Анкары. Для ОС в слое 0–10 км максимальные значения трендов составляют для Архангельска и Анкары 0,65 и 0,51 *п/десятилетие*, а минимальные – 0,38 и 0,21 *п/десятилетие* соответственно, амплитуда годового хода трендов для обеих станций составляет около 0,3 *п/десятилетие*.

Облачные слои с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода

Для ОС с количеством облачности 0–100 % следует отметить, что для обеих станций за год в целом и для каждого месяца / сезона тренды для аномалий соответствующих средних числа ОС в слое 2–6 км максимальны, а ОС в слое 0–2 км – минимальны; максимальные тренды отмечены летом для ОС в слоях 2–6 и 0–10 км. Летом также видны максимумы трендов для Архангельска в слое 0–2 км, а для Анкары – в слое 6–10 км, зимой отмечены максимумы трендов для Архангельска в слое 6–10 км, а для Анкары – в слое 0–2 км. В слое 0–10 км для Архангельска максимальное значение трендов аномалий среднего месячного числа ОС 1,09 *п/десятилетие* отмечено в июне, а для Анкары 1,51 *п/десятилетие* – в августе, минимальные значения для первой станции 0,98 *п/десятилетие* отмечены в октябре и для второй 1,26 *п/десятилетие* в марте, амплитуда годового хода трендов составляет, соответственно, 0,11 и 0,25 *п/десятилетие*.

Временные ряды аномалий среднегодовых значений числа облачных слоёв

Были построены временные ряды аномалий среднегодовых значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100, 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % поверхности небосвода в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для Архангельска и Анкары, соответствующие линейные тренды и сглаженные временные ряды за период 1964–2017 гг. Значения линейных трендов и их значимость приведены в табл. 4.3.5.2. В качестве примера на рис. 4.3.5.2–4.3.5.4 временные ряды и тренды представлены для облачных слоёв с количеством облачности 0–100, 0–20, 80–100 % поверхности небосвода для изучаемых слоёв атмосферы.

Анализ данных табл. 4.3.5.2 для облачных слоёв с разным количеством облаков для нижнего, среднего и верхнего ярусов показал, что наибольшие тренды аномалий среднегодового числа ОС для ОС с количеством облачности 0–20 и 0–100 % поверхности небосвода определены в слое 2–6 км, а для ОС с количеством облачности 20–60, 60–80 и 80–100 % они зафиксированы в слое 6–10 км. Значимость трендов – не менее 99 %.

При рассмотрении трендов с учётом градации количества облачности видно, что во всех изучаемых слоях атмосферы наибольшие тренды

определены для ОС с количеством 0–20, 80–100 и 0–100 % поверхности небосвода. Значимость трендов – не менее 99 %.

Во всех изучаемых слоях атмосферы для ОС с количеством облачности 0–100, 0–20 % поверхности небосвода число ОС увеличивается для Анкары быстрее, чем для Архангельска. Например, в слое 0–10 км тренды составляют для Анкары и Архангельска 1,34 и 1,02 *н/десятилетие*, т. е. приблизительно на 30 % они для Анкары больше, чем для Архангельска. Для ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода число ОС во всех изучаемых слоях атмосферы увеличивается, наоборот – для Анкары несколько медленнее, чем для Архангельска (табл. 4.3.5.2).

Таблица 4.3.5.2

Тренды (ΔNL , *н/десятилетие*) и их значимость ($Зн$) аномалий числа облачных слоёв с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % поверхности небосвода, определённых в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для Архангельска и Анкары. 1964–2017 гг.

Станция	0–2 км		2–6 км		6–10 км		0–10 км	
	ΔNL , <i>н/дес.</i>	$Зн$, %	ΔNL , <i>н/дес.</i>	$Зн$, %	ΔNL , <i>н/дес.</i>	$Зн$, %	ΔNL , <i>н/дес.</i>	$Зн$, %
0–100 %								
Архангельск	0,22	99	0,36	99	0,30	99	1,02	99
Анкара	0,30	99	0,57	99	0,41	99	1,34	99
0–20 %								
Архангельск	0,12	99	0,21	99	0,15	99	0,44	99
Анкара	0,23	99	0,40	99	0,26	99	0,86	99
20–60 %								
Архангельск	0,03	99	0,05	99	0,05	99	0,11	99
Анкара	0,03	99	0,06	99	0,07	99	0,10	99
60–80 %								
Архангельск	0,00	97	0,00	08	0,01	99	0,00	23
Анкара	-0,01	95	-0,01	99	0,00	58	-0,01	99
80–100 %								
Архангельск	0,13	99	0,19	99	0,22	99	0,51	99
Анкара	0,10	99	0,17	99	0,21	99	0,39	99

На рис. 4.3.5.2–4.3.5.4 для облачных слоёв во всех изучаемых слоях атмосферы с разным количеством облачности тренды аномалий среднегодовых значений числа ОС положительные, однако для аномалий видны периоды как возрастания, так и убывания.

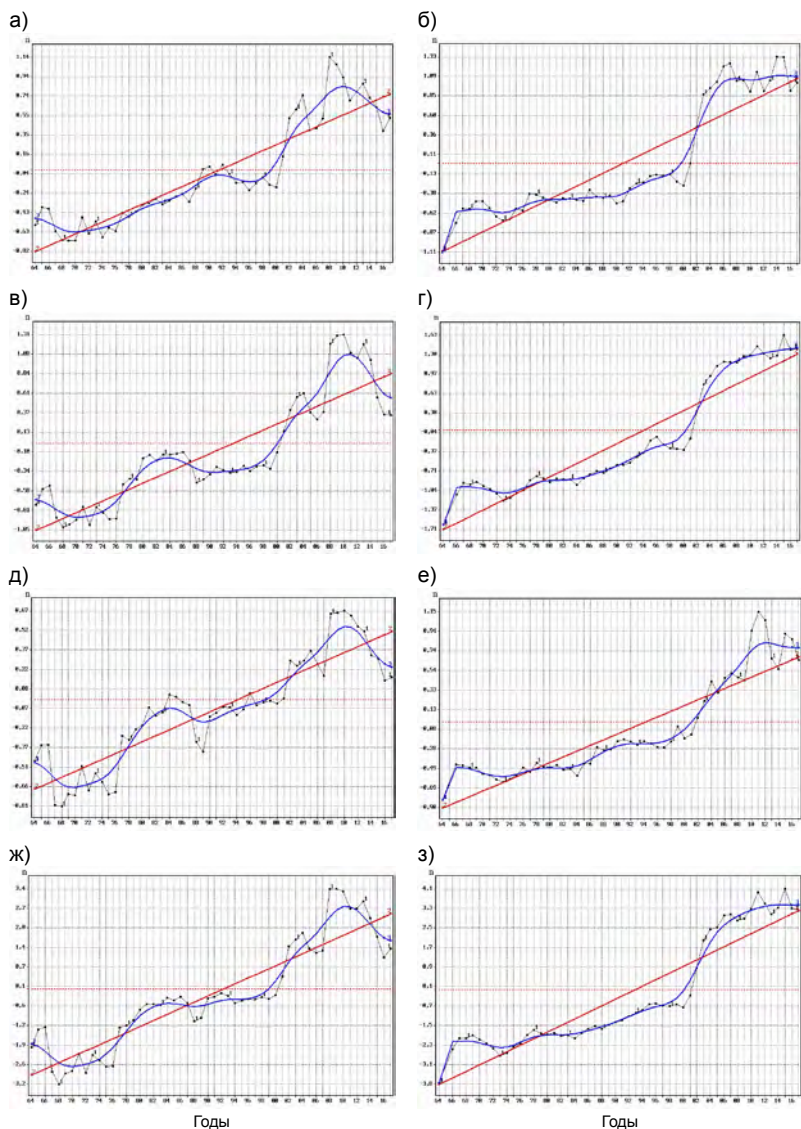


Рис. 4.3.5.2. Временные ряды аномалий среднегодовых значений (чёрные точки), n , линейные тренды (красные линии), n /десятилетие и соответствующие сглаженные временные ряды (синие линии) числа облачных слоёв, n , с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слоях атмосферы (а, б) – 0–2 км, (в, г) – 2–6 км, (д, е) – 6–10 км, (ж, з) – 0–10 км для Архангельска (а, в, д, ж, и) и Анкары (б, г, е, з, к). 1964–2017 гг.

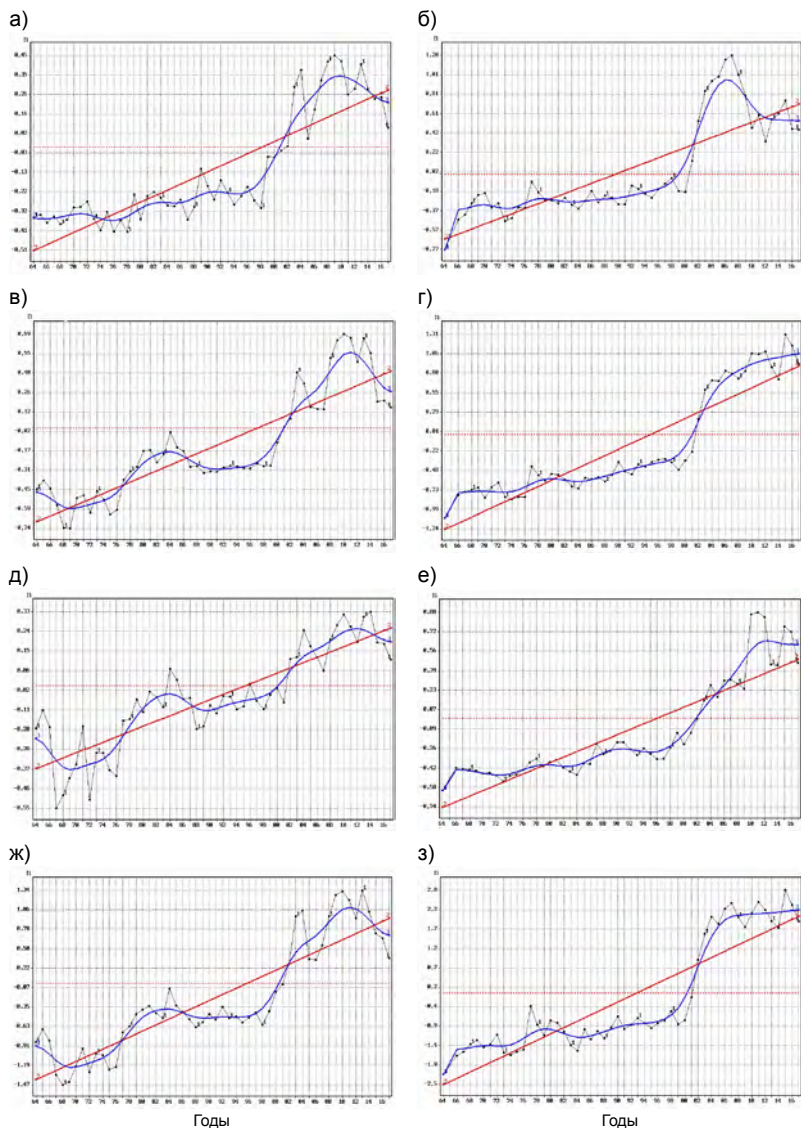


Рис. 4.3.5.3. Временные ряды аномалий среднегодовых значений (чёрные точки), n , линейные тренды (красные линии), n /десятилетие и соответствующие сглаженные временные ряды (синие линии) числа облачных слоёв, n , с количеством облачности 0–20 % поверхности небосвода в слоях атмосферы (а, б) – 0–2 км, (в, г) – 2–6 км, (д, е) – 6–10 км, (ж, з) – 0–10 км для Архангельска (а, в, д, ж, и) и Анкары (б, г, е, з, к). 1964–2017 гг.

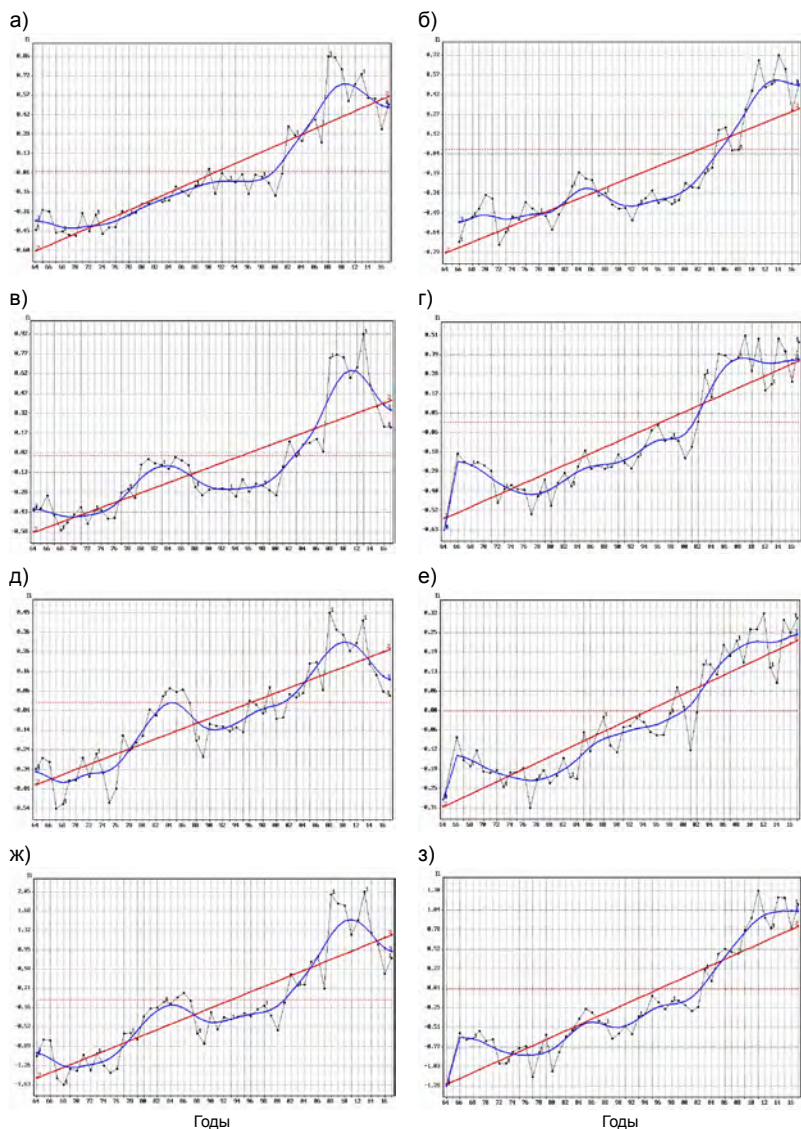


Рис. 4.3.5.4. Временные ряды аномалий среднегодовых значений (чёрные точки), n , линейные тренды (красные линии), n /десятилетие и соответствующие сглаженные временные ряды (синие линии) числа облачных слоёв, n , с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода в слоях атмосферы (а, б) – 0–2 км, (в, г) – 2–6 км, (д, е) – 6–10 км, (ж, з) – 0–10 км для Архангельска (а, в, д, ж, и) и Анкары (б, г, е, з, к). 1964–2017 гг.

Тренды аномалий средних значений характеристик зондирования

На рис. 4.3.5.5 приведены тренды аномалий характеристик зондирования и их средних квадратических отклонений для российской и зарубежной станций, Архангельска и Анкары, для каждого месяца, сезона и за год в целом за период 1964–2017 гг. В качестве характеристик зондирования выбраны следующие: число передаваемых уровней в аэрологической телеграмме и расстояние между уровнями зондирования в слоях атмосферы 0–3 и 0–33 км. Диапазоны внутригодовых изменений приведены в табл. 4.3.5.3. Заметим, что, согласно расчётам, для Архангельска и Анкары средняя многолетняя высота подъёма зонда составляет 29724 и 31034 м, число передаваемых уровней в слое 0–3 км 7,8 и 6,7, число передаваемых уровней в слое 0–33 км 33 и 49, расстояние между уровнями зондирования в слое 0–3 км 450 и 535 м, а в слое 0–3 км 1112 и 928 м соответственно.

Таблица 4.3.5.3

**Диапазоны внутригодовых изменений трендов аномалий
среднемесячных значений характеристик зондирования (Tr_a)
и трендов их средних квадратических отклонений (Tr_σ)
для Архангельска и Анкары. Nz – число передаваемых уровней,
 Rz – расстояние между уровнями зондирования. 1964–2017 гг.**

Характеристика зондирования	Архангельск		Анкара	
	Tr_a	Tr_σ	Tr_a	Tr_σ
Слой атмосферы 0–3 км				
Nz , н/дес.	1,2–1,3	0,2–0,3	1,5–1,9	0,4–0,6
Rz , м/уровень/дес.	-116,3...-100,0	-20,7...-15,0	-171,5...-155,9	-48,1...-34,0
Слой атмосферы 0–33 км				
Nz , н/дес.	6,5–8,7	1,1–1,4	14,0–18,3	2,2–2,5
Rz , м/уровень/дес.	-275,7...-219,7	-18,7...-14,5	-318,5...-290,1	-54,6...-48,2

На рис. 4.3.4.6 показаны временные ряды аномалий средних годовых значений характеристик зондирования и соответствующие линейные тренды, а также соответствующие сглаженные временные ряды для Архангельска и Анкары за период 1964–2017 гг. Значимость приведённых трендов – не менее 99 %. Рис. 4.3.4.6 демонстрирует характер изменения параметров зондирования. Для Архангельска и Анкары тренд аномалий средних годовых значений числа передаваемых уровней в аэрологической телеграмме составляет 0,117 и 0,130 н/десятилетие, а для расстояния между уровнями зондирования – -0,117 и -0,130 м/уровень/десятилетие.

Сравнение сглаженных временных рядов на рис. 4.3.5.2 (а, б, ж, з) и на рис. 4.3.5.6 (а, б, в, г) показывает их согласованность.

Выводы

На основе данных за 1964–2019 гг. для 58 отобранных российских и зарубежных, расположенных в соседних с РФ районах, аэрологических

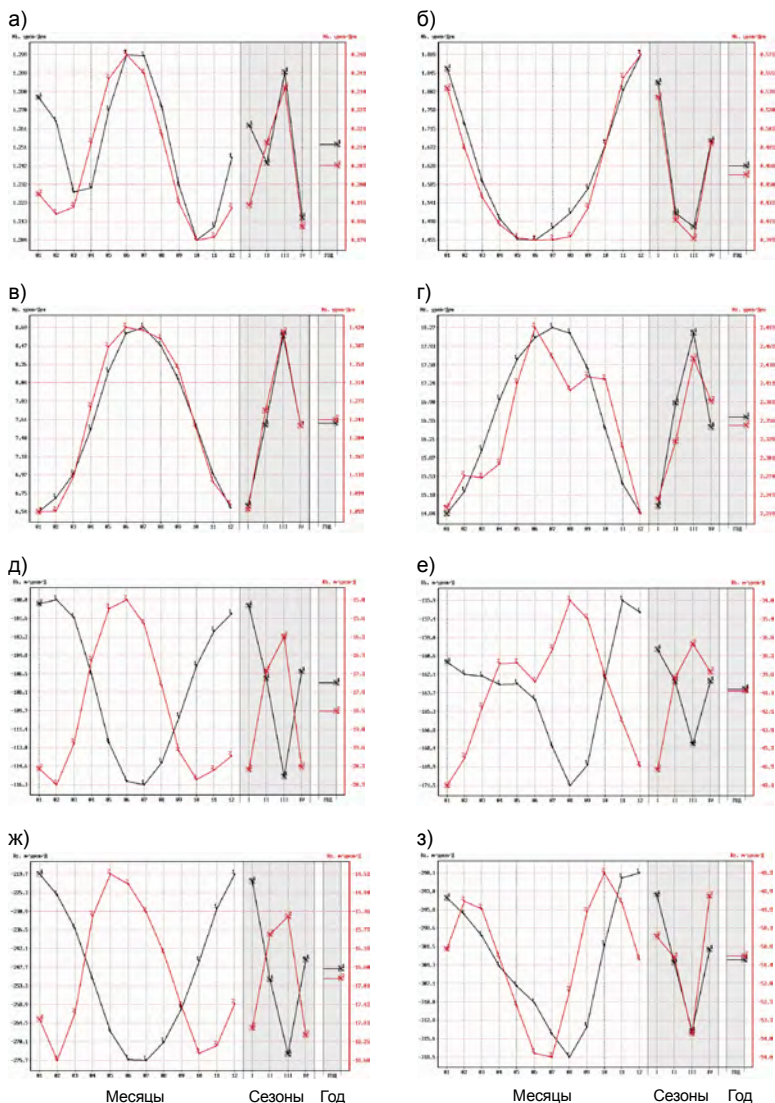


Рис. 4.3.5.5. Тренды аномалий средних значений характеристик зондирования (чёрные линии) и их средних квадратических отклонений (красные линии) для Архангельска (а, в, д, ж) и Анкары (б, г, е, з) для месяцев, сезонов и за год в целом за 1964–2017 гг. а, б, в, г – число передаваемых уровней в аэрологической телеграмме; д, е, ж, з – расстояние между уровнями зондирования в разных слоях атмосферы: а, б, д, е – слой 0–3 км; в, г, ж, з – слой 0–33 км. Квадратом отмечены тренды со значимостью более 99 %.

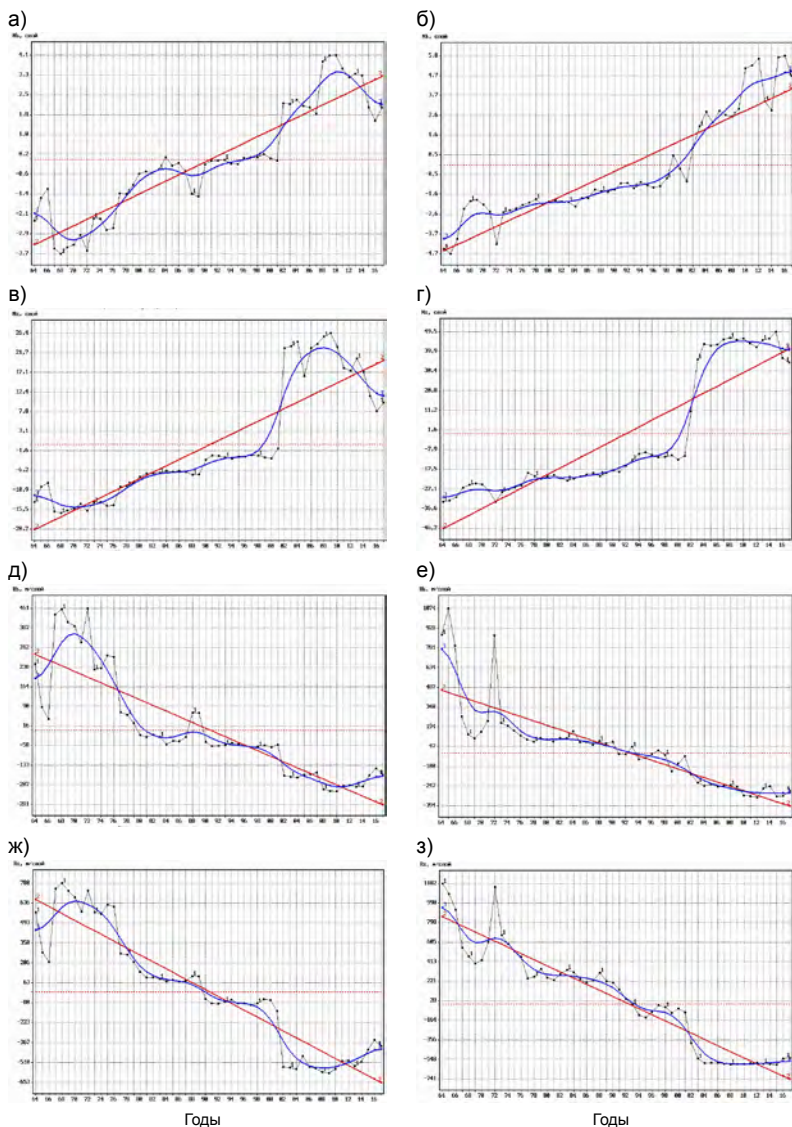


Рис. 4.3.5.6. Временные ряды и линейные тренды, сглаженные временные ряды аномалий средних годовых значений характеристик зондирования для Архангельска (а, в, д, ж) и Анкары (б, г, е, з) за 1964–2017 гг. Значимость трендов не менее 99 %. а, б, в, г – число передаваемых уровней в аэрологической телеграмме; д, е, ж, з – расстояние между уровнями зондирования в разных слоях атмосферы: а, б, д, е – слой 0–3 км; в, г, ж, з – слой 0–33 км.

станций в результате анализа расчётов получены новые знания о вертикальной макроструктуре облачных слоёв, восстановленных по данным радиозондирования с помощью СЕ-метода, в частности о диапазонах изменений средних значений и максимального числа облачных слоёв в разных слоях атмосферы. Проведён совместный анализ максимального числа облачных слоёв и числа переданных уровней в аэрологической телеграмме. Установлено:

- увеличение числа передаваемых уровней в аэрологической телеграмме, сопровождающееся уменьшением расстояния между уровнями зондирования, является необходимым, но не достаточным условием увеличения числа восстановленных облачных слоёв;

- максимальное число облачных слоёв в слое 1–10 км, 20 слоёв, было зафиксировано как на российских, так и зарубежных станциях; этот факт подтверждён и более поздними исследованиями авторов на основе данных 58 российских и зарубежных аэрологических станций по 2021 год.

На примере Архангельска и Анкары при рассмотрении ОС с учётом яруса и количества облачности показано, что наибольшие тренды аномалий среднегодового числа ОС для ОС с количеством облачности 0–20 и 0–100 % поверхности небосвода определены в слое 2–6 км, а для ОС с количеством облачности 20–60, 60–80 и 80–100 % поверхности небосвода они зафиксированы в слое 6–10 км.

4.4. Оценки параметров вертикальной макроструктуры сплошной облачности в Арктическом регионе РФ по долгопериодным данным радиозондирования

Важной составляющей климатической системы является облачность [7, 8, 54, 203]. Она оказывает влияние на видимость на поверхности земли и в атмосфере, а для судоходства и авиации – это вопрос первостепенный [23, 54]. Большой интерес представляют результаты совместного анализа климатических изменений облачности и приземной температуры в связи с современным потеплением в Арктике [8, 254].

Климатические характеристики вертикальной макроструктуры облачности невозможно определить по данным визуальных наземных наблюдений за облаками, данные наземных инструментальных наблюдений и с борта самолёта имеют локальный характер [7, 54, 203, 490]. Информация о вертикальной макроструктуре облаков, полученная с помощью аппаратуры, установленной на спутниках, появилась в последние десятилетия [7, 16, 203, 418].

Большой интерес вызывает исследование вертикальной макроструктуры облачности, восстановленной по радиозондовым профилям, для определения её климатических характеристик, так как данные радиозондовых наблюдений собраны за достаточно длинный период и плотно покрывают территорию земного шара (особенно Северное полушарие) [7, 8, 54, 139, 142, 222, 260, 397, 418].

В данном разделе предметом исследования является вертикальная макроструктура сплошных облачных слоёв (СОС) – облачных слоёв, восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности с помощью СЕ-метода [7, 139, 142, 222], с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода над Арктикой РФ (АРФ) от уровня земли до 10 км, рассмотрен вопрос о пространственно-временной изменчивости параметров СОС (повторяемости, числа слоёв, толщины, высоты нижней и верхней границы), их взаимосвязи с приземной температурой T .

Для определения границ и количества облачности использовался СЕ-метод определения границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности. Было проведено сравнение облачности, восстановленной по радиозондовым данным разными методами, с данными о границах, полученными с других наблюдательных платформ, а также сопоставление возможностей определения облачного/ безоблачного состояния небосвода разными методами. Результаты, полученные с помощью СЕ-метода, отражают наличие отдельных ОС и безоблачных прослоек [7, 142, 374], что позволяет объективно оценить их толщину, выявить тонкие ОС. С его помощью детектируются ОС, а также влажные слои, из которых будут формироваться облака в течение ближайших часов (они не фиксируются при наземных наблюдениях в данный момент из-за малой концентрации облачных частиц, но будут детектированы после формирования, обычно радаром) или являющиеся некоторой формой оставшихся облаков после их растекания, они детектируются при самолётном зондировании с помощью прибора для определения изображения облачных частиц. Результаты СЕ-метода слабо зависят от разрешения профилей, а это важно при проведении исследований на основе долгопериодных радиозондовых данных [7, 142].

4.4.1. Данные и методы исследования

Информационной базой для изучения вертикальной макроструктуры параметров СОС служили данные из массива радиозондовых наблюдений КАРДС [260], пополненного текущими наблюдениями из массивов АЭРОСТАБ [4] и АЭРОСТАС [99]. Данные прошли процедуру комплексного контроля качества [6]. Были выбраны аэрологические станции, расположенные в Североевропейском (СЕР: 22113–Мурманск, 22217–Кандалакша, 22271–Шойна, 23205–Нарьян-Мар), Западно-Сибирском (ЗСР: 23330–Салехард, 20674–Остров Диксон, 23078–Норильск) и Восточно-Сибирском (ВСР: 24125–Оленёк, 21824–Тикси, 24343–Жиганск, 24266–Верхоянск) районах АРФ с максимально полными рядами наблюдений за 1964–2014 гг. Для расчётов были использованы только зондирования с данными как о температуре, так и влажности от поверхности земли до высоты 10 км.

Для определения границ и количества облачности использовался СЕ-метод определения границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности.

Расчёты проведены для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км для повторяемости СОС, их числа NL, суммарной толщины Th, высоты нижней $H_{нг}$ и верхней $H_{вг}$ границ.

Линейные тренды рассчитаны с использованием метода наименьших квадратов. Коэффициент тренда используется как мера интенсивности климатических изменений за указанный период и характеризует среднюю скорость изменений климатической переменной. Значимость трендов определялась по критерию Стьюдента. Сглаженные временные ряды получены после десятикратного сглаживания по трём точкам. Необходимо помнить, что величина трендов зависит от выбора массива данных, их качества [6], периода рядов наблюдений и техники их анализа [8].

4.4.2. Вертикальная структура сплошных облачных слоёв

В табл. 4.4.2.1 приведены диапазоны изменений станционных статистических характеристик параметров СОС над АРФ с учётом сезона и атмосферного слоя за 1964–2014 гг.

Таблица 4.4.2.1

Диапазоны изменений средних сезонных станционных значений числа (NL) сплошных облачных слоёв, их суммарной толщины (Th), высот верхней ($H_{вг}$) и нижней ($H_{нг}$) границ и соответствующих среднеквадратических отклонений σ для различных атмосферных слоёв над Арктическим регионом РФ за 1964–2014 гг.

Параметр СОС	Зима		Весна		Лето		Осень	
	Среднее	σ	Среднее	σ	Среднее	σ	Среднее	σ
0–10 км								
Th, км	1,5–2,0	0,9–1,0	1,5–1,7	0,9–1,0	1,3–1,5	0,9–0,9	1,4–1,9	0,9–1,0
$H_{вг}$, км	7,7–8,9	1,8–3,0	7,7–8,7	2,0–3,1	7,2–8,5	2,3–3,4	7,6–8,8	2,0–3,1
$H_{нг}$, км	1,3–2,1	2,1–2,6	1,5–3,3	2,4–2,9	1,6–3,8	2,5–3,1	1,5–2,6	2,3–2,7
NL, n	3,5–4,7	1,8–2,3	3,2–4,1	1,8–2,3	3,0–3,8	1,7–2,2	3,3–4,4	1,8–2,2
6–10 км								
Th, км	0,9–1,2	0,6–0,7	0,9–1,1	0,6–0,7	0,9–1,0	0,5–0,6	0,9–1,1	0,6–0,7
NL, n	1,9–2,3	0,9–1,0	1,8–2,2	0,8–1,0	1,7–2,0	0,8–0,9	1,8–2,2	0,8–1,0
2–6 км								
Th, км	0,7–0,8	0,4–0,6	0,7–0,8	0,4–0,6	0,6–0,8	0,4–0,5	0,7–0,8	0,4–0,5
NL, n	1,6–1,8	0,7–1,1	1,5–1,7	0,7–1,0	1,5–1,7	0,7–1,1	1,5–1,8	0,7–1,0
0–2 км								
Th, км	0,3–0,5	0,2–0,3	0,3–0,5	0,2–0,3	0,4–0,5	0,2–0,3	0,3–0,5	0,2–0,3
NL, n	1,6–1,9	0,7–0,9	1,6–1,8	0,7–0,9	1,5–1,7	0,7–0,9	1,6–1,8	0,7–0,9

В слое 0–10 км суммарная толщина СОС изменяется в пределах 1,3–2,0 км с максимальными значениями 1,5–2,0 км зимой и минимальными – 1,3–1,5 км – летом. Её уменьшение летом можно объяснить понижением верхней границы и повышением нижней. Число слоёв зимой также максимально – 3,5–4,7 слоя, а летом – минимально – 3,0–3,8 слоя.

Среднеквадратические отклонения для толщины и числа слоёв относительно стабильны и не превышают 0,9–1,0 км и 1,7–2,3 слоя. Для СОС верхнего и среднего ярусов их толщина и число слоёв зимой больше, чем летом, а для нижнего яруса зимой их толщина меньше, а число слоёв – больше, чем летом. Во все сезоны максимальные значения суммарной толщины и числа СОС определены для верхнего яруса; минимальное число слоёв – для среднего, а минимальная толщина – для нижнего яруса.

В табл. 4.4.2.2 для зимы и лета приведены диапазоны изменений стационарных средних значений числа СОС, их суммарной толщины и толщины одного слоя в слоях атмосферы над районами АРФ. К востоку в слое 0–10 км, в верхнем и среднем ярусах суммарная толщина и число СОС увеличивается в оба сезона, а в нижнем ярусе уменьшение толщины сопровождается увеличением их числа зимой и уменьшением – летом. Для всех районов зимой и летом средняя толщина одного СОС в слое 0–10 км изменяется в диапазоне 390–470 м, она увеличивается с высотой: в слоях 0–2, 2–6, 6–10 км она изменяется в интервалах 210–320, 380–490, 460–560 м соответственно.

Таблица 4.4.2.2

Диапазоны изменений средних сезонных стационарных значений числа (NL) сплошных облачных слоёв, их суммарной толщины (Th) и толщины одного сплошного облачного слоя (Th_1) в атмосферных слоях 0–10, 0–2, 2–6, 6–10 км над Североевропейским, Западно- и Восточно-Сибирским районами Арктического региона РФ для зимы и лета за 1964–2014 гг.

Район АРФ	Зима			Лето		
	NL, n	$Th, м$	$Th_1, м$	NL, n	$Th, м$	$Th_1, м$
0–10 км						
СЕР	3,5–3,8	1514–1629	400–470	3,0–3,3	1296–1416	390–470
ЗСР	3,8–4,4	1714–1887	430–460	3,1–3,6	1369–1458	400–470
ВСР	4,1–4,7	1788–1988	420–460	3,0–3,6	1338–1461	410–460
6–10 км						
СЕР	1,9–2,0	944–1001	470–520	1,7–1,9	866–896	460–510
ЗСР	2,0–2,1	1048–1147	520–560	1,8–1,9	901–963	500–530
ВСР	2,2–2,3	1108–1170	490–530	1,8–2,0	891–962	460–510
2–6 км						
СЕР	1,6–1,7	720–791	420–490	1,5–1,7	648–700	380–470
ЗСР	1,6–1,7	768–790	450–490	1,5–1,7	664–711	390–470
ВСР	1,7–1,8	760–808	430–480	1,6–1,7	672–730	400–430
0–2 км						
СЕР	1,6–1,8	417–475	240–300	1,6–1,7	410–510	240–320
ЗСР	1,7–1,9	395–410	220–240	1,6–1,7	416–459	250–290
ВСР	1,7–1,8	358–393	210–220	1,5–1,7	415–434	240–280

В табл. 4.4.2.3 показаны диапазоны изменений стационарных повторяемостей СОС с учётом сезона, района АРФ и слоя атмосферы. Повторяемость СОС в слое 0–10 км максимальна зимой и минимальна – летом,

соответствующие интервалы её изменения составляют 90–97 и 76–89 %. Во все сезоны наиболее часто отмечены СОС верхнего, а редко – среднего ярусов во всех районах, повторяемость СОС в верхней и средней тропосфере слабо возрастает в восточном направлении.

Таблица 4.4.2.3

Диапазоны изменений сезонных станционных значений повторяемости, %, сплошных облачных слоёв в атмосферных слоях 0–10, 0–2, 2–6, 6–10 км над Северо-европейским, Западно- и Восточно-Сибирским районами Арктического региона РФ за 1964–2014 гг.

Район АРФ	Зима	Весна	Лето	Осень
0–10 км				
СЕР	90–93	85–88	82–85	88–91
ЗСР	94–97	87–94	80–90	90–94
ВСР	94–97	84–94	76–89	89–95
6–10 км				
СЕР	69–76	66–69	58–63	65–71
ЗСР	81–86	73–76	61–66	75–81
ВСР	86–90	74–80	62–69	79–84
2–6 км				
СЕР	59–61	51–57	46–53	56–9
ЗСР	63–67	57–59	50–52	60–62
ВСР	65–71	53–61	46–53	60–66
0–2 км				
СЕР	66–71	55–61	51–57	64–69
ЗСР	70–77	58–73	50–70	64–75
ВСР	64–80	43–72	33–65	55–74

4.4.3. Долгопериодные изменения параметров сплошных облачных слоёв, приземной температуры T и приземного давления P для осени

Для анализа долгопериодных изменений T , P и параметров СОС за 1964–2014 гг. осенью были получены соответствующие станционные временные ряды сезонных аномалий. На рис. 4.4.3.1 и 4.4.3.2 они приведены для станций Мурманск, Салехард и Тикси. Прямыми и волнистыми линиями показаны линейные тренды и сглаженные временные ряды, полученные после десятикратного сглаживания временных рядов по трём точкам. Для параметров СОС, T и P видны квазипериодические колебания. Например, в 2004–2010 гг. тенденции изменились по сравнению с началом XXI века. Диапазоны изменения линейных трендов для изучаемых районов АРФ приведены в табл. 4.4.3.1.

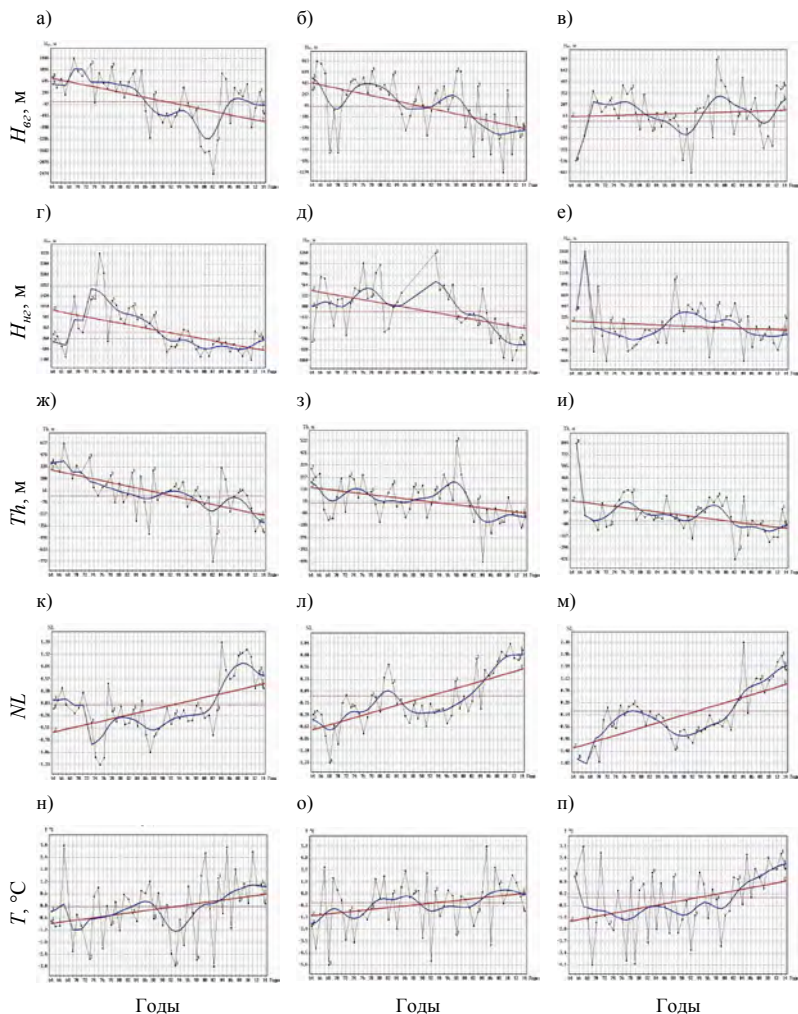


Рис. 4.4.3.1. Чёрные линии (1) – временные ряды аномалий средних сезонных значений параметров вертикальной макроструктуры СОС в слое 0–10 км и приземной температуры T , °C, для осени: а) – в) H_{62} , м; г) – е) H_{162} , м; ж) – и) суммарная толщина, Th , м; к) – м) число слоёв; н) – п) T , °C, полученные на основе данных радиозондирования на станциях Мурманск (а, г, ж, к, н), Салехард (б, д, з, л, о), Тикси (в, е, и, м, п) за 1964 – 2014 гг. Красные линии (2) – линейные тренды, рассчитанные методом наименьших квадратов. Синие линии (3) – сглаженные временные ряды, полученные после десятикратного сглаживания временных рядов по трём точкам.

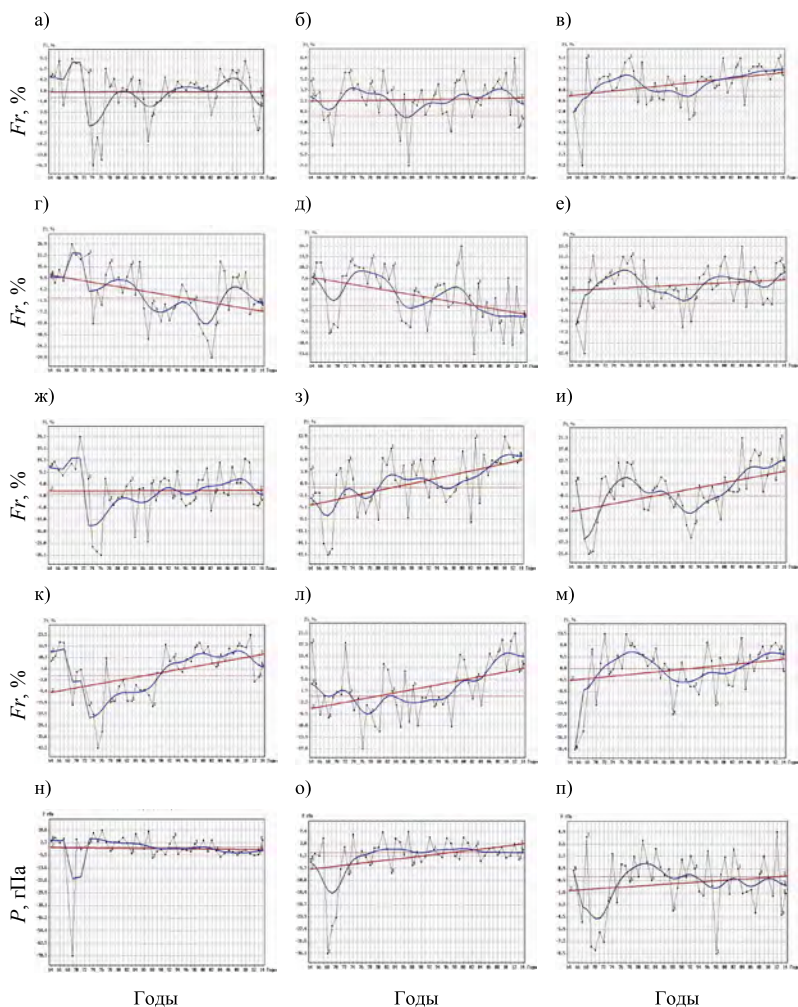


Рис. 4.4.3.2. Чёрные линии (1) – временные ряды аномалий повторяемости СОС в разных слоях и P для осени: а)–в) слой 0–10 км; г)–е) 6–10 км; ж)–и) 2–6 км; к)–м) 0–2 км; н)–п) P , полученные на основе радиозондовых данных для станций Мурманск (а, г, ж, к, н), Салехард (б, д, з, л, о), Тикси (в, е, и, м, п) за 1964–2014 гг. Красные линии (2) – линейные тренды, рассчитанные методом наименьших квадратов. Синие линии (3) – сглаженные временные ряды, полученные после десятикратного сглаживания временных рядов по трём точкам.

Таблица 4.4.3.1

Диапазоны изменений линейных трендов аномалий суммарной толщины (Th) сплошных облачных слоёв, их верхней ($H_{вз}$) и нижней ($H_{нз}$) границ (м/десятилетие), числа (NL , n /десятилетие), повторяемости (Fr , %/десятилетие) в атмосферных слоях 0–10, 0–2, 2–6, 6–10 км, приземной температуры (T , °С/десятилетие) и приземного давления (P , гПа/десятилетие), для осени за 1964–2014 гг. для станций в Североевропейском, Западно- и Восточно-Сибирском районах АРФ

Параметр СОС/ метео- элемент	СЕР		ЗСР		ВСР	
	Тренд, м/дес.	Уровень значим., %	Тренд, %/дес.	Уровень значим., %	Тренд, %/дес.	Уровень значим., %
0–10 км						
Th , м/дес.	-107...-37	96...99	-48...-35	65...99	-85...-61	99
$H_{вз}$, м/дес.	-298...-167	97...99	-162...-60	79...99	-121...16	39...99
$H_{нз}$, м/дес.	-411...-264	99	-418...-163	99	-251...-36	57...99
NL , n /дес.	0,21...0,59	99	0,20...0,58	98...99	0,44...0,58	99
Fr , %/дес.	0,01...1,65	1...98	0,09...0,62	29...94	0,07...1,49	10...99
6–10 км						
Fr , %/дес.	-3,6...-1,0	67...99	-2,1...-0,5	29...99	-1,9...0,5	35...97
2–6 км						
Fr , %/дес.	0,1...3,8	4...99	1,1...3,6	51...99	2,0...4,8	92...99
0–2 км						
Fr , %/дес.	4,0...6,3	99	2,7...6,9	97...99	1,6...4,5	91...99
Приземный слой						
T , °С/дес.	0,29...0,49	95...99	0,34...0,82	58...98	-0,21...0,49	56...99
P , гПа/дес.	-0,25...2,57	17...96	0,17...1,79	28...98	0,32...1,24	66...99

Данные табл. 4.4.3.1 показывают, что осенью за 1964–2014 гг. потепление отмечено вместе с ростом повторяемости и числа СОС, уменьшением суммарной толщины, понижением границ в слое 0–10 км. Различие трендов границ можно объяснить разной скоростью изменения повторяемости СОС в разных ярусах (табл. 4.4.3.1). Сглаженные временные ряды показывают согласованность периодов увеличения и уменьшения высоты верхней границы и повторяемости СОС верхнего яруса (рис. 4.4.3.1а–4.4.3.1в и рис. 4.4.3.2г–4.4.3.2в), а понижения нижней границы – с периодами роста повторяемости СОС нижнего яруса (рис. 4.4.3.1г–4.4.3.1е и 4.4.3.2к–4.4.3.2м). В верхней тропосфере видно уменьшение повторяемости СОС, а в средней и нижней – её увеличение (табл. 4.4.3.1). В направлении к востоку тренды границ уменьшаются, изменения повторяемости СОС в верхнем и нижнем ярусе ослабевают, а в среднем ярусе – усиливаются. В СЕР и ЗСР преобладает увеличение повторяемости сплошной нижней облачности, а в ВСР – средней.

Сравнение трендов повторяемости СОС в слое 0–10 км и в каждом ярусе показывает тенденцию к увеличению повторяемости их многослойных систем.

Относительно изменения параметров СОС в XXI веке отметим, что потепление в начале первого десятилетия XXI века зафиксировано вместе с понижением P в СЕР и ЗСР, увеличением повторяемости и числа СОС в слое 0–10 км, уменьшением суммарной толщины, понижением $H_{не}$, повышением $H_{вв}$ в СЕР и её понижением в ЗСР и ВСР, преобладанием роста повторяемости СОС нижнего яруса над её ростом в среднем ярусе для СЕР и ЗСР, а для ВСР – наоборот [8].

Для СЕР и ЗСР в 2007–2010 гг. потепление перестало усиливаться, тенденции изменения параметров СОС в основном изменились на противоположные (рис. 4.4.3.1 и 4.4.3.2), поэтому – в слое 0–10 км тренды повторяемости за 1964–2014 гг. либо отсутствуют, либо их значимость менее 99 % (табл. 4.4.3.1).

Осенью изменения T взаимосвязаны с изменениями повторяемости и вертикальной макроструктуры СОС (табл. 4.4.3.1). Коэффициенты корреляции T с их повторяемостью над СЕР в изучаемых слоях составляют 0,2–0,5; над ЗСР и ВСР они не превышают 0,3; с границами – -0,4 во всех районах; с толщиной составляют -0,4...-0,2 для СЕР и ВСР и достигают -0,7 для ЗСР [8]. Максимальные значения корреляций отмечены для сентября или октября.

Выводы

СЕ-метод расширяет возможности определения вертикальных границ ОС по радиозондовым профилям температуры и влажности по сравнению с другими методами наблюдения облаков. С его помощью получены новые данные о вертикальной макроструктуре СОС над АРФ в слое 0–10 км, а именно об их повторяемости, числе, высоте нижней и верхней границ, толщине, их пространственно-временной изменчивости и взаимосвязи с приземной температурой. Показано, что:

- в слое 0–10 км повторяемость, суммарная толщина и число СОС, высота верхней границы максимальны зимой и минимальны – летом; уменьшение суммарной толщины летом взаимосвязано с понижением верхней и повышением нижней границы; среднеквадратические отклонения для толщины и числа слоёв относительно стабильны; зимой и летом средняя толщина одного СОС относительно стабильна, с учётом яруса она увеличивается с высотой;

- в восточном направлении (от СЕР к ВСР) в слое 0–10 км, верхней и средней тропосфере суммарная толщина и число СОС увеличивается и зимой, и летом, а в нижней – уменьшение толщины сопровождается увеличением их числа зимой и уменьшением – летом;

- во все сезоны наибольшие значения повторяемости, суммарной толщины и числа СОС определены для верхнего яруса; наименьшие значения повторяемости и числа слоёв – для среднего, минимальной толщины – для нижнего яруса; повторяемость СОС в верхней и средней тропосфере слабо возрастает в восточном направлении – от СЕР к ВСР;

- осенью долгопериодные изменения T взаимосвязаны с изменениями повторяемости СОС, их вертикальной макроструктуры.

Статистические характеристики сплошных облачных слоёв над Арктикой РФ могут быть полезны для обеспечения работы судоходства, авиации, при изучении радиационной энергетики атмосферы, анализе климатических изменений облачности.

4.5. Годовой ход параметров сплошных облачных слоёв над Арктикой на фоне их глобальных оценок по многолетним радиозондовым данным

Облачность является важной составляющей климатической системы. Её влияние на приходящую и уходящую радиацию зависит от многих факторов, в том числе от её количества, высоты, толщины; климатический эффект облаков, зависит также от их географического расположения и сезона [7, 8, 54, 130, 137]. В связи с современным потеплением в Арктике (АР) большой интерес представляет исследование облачности над этим регионом по данным наблюдений [8, 203, 236, 254].

Основным источником знаний по климатологии облачности являются визуальные наблюдения за облаками, проводимые на метеостанциях [7, 130, 137, 203, 490]. Однако фактор субъективности при наземных наблюдениях за облаками может оказывать существенное влияние на результаты анализа их временных рядов; также визуальные наблюдения более достоверны в светлое время суток, чем в тёмное [7, 203, 222, 290]. Основным препятствием для достоверных наземных наблюдений в Арктике является редкая сеть наземных наблюдений, особенно в Гренландии и Северном Ледовитом океане [203].

По данным спутниковой аппаратуры можно получить информацию о макрофизических и микрофизических параметрах облачности [16], однако спутниковые данные имеются за разные и достаточно короткие периоды, и существуют некоторые проблемы их интерпретации [16, 137, 142, 203, 418, 490]. Для улучшения наших знаний о вертикальной структуре облачности в последние годы действуют спутники со сканирующими устройствами типа лидар на CALIPSO и ICESat и радар на CLOUDSAT и EarthCARE, однако временные ряды этих наблюдений коротки для получения надёжной климатологии облачности в Арктике [16, 203].

Большой интерес вызывает исследование климатических характеристик параметров вертикальной макроструктуры облачности, восстановленной по результатам радиозондирования атмосферы [7, 8, 139, 146–148, 206, 221, 222, 260, 397, 418]. Это обусловлено следующими причинами: во-первых, при наличии сплошного покрытия небосвода облаками нижнего или среднего ярусов наблюдателю не доступна информация об их вышележащих слоях; во-вторых, ни наземные, ни спутниковые наблюдения не дают надёжной информации о толщине облачности [7, 397, 418]; в-третьих, сложные погодные условия создают препятствия для достоверных наземных наблюдений [8, 203]; в-четвёртых, результаты определения границ и количества облаков по данным радиозондирования не зависят от освещённости и характера подстилающей поверхности; в-пятых, данные радиозондовых

наблюдений собраны за достаточно длинный период и плотно покрывают территорию земного шара, особенно Северное полушарие [8, 260].

В [8, 146, 147, 211] авторами было проведено исследование постанционных климатических характеристик параметров вертикальной макроструктуры облачных слоёв с учётом количества облаков для Российской Арктики, а также их повторяемости для разных широтных зон ЗШ [148]. Определение границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности было выполнено с помощью СЕ-метода [7, 142, 222].

В данном разделе продолжены исследования вертикальной макроструктуры сплошных облачных слоёв, облачных слоёв с количеством облаков 80–100 % поверхности небосвода над Арктикой в слое от уровня земли до высоты 10 км. Рассмотрена задача о внутригодовых изменениях многолетних средних сезонных (подразумеваются сезоны СП) значений повторяемости Fr , числа слоёв NL , суммарной толщины Th , высоты нижней $H_{не}$ и верхней $H_{вв}$ границы сплошных облачных слоёв. Расчёты проведены для атмосферных слоёв 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 её нижней границы. Период наблюдений выбран с 1964 года, так как на аэрологической сети в Южном полушарии в конце 1950-х – начале 1960-х годов результатов радиозондовых измерений недостаточно для климатических расчётов [8, 111]. Расчёты выполнены для Арктики и земного шара с целью сопоставления результатов, полученных за один период наблюдений и по единой методике расчётов.

4.5.1. Данные и методы исследования

Информационной базой для изучения вертикальной макроструктуры сплошных облачных слоёв служили данные из глобального массива радиозондовых наблюдений CARDS (Comprehensive Aerological Reference Dataset) [260], пополненного текущими наблюдениями из массивов АЭРОСТАБ [4] и АЭРОСТАС [99]. Исходные массивы прошли процедуру комплексного контроля качества [9]. Для расчётов были отобраны станции с достаточно полным количеством данных.

При расчётах многолетних статистик параметров сплошных облачных слоёв требовалось, чтобы временные ряды для каждого месяца имели данные не менее чем за 25 лет из рассматриваемого 55-летнего периода 1964–2017 гг. для каждой станции. Одним из условий включения станции глобальной аэрологической сети в исследование является наличие наблюдений за интервал 1990–2010 гг. Использовались все прошедшие контроль результаты радиозондирования с данными для температуры и влажности в слое от поверхности земли до высоты 10 км, поэтому число использованных профилей для разных слоёв атмосферы может различаться. В предыдущих работах авторов [8, 139, 146, 147] требовалось наличие данных за половину лет из рассматриваемого периода наблюдений, и в расчёты включались

только те зондирования, при которых имелись данные как для температуры, так и для влажности до высоты 10 км.

Известно [8, 9, 108], что данные радиозондовых наблюдений в тропосфере являются более «благополучными», чем в стратосфере, как в отношении обеспеченности, так и относительно возникновения ошибок расчётов по этим данным, обусловленных малой высотой полёта зондов. Однако исторические массивы радиозондовых измерений температуры и особенно влажности являются неоднородными в большинстве стран [8, 9, 57, 108, 170, 260, 268, 273] в силу ряда причин: различными национальными метеослужбами неоднократно за период наблюдений менялись приборы, методы наблюдений, расположение станций, среда и форматы их хранения; менялись алгоритмы обработки данных, в частности отсутствовали интернациональные стандарты по преобразованию наблюдений за относительной влажностью в дефицит точки росы; в разных странах использовались разные датчики; смена датчиков влажности проводилась несогласованно, в ряде стран в течение длительных периодов; независимо от модели датчика на точность измерения влажности оказывает влияние величина относительной влажности, давления и солнечной радиации, величина и/или знак градиента температуры. При измерении температуры и влажности основным источником погрешностей является инерционность датчиков, особенно для влажности [57, 142, 170, 268, 279].

Для определения границ и количества облаков по радиозондовым профилям температуры и влажности использовался СЕ-метод. СЕ-метод был апробирован для разных широтных зон [7, 142, 222]. В [7, 142, 222] проведён анализ корректности определения яруса, количества облаков, точности его определения для нижней, средней и верхней облачности, для отдельных её форм, для плотных и тонких облачных слоёв по сравнению с данными наземных визуальных наблюдений за облаками [375]. Было проведено сравнение облачности, восстановленной по радиозондовым измерениям 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 разными методами [7, 142, 374].

Для Арктики СЕ-метод прошёл проверку на данных эксперимента SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean, США) и FIRE (First Regional Experiment), проводившегося в рамках ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project), эксперимента по изучению облачности в Арктике [235, 476]. Использовались спутниковые наблюдения, профили температуры и влажности, полученные при GPS зондировании атмосферы, данные измерений с помощью облакомера, радара, лидара, с борта самолёта, данные визуальных наблюдений за облаками. В результате исследования было показано, что с помощью СЕ-метода детектируются ОС и влажные слои, из которых будут формироваться облака в течение ближайших нескольких часов (эти слои ещё не фиксируются при наземных наблюдениях за облаками в данный момент из-за малой концентрации облачных частиц, но будут детектированы после их формирования, обычно радаром). Определяются

также влажные слои, являющиеся некоторой формой оставшихся облаков после их растекания (через несколько часов), и которые фиксируются с помощью прибора для определения изображения облачных частиц CPI при самолётном зондировании [7, 142].

Основным изменением в технологии радиозондирования является передача более детальных профилей для наблюденных метеовеличин. С использованием данных GPS зондирования, проводимого во время эксперимента SHEBA, была проанализирована чувствительность разных методов определения границ ОС по данным радиозондирования к изменению разрешения профилей; было установлено, что результаты, полученные с помощью СЕ-метода, отражают наличие отдельных ОС и безоблачных прослоек, а это позволяет объективно оценить суммарную толщину ОС, выявить тонкие ОС, и слабо зависят от разрешения профилей температуры и влажности, что крайне важно при проведении климатических исследований на основе исторических массивов радиозондовых данных [7, 142, 207, 220].

Описание расчёта постанционных многолетних средних значений повторяемости сплошных облачных слоёв в изучаемых слоях атмосферы приведено в разделе 1.2.2.

При расчётах учитывались сплошные облачные слои толщиной не менее 50 метров, при этом допускалось существование ОС с другой градацией количества облаков.

При вычислении многолетних средних значений параметров сплошных облачных слоёв были использованы результаты радиозондовых измерений, проводимых на станциях глобальной аэрологической сети. Данные по этим станциям осреднены с учётом площади зоны влияния каждой станции; под зоной влияния станции понимается территория вокруг неё, на которой наблюдения метеорологической величины коррелируют с наблюдениями на станции, и определяется она с использованием радиуса горизонтальной корреляции. Сглаживание среднемесячных и среднесезонных значений параметров СОС проводилось по трём точкам.

Для визуализации и анализа распределения средних значений параметров сплошных облачных слоёв на изучаемых территориях удобнее работать с полями в регулярной сетке, а не со значениями в нерегулярном множестве аэрологических станций. Для интерполяции постанционных многолетних средних значений параметров СОС на градусную сетку $2 \times 2^\circ$ использовался метод взвешенной анизотропной интерполяции (см. раздел 1.2.3).

4.5.2. Годовой ход многолетних средних месячных значений параметров сплошных облачных слоёв

Для Арктики и земного шара на рис. 4.5.2.1 показан годовой ход многолетних средних месячных/ сезонных значений параметров сплошных облачных слоёв и многолетние средние за год в целом для изучаемых слоёв атмосферы, в табл. 4.5.2.1 приведены соответствующие многолетние средние сезонные значения параметров СОС.

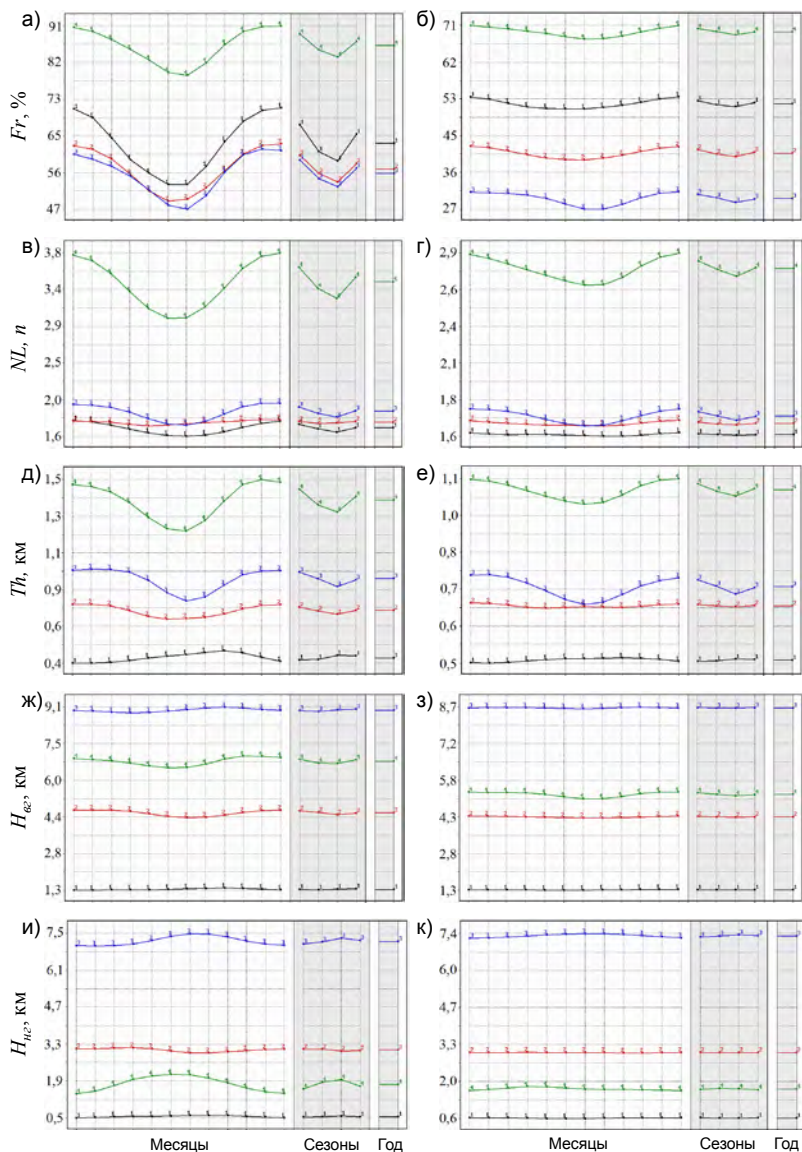


Рис. 4.5.2.1. Многолетние средние значения параметров сплошных облачных слоёв для каждого месяца (1, ..., 12), сезона СП (I, II, III, IV) и за год для Арктики (а, в, д, ж, и) и земного шара (б, г, е, з, к) за 1964–2017 гг.

(а, б) – Fr , %; (в, г) – NL , n; (д, е) – Th , км; (ж, з) – $H_{гг}$, км; (и, к) – $H_{нз}$, км. Линии 1 (чёрные) – для слоя 0–2 км; 2 (красные) – 2–6 км; 3 (синие) – 6–10 км; 4 (зелёные) – 0–10 км. Сезоны: I – зима; II – весна; III – лето; IV – осень.

Таблица 4.5.2.1

Многолетние средние сезонные значения параметров сплошных облачных слоёв: повторяемости (Fr , %) от соответствующего числа зондирований, их числа (NL), суммарной толщины (Th), верхней ($H_{в2}$) и нижней ($H_{н2}$) границ в изучаемых слоях атмосферы над Арктикой и земным шаром. 1964–2017 гг.

Параметр СОС	Зима		Весна		Лето		Осень	
	АР	ЗШ	АР	ЗШ	АР	ЗШ	АР	ЗШ
0–10 км								
Fr , %	89	70	85	69	84	68	87	69
NL , п	3,7	2,8	3,4	2,7	3,3	2,7	3,5	2,7
Th , км	1,5	1,1	1,4	1,0	1,3	1,0	1,4	1,1
$H_{в2}$, км	6,9	5,3	6,8	5,2	6,8	5,1	6,9	5,2
$H_{н2}$, км	1,6	1,8	1,9	1,9	2,0	1,8	1,7	1,8
6–10 км								
Fr , %	58	31	54	30	52	29	57	30
NL , п	2,0	1,8	1,9	1,7	1,8	1,7	1,9	1,7
Th , км	1,0	0,8	0,9	0,7	0,9	0,7	0,9	0,7
$H_{в2}$, км	9,0	8,7	9,0	8,7	9,0	8,7	9,1	8,7
$H_{н2}$, км	7,1	7,3	7,2	7,3	7,4	7,4	7,3	7,3
2–6 км								
Fr , %	60	41	56	40	53	39	58	40
NL , п	1,7	1,7	1,7	1,6	1,7	1,6	1,7	1,6
Th , км	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6
$H_{в2}$, км	4,7	4,3	4,6	4,3	4,5	4,3	4,6	4,3
$H_{н2}$, км	3,2	3,1	3,2	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1
0–2 км								
Fr , %	67	53	61	52	58	51	65	52
NL , п	1,8	1,6	1,7	1,6	1,6	1,6	1,7	1,6
Th , км	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
$H_{в2}$, км	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3
$H_{н2}$, км	0,5	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6

Примечание. Подразумеваются сезоны СП.

В связи с вопросом о точности расчётов ниже приведено общее число наблюдений в слое атмосферы 0–10 км для Арктики и земного шара, а также число наблюдений за 1964–2017 гг., использованных при расчётах статистик параметров сплошных облачных слоёв в изучаемых атмосферных слоях.

Район	Слой атмосферы над уровнем земли				Число наблюдений в слое 0–10 км
	0–2 км	2–6 км	6–10 км	0–10 км	
Арктика	1 104 230	1 017 376	952 996	1 412 654	2 832 878
Земной шар	9 555 266	7 554 770	5 314 150	12 074 559	21 239 765

Рис. 4.5.2.1 и данные табл. 4.5.2.1 демонстрируют следующие особенности годового хода параметров сплошных облачных слоёв, характерные как для Арктики, так и для земного шара.

В слое 0–10 км многолетние средние сезонные значения повторяемости, суммарной толщины, числа сплошных облачных слоёв, высоты

верхней границы максимальны зимой и минимальны – летом; уменьшение суммарной толщины летом взаимосвязано с понижением верхней и повышением нижней границ; средние толщины одного слоя СОС зимой и летом различаются мало.

Для всех сезонов наибольшие многолетние средние значения повторяемости сплошных облачных слоёв определены для нижнего яруса, а наименьшие значения – для верхнего; для суммарной толщины, наоборот, её наибольшие многолетние средние значения зафиксированы для верхнего яруса, а наименьшие значения – для нижнего. Таким образом, наиболее часто повторяется сплошная нижняя облачность, но её толщина мала, сплошная верхняя облачность имеет большую толщину, но фиксируется реже, чем средняя и нижняя облачность.

Во все сезоны наибольшие многолетние средние значения числа сплошных облачных слоёв определены для верхнего яруса; при этом ярус облаков с минимальным многолетним средним значением числа СОС зависит от сезона и территории осреднения (Арктики и земного шара).

Отмечены следующие различия в годовом ходе параметров сплошных облачных слоёв над Арктикой и земным шаром. Во-первых, в слое атмосферы 0–10 км для всех сезонов повторяемость СОС, число слоёв, суммарная толщина, высота верхней границы над Арктикой больше, чем для земного шара в целом. Во-вторых, минимальное многолетнее среднее значение числа СОС над Арктикой определено зимой для среднего яруса, летом – для нижнего яруса; для земного шара оно определено зимой для нижнего яруса (в остальные сезоны средние значения числа СОС для среднего и нижнего ярусов совпадают).

На рис. 4.5.2.2–4.5.2.6 приведены географические распределения многолетних средних сезонных (подразумеваются сезоны СП) значений параметров сплошных облачных слоёв для слоя атмосферы 0–10 км. На них звёздочками отмечены 965 станций радиозондирования, использованные в исследовании.

В связи с вопросом о точности расчётов параметров СОС ниже приведены средние глобальные значения числа наблюдений в изучаемых слоях атмосферы для одной станции с учётом сезона за 1964–2017 гг.

Сезон	Слой атмосферы над уровнем земли			
	0–2 км	2–6 км	6–10 км	0–10 км
Зима	2526	2017	1455	3197
Весна	2451	1938	1408	3129
Лето	2426	1892	1260	3047
Осень	2498	1981	1385	3138

Анализ рисунков для полярных широт обоих полушарий с учётом сезонов Северного и Южного полушарий соответственно показал, что от зимы к лету характерно уменьшение площади с большой повторяемостью сплошных облачных слоёв и её увеличение от лета к зиме; для числа слоёв, их суммарной толщины видно их увеличение в холодный сезон по сравнению с тёплым.

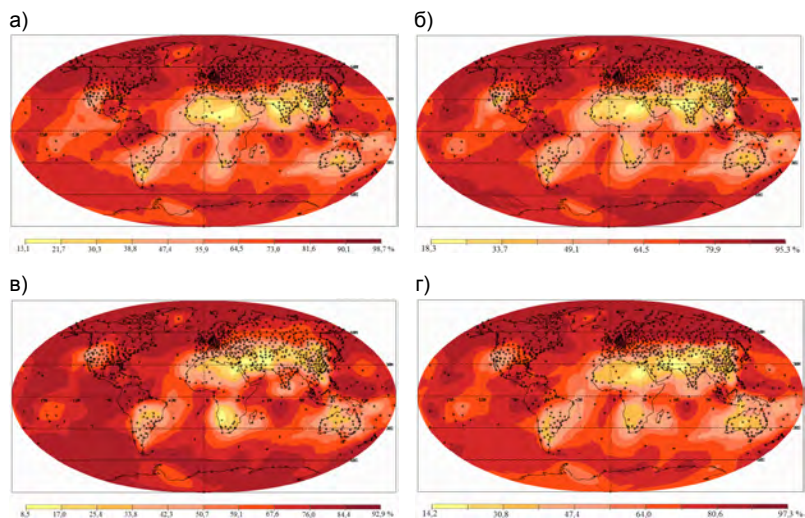


Рис. 4.5.2.2. Географическое распределение многолетних средних сезонных значений повторяемости, %, сплошных облачных слоёв для слоя атмосферы 0–10 км над уровнем земли для зимы (а), весны (б), лета (в) и осени (г) СП. 1964–2017 гг.

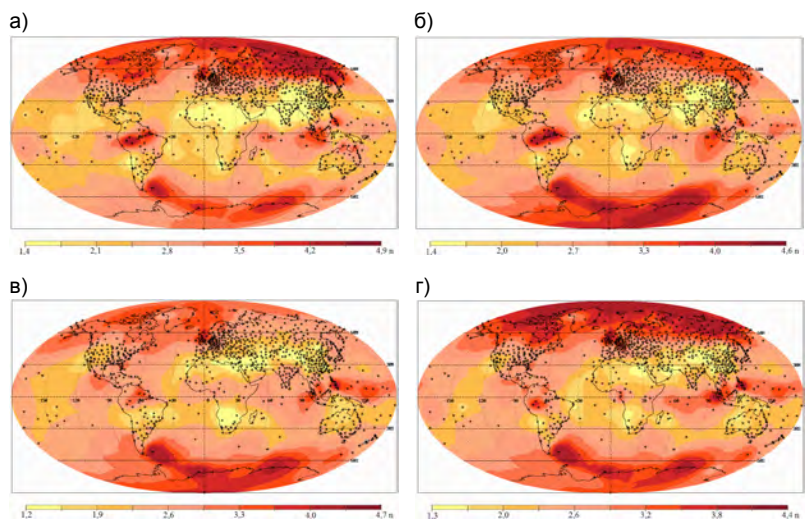


Рис. 4.5.2.3. Географическое распределение многолетних средних сезонных значений числа сплошных облачных слоёв NL, n, в слое атмосферы 0–10 км над уровнем земли для зимы (а), весны (б), лета (в) и осени (г) СП. 1964–2017 гг.

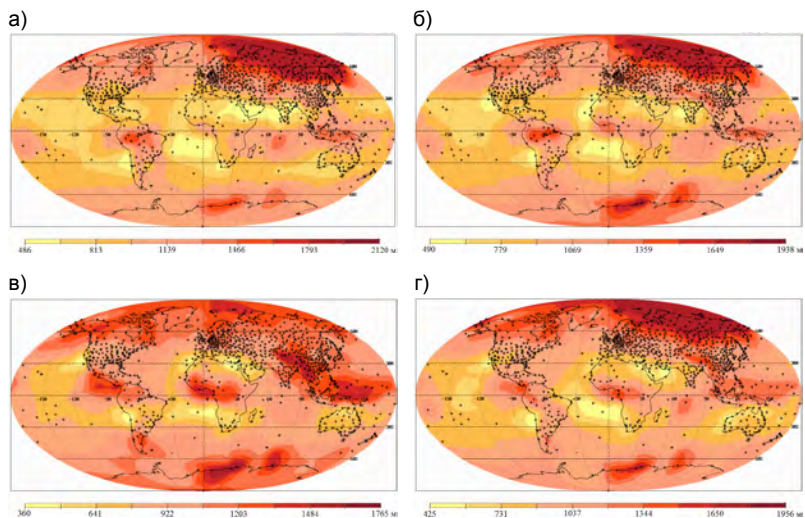


Рис. 4.5.2.4. Географическое распределение многолетних средних сезонных значений суммарной толщины сплошных облачных слоёв для слоя атмосферы 0–10 км над уровнем земли для зимы (а), весны (б), лета (в) и осени (г) СП. 1964–2017 гг.

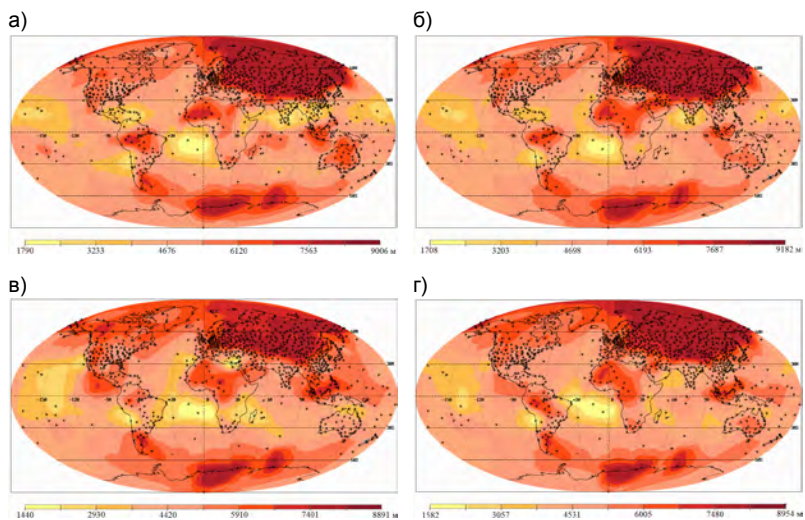


Рис. 4.5.2.5. Географическое распределение многолетних средних сезонных значений высоты верхней границы сплошных облачных слоёв для слоя атмосферы 0–10 км для зимы (а), весны (б), лета (в) и осени (г) СП. 1964–2017 гг.

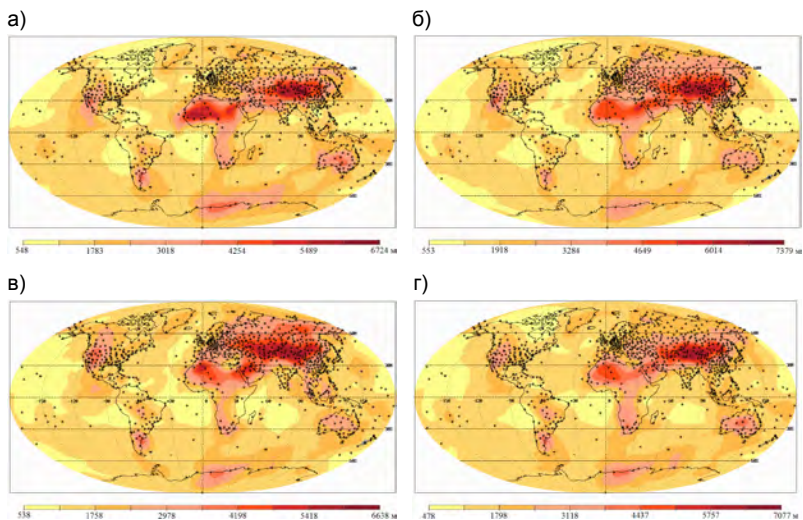


Рис. 4.5.2.6. Географическое распределение многолетних средних сезонных значений высоты нижней границы сплошных облачных слоёв для слоя атмосферы 0–10 км для зимы (а), весны (б), лета (в) и осени (г) СП. 1964–2017 гг.

Для Арктики уменьшение площади с большой повторяемостью сплошных облачных слоёв летом по сравнению с зимой видно в основном в Восточном полушарии (ВП), а в Западном полушарии (ЗП) она несколько увеличивается. Высота верхней границы СОС над Арктикой летом по сравнению с зимой на части территории в Восточном полушарии уменьшается, а в Западном полушарии – увеличивается. При этом высота нижней границы летом выше, чем зимой для большей части Арктики, как в Восточном, так и в Западном полушарии.

4.5.3. Сравнение результатов о характере годового хода параметров сплошных облачных слоёв, полученных на основе радиозондовых наблюдений, и общего количества облачности, полученного на основе наземных и спутниковых наблюдений, реанализов

Значительный интерес представляет качественное сравнение результатов о характере годового хода характеристик облачности над Арктикой, полученных на основе радиозондовых, наземных и спутниковых наблюдений, реанализов, в частности параметров сплошных облачных слоёв и общего количества облачности (ОКО). Характер годового хода ОКО над Арктикой в целом и раздельно над океаном и сушей при расчётах по данным массивов наземных и спутниковых наблюдений, а также на основе данных реанализов

обсуждается в [203]. Ниже для сравнений используются эти результаты только для суши (табл. 4.5.3.1).

Анализ рис. 4.5.2.1а, табл. 4.5.2.1 и 4.5.3.1 показал следующее. Максимум повторяемости сплошных облачных слоёв во всех изучаемых слоях атмосферы над Арктикой виден зимой/ поздней осенью и минимум – летом, что согласуется с характером годового хода общего количества облачности, определённом по реанализам ERA-40, ERA-Interim, JRA-25, NASA-MERRA, NOAA-CIRES 20CR. По данным реанализа NCEP/DOE максимум общего количества облачности также приходится на зиму и осень, но минимум – на весну, это качественно согласуется с тем, что повторяемости сплошных облачных слоёв для весны и лета различаются мало для всех изучаемых слоёв. По данным NCEP/NCAR ОКО возрастает от зимы к осени, а по данным NCEP/CFSR – оно максимально осенью и весной и минимально – летом, т. е. максимум общего количества облачности, как и значительная повторяемость СОС, отмечен осенью, но зимой видно рассогласование.

Таблица 4.5.3.1

Характер годового хода общего количества облачности по данным наблюдений и реанализов: сезон с максимальным многолетним средним значением общего количества облачности отмечен (+), а с минимальным значением – (-)

	Зима	Весна	Лето	Осень
<i>Наземные наблюдения</i>				
EECRA (1971–1996 гг.)	-		+	
<i>Спутниковые наблюдения</i>				
APP (1982–2004 гг.), CERES (2000–2010 гг.), MODIS (2000–2009 гг.), PATMOS-x (1982–2009 гг.)	-		+	
ISCCP (1983–2008 гг.)	+	+	+	+
<i>Реанализы</i>				
ERA-40 (1979–2002 гг.), ERA-Interim (1989–2009 гг.), JRA-25 (1979–2009 гг.), NASA-MERRA (1979–2009 гг.), NOAA-CIRES 20CR (1979–2008 гг.)	+		-	+
NCEP/DOE (1979–2008 гг.)	+	-		+
NCEP/NCAR (1978–2008 гг.)	-			+
NCEP/CFSR (1979–2009 гг.)		+	-	+

Общее количество облачности, полученное на основе спутниковых наблюдений APP, CERES, MODIS, PATMOS-x и наземных визуальных наблюдений EECRA, зимой меньше, чем летом. По данным ISCCP, зимой минимума ОКО не определено, и амплитуда годового хода ОКО наименьшая по сравнению с результатами, полученными на основе других спутниковых данных [203]. Согласно [203, 236], алгоритм определения облачности в ISCCP определяет чистое небо с осадками в виде кристаллов как облачность.

Итак, повторяемость сплошных облачных слоёв над Арктикой зимой больше, чем летом, что согласуется с расчётами общего количества облачности по большинству реанализов, но общее количество облачности, определённое по данным наблюдений, зимой меньше, чем летом. При этом результаты об увеличении ОКО над Арктикой в конце лета и начала осени, полученные для светлого времени года по данным всех наблюдений и реанализов [203], согласуются с увеличением повторяемости СОС во всех изучаемых слоях атмосферы над Арктикой. Минимум площади морского льда также отмечается в этот период. Причины расхождения результатов для тёмного времени года в Арктике могут быть следующие.

Во-первых, наиболее часто источником трудностей в климатологии облачности и одной из причин различий в климатологиях облачности, полученных по спутниковым и наземным наблюдениям, по данным реанализов, являются тонкие облачные слои, особенно при их определении над поверхностью лёд/снег [7, 23, 130, 137, 142, 203, 222, 236, 290, 418, 430, 474].

Во-вторых, для Арктики многолетние средние сезонные значения суммарной толщины сплошных облачных слоёв в нижнем ярусе летом и осенью больше, чем зимой (табл. 4.5.2.1), следовательно, летом нижнюю облачность легче детектировать как наземному наблюдателю, так и с помощью спутниковой аппаратуры.

В-третьих, для верхней облачности многолетние средние сезонные значения суммарной толщины летом меньше, чем зимой, но зимой увеличивается и число сплошных облачных слоёв по сравнению с летом, т. е. облачность становится более разреженной, возможность зафиксировать облачность со спутника зимой меньше, чем летом.

Выводы

На основе глобальных данных радиозондирования с использованием СЕ-метода получены новые данные по климатологии параметров вертикальной макроструктуры сплошных облачных слоёв над Арктикой и земным шаром в слое 0–10 км, а именно о годовом ходе их повторяемости, числе, толщине, высоте нижней и верхней границ, их пространственно-временной изменчивости.

Для Арктики и земного шара характер годового хода повторяемости сплошных облачных слоёв, рассчитанной по данным радиозондирования, и общего количества облачности, рассчитанного на базе большинства реанализов для суши [203], хорошо согласуются; также по данным наземных и спутниковых наблюдений отмечено увеличение общего количества облаков, и по радиозондовым наблюдениям – увеличение повторяемости сплошных облачных слоёв осенью по сравнению с летом, что согласуется с отмечающимся в этот период минимумом площади морского льда.

Полученные статистические характеристики сплошных облачных слоёв над Арктикой и земным шаром могут быть полезны при изучении радиационной энергии атмосферы, климатических исследований облачности.

4.6. Долгопериодные оценки толщины, границ и повторяемости облачных слоёв для 58 российских и зарубежных станций из соседних с РФ районов по данным радиозондирования за 1964–2018 гг.

Знания о вертикальной макроструктуре облачности важны для исследований климата атмосферы и его изменений, климатических исследований облачности, при решении задач по прохождению электромагнитных волн, для нужд авиации [7, 25, 54, 70, 139, 140, 147, 263, 374, 397, 418, 455]. Исследование вертикальной макроструктуры облачных слоёв, восстановленных по радиозондовым профилям температуры и влажности, вызывает большой интерес, так как данные радиозондовых наблюдений собраны за достаточно длинный период, и станции глобальной аэрологической сети плотно покрывают территорию земного шара [4, 99, 260].

Данная работа является логическим продолжением исследований вертикальной макроструктуры облачных слоёв, восстановленных с помощью СЕ-метода восстановления границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности [142, 222], полученным при радиозондировании атмосферы, проводимом на аэрологических станциях, расположенных на территории Российской Федерации [8, 141, 145, 147].

Предметом исследования в ней является вертикальная макроструктура облачных слоёв в слое атмосферы 0–10 км над уровнем земли. Рассмотрен вопрос о долгопериодных средних годовых значениях параметров облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода для аэрологических станций, расположенных на территории Российской Федерации и ближнего зарубежья. В качестве параметров облачных слоёв выбраны их суммарная толщина (Th), высоты нижней ($H_{не}$) и верхней ($H_{ве}$) границ, повторяемость (Fr). Также приведены оценки для суммарной толщины безоблачных прослоек $Th_{бп}$ между облачными слоями. Получены оценки диапазонов изменений долгопериодных средних годовых стационарных значений перечисленных параметров; проведён их анализ. Выполнено сравнение полученных результатов для российских и зарубежных станций из соседних с РФ регионов.

4.6.1. Данные и методы исследования

Информационной базой для исследования служили данные 56 аэрологических российских и зарубежных станций в Северном полушарии, расположенных в широтах 39,95–73,50° с.ш. и долготах 19,18–203,24° в.д., и двух антарктических российских станций из глобального аэрологического массива КАРДС [260], пополненного текущими данными из массивов АЭРОСТАБ [4] и АЭРОСТАС [99]. Данные прошли процедуру комплексного контроля качества [6, 260]. Зарубежные станции были выбраны в соседних с РФ районах. Для возможности сопоставления полученных результатов с результатами, полученными ранее для отдельных категорий станций [8, 141, 145, 147], в данном исследовании все станции разделены на несколько категорий (табл. 4.3.1.1).

Для восстановления по вертикальным профилям температуры и влажности параметров облачных слоёв использовался СЕ-метод определения границ и количества облачности по результатам радиозондовых наблюдений, разработанный специально для климатических исследований [7, 139, 140, 142, 147, 222].

Исследования числа облачных слоёв проведены для атмосферных слоёв 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над уровнем земли. Согласно принятой в метеорологии классификации облаков [27, 497], первые три из них соответствуют нижнему, среднему и верхнему ярусам облаков.

При расчётах учитывались ОС толщиной не менее 50 м, что обусловлено точностью передаваемых значений температуры и влажности в аэрологической телеграмме [7, 57, 89, 142] (значения температуры T и относительной влажности R в аэрологической телеграмме в соответствии с кодом КН–04 [89] представлены с точностью до 0,1 °С и 0,1 % соответственно). Так как результаты расчётов статистических характеристик границ и толщины могут быть использованы при решении задач, требующих различную точность, расчёты были выполнены по формулам с точностью до 0,1 м и округлены до 1 м.

4.6.2. Диапазоны изменений многолетних средних годовых станционных значений суммарной толщины облачных слоёв в разных слоях атмосферы

В табл. 4.6.2.1 и 4.6.2.2 для исследуемых категорий аэрологических станций приведены диапазоны изменений многолетних средних годовых станционных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений суммарной толщины облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, определённых с помощью СЕ-метода в разных атмосферных слоях за период наблюдения 1964–2018 гг.

Таблица 4.6.2.1

Диапазоны изменений многолетних средних годовых станционных значений (Δ , м) суммарной толщины облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли для разных категорий станций. 1964–2018 гг.

Категория аэрологических станций	Слой атмосферы			
	0–2 км	2–6 км	6–10 км	0–10 км
	Δ , м	Δ , м	Δ , м	Δ , м
12 станций ГСНК территории РФ	503–620	917–1099	1080–1259	2462–2638
9 арктических станций РФ, не являющихся станциями ГСНК	502–655	938–1016	1180–1273	2536–2758
21 дополнительная станция РФ	539–623	959–1079	1061–1164	2464–2627
2 антарктические станции РФ	494–526	923–949	1161–1194	2498–2599
14 зарубежных станций	499–747	1002–1271	1073–1383	2522–3015
Все изучаемые станции	494–747	917–1271	1061–1383	2462–3015

Анализ данных табл. 4.6.2.1 показал, что средние годовые стационарные значения суммарной толщины ОС в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над уровнем земли изменяются в следующих пределах: для российских станций – 494–655, 917–1099, 1061–1273 и 2462–2758 м, а для зарубежных станций – 499–747; 1002–1271; 1073–1383 и 2522–3015 м соответственно. Для российских станций в нижнем, среднем, верхнем ярусах и в слое 0–10 км амплитуда изменения средних значений суммарной толщины ОС меньше, чем для зарубежных: для российских станций она составляет 161, 182, 212 и 296 м, а для зарубежных – 248, 269, 310 и 493 м соответственно. Это можно объяснить большими значениями верхних пределов диапазонов изменения средних значений суммарной толщины облачных слоёв для зарубежных станций, при этом соответствующие значения нижних пределов для российских и зарубежных станций различаются мало.

Таблица 4.6.2.2

Диапазоны изменений многолетних годовых стационарных значений среднеквадратических отклонений ($\Delta\sigma$, м) суммарной толщины облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли для разных категорий станций. 1964–2018 гг.

Категория аэрологических станций	Слой атмосферы			
	0–2 км	2–6 км	6–10 км	0–10 км
	$\Delta\sigma$, м	$\Delta\sigma$, м	$\Delta\sigma$, м	$\Delta\sigma$, м
12 станций ГСНК территории РФ	262–378	499–570	552–615	835–1084
9 арктических станций РФ, не являющихся станциями ГСНК	280–370	509–542	598–622	851–913
21 дополнительная станция РФ	277–392	486–550	545–598	840–928
2 антарктические станции РФ	287–309	492–500	550–568	806–836
14 зарубежных станций	246–450	503–669	518–677	829–1020
Все изучаемые станции	246–450	486–669	518–677	806–1084

Диапазоны изменений многолетних годовых стационарных значений среднеквадратических отклонений суммарной толщины ОС в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над уровнем земли составляют (табл. 4.6.2.2) для российских станций 262–392, 486–570, 545–622 и 806–1084 м, а для зарубежных станций – 246–450; 503–669; 518–677 и 829–1020 м; амплитуды изменения среднеквадратических отклонений суммарной толщины ОС составляют для российских станций 130, 84, 77 и 278 м, а для зарубежных – 204, 166, 159 и 191 м соответственно. Для российских станций в нижнем, среднем, верхнем ярусах амплитуда изменения среднеквадратических отклонений толщины ОС меньше, чем для зарубежных.

4.6.3. Диапазоны изменений многолетних средних годовых стационарных значений суммарной толщины безоблачных прослоек между облачными слоями с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км

В табл. 4.6.3.1 для исследуемых категорий аэрологических станций приведены диапазоны изменений многолетних средних годовых стационарных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений суммарной толщины безоблачных прослоек между облачными слоями с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, определённых с помощью СЕ-метода в атмосферном слое 0–10 км над уровнем земли.

Таблица 4.6.3.1

Диапазоны изменений многолетних средних годовых стационарных значений (Δ , м) и соответствующих среднеквадратических отклонений ($\Delta\sigma$, м) суммарной толщины безоблачных прослоек между облачными слоями с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, определённых с помощью СЕ-метода в атмосферном слое 0–10 км над уровнем земли, для разных категорий станций. 1964–2018 гг.

Категория аэрологических станций	Δ , м	$\Delta\sigma$, м
12 станций ГСНК территории РФ	2594–3085	1021–1135
9 арктических станций РФ, не являющихся станциями ГСНК	2881–3096	1051–1104
21 дополнительная станция РФ	2650–3053	1032–1125
2 антарктические станции РФ	2768–2917	1000–1015
14 зарубежных станций	2616–3225	931–1126
Все изучаемые станции	2594–3225	931–1135

В результате анализа данных табл. 4.6.3.1 установлено, что диапазоны изменений как многолетних средних годовых стационарных значений, так и соответствующих среднеквадратических отклонений суммарной толщины безоблачных прослоек между облачными слоями с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км для российских и зарубежных станций различаются мало: они составляют для средних значений 2594–3096 и 2616–3225 м, а для среднеквадратических отклонений – 1000–1135 и 931–1126 м соответственно.

Следует отметить, что средние значения суммарной толщины безоблачных прослоек между облачными слоями с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км превышают средние значения суммарной толщины ОС приблизительно на 100–500 м для всех изучаемых станций, за исключением одной российской станции и пяти зарубежных станций, для которых они меньше соответствующих средних значений толщины ОС приблизительно на 20–250 м.

Среднеквадратические отклонения суммарной толщины безоблачных прослоек между облачными слоями с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км для каждой

из 58 изучаемых станций больше среднеквадратических отклонений суммарной толщины ОС приблизительно на 100–250 м.

4.6.4. Диапазоны изменений многолетних средних годовых станционных значений верхней и нижней границ облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км

В табл. 4.6.4.1 для исследуемых категорий аэрологических станций приведены диапазоны изменений многолетних средних годовых станционных значений и соответствующих среднеквадратических отклонений верхней и нижней границ облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км.

Анализ данных табл. 4.6.4.1 показал, что многолетние средние годовые станционные значения нижней границы ОС в атмосферном слое 0–10 км над уровнем земли и соответствующие среднеквадратические отклонения изменяются для российских станций в пределах 562–1213 и 785–1873 м, а для зарубежных станций – 533–1297 и 939–1578 м соответственно; для верхней границы ОС они изменяются для российских станций в диапазонах 9142–9385, 789–1300 м, а для зарубежных станций – 9147–9490, 735–1438 м соответственно. Для российских и зарубежных станций амплитуды изменения многолетних средних годовых станционных значений для нижней границы ОС различаются мало (различие около 110 м) – они составляют 651 и 764 м; для верхней границы ОС они также различаются мало (разница 100 м – они составляют 243 и 343 м соответственно).

Таблица 4.6.4.1

Диапазоны изменений многолетних средних годовых станционных значений (Δ , м) высот верхней ($H_{вг}$) и нижней ($H_{нг}$) границ облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, определённых с помощью СЕ-метода, и соответствующих среднеквадратических отклонений ($\Delta\sigma$, м), в атмосферном слое 0–10 км над уровнем земли для разных категорий станций. 1964–2018 гг.

Категория аэрологических станций	Высота нижней границы, $H_{нг}$, м		Высота верхней границы, $H_{вг}$, м	
	Δ , м	$\Delta\sigma$, м	Δ , м	$\Delta\sigma$, м
12 станций ГСНК территории РФ	670–1213	860–1873	9251–9334	916–1163
9 арктических станций РФ, не являющихся станциями ГСНК	744–1116	1099–1608	9298–9385	868–1071
21 дополнительная станция РФ	562–1029	785–1302	9142–9325	1020–1300
2 антарктические станции РФ	815–883	822–884	9289–9320	789–830
14 зарубежных станций	533–1297	939–1578	9147–9490	735–1438
Все изучаемые станции	533–1297	785–1873	9142–9490	735–1438

Амплитуда изменения многолетних станционных значений среднеквадратических отклонений для нижней границы ОС для российских станций больше, чем для зарубежных станций, приблизительно на 400 м (1088 и 639 м),

а для верхней границы, наоборот, для российских станций она меньше, чем для зарубежных станций, приблизительно на 200 м (511 и 703 м).

4.6.5. Диапазоны изменений средних годовых станционных значений повторяемости облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в разных атмосферных слоях

В табл. 4.6.5.1 приведены диапазоны изменений многолетних средних годовых станционных значений повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, определённых с помощью СЕ-метода, в разных атмосферных слоях для изучаемых категорий аэрологических станций.

Таблица 4.6.5.1

Диапазоны изменений многолетних средних годовых станционных значений повторяемости (Δ , %), облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферных слоях 0–2, 2–6, 6–10, 0–10 км над уровнем земли для разных категорий станций. 1964–2018 гг.

Категория аэрологических станций	Слой атмосферы			
	0–2 км	2–6 км	6–10 км	0–10 км
	Δ , %	Δ , %	Δ , %	Δ , %
12 станций ГСНК территории РФ	82,3–94,1	86,9–97,2	96,9–98,4	99,8–100
9 арктических станций РФ, не являющихся станциями ГСНК	83,4–92,4	90,4–94,0	97,5–98,7	99,8–100
21 дополнительная станция РФ	86,7–95,8	92,7–96,9	96,0–98,0	99,9–100
2 антарктические станции РФ	92,6–94,0	95,7–96,9	99,0–99,1	100
14 зарубежных станций	78,9–95,6	87,2–96,9	95,4–99,3	99,9–100
Все изучаемые станции	78,9–95,8	86,9–97,2	95,4–99,3	99,8–100

Анализ данных табл. 4.6.5.1 показал, что амплитуды изменения средних годовых станционных значений повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода для российских и зарубежных станций в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км составляют 13,5; 10,3; 3,1; 0,2 % и 16,7; 9,7; 3,9; 0,1 %; различие максимально для нижней облачности (3,2 %) и минимально – для средней облачности (0,6 %), при этом в слое 0–10 км различие составляет 0,1 %. Действительно в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км они изменяются в следующих пределах: для российских станций – 82,3–95,8; 86,9–97,2; 96,0–99,1 и 99,8–100 %, а для зарубежных – 78,9–95,6; 87,2–96,9; 95,4–99,3 и 99,9–100 % соответственно.

4.6.6. Обсуждение результатов

Интерпретировать полученные результаты расчётов можно следующим образом. Для слоя атмосферы 0–10 км в течение года характерно расслоение на ОС и прослойки между ними. По данным исследованных категорий станций, как российских, так и зарубежных, оно отмечено в 99,8–100 %

наблюдений с данными о температуре и влажности до высоты 10 км. При этом максимальна повторяемость облачных слоёв верхнего яруса: она изменяется в пределах 95,4–99,3, а минимальна – повторяемость облачных слоёв нижнего яруса, она изменяется в пределах 78,9–95,8. Многолетние средние годовые стационарные значения суммарной толщины облачных слоёв в слое 0–10 км изменяется в диапазоне 2462–3015 м, а соответствующие среднеквадратические отклонения – 806–1084 м. Амплитуда изменения многолетних средних годовых стационарных значений суммарной толщины ОС в каждом ярусе не превышает 350 м, а соответствующих среднеквадратических отклонений не превышает 200 м. При этом осреднённая суммарная толщина безоблачных прослоек между облачными слоями в слое 0–10 км изменяется в пределах 2594–3225 м.

Сравнение полученных оценок суммарной толщины восстановленных по данным радиозондирования облачных слоёв с использованием СЕ-метода и знаний, полученных в результате анализа данных самолётного зондирования атмосферы другими авторами за многолетний период наблюдений, показало качественное согласование.

Согласно результатам исследования вертикальной макроструктуры облачности, полученным Л.С. Дубровиной на базе массива сетевого самолётного зондирования на территории СССР за период 1957–1963 гг., для облачной структуры характерны тонкие облачные и широкие безоблачные слои; толщина облачных слоёв в 2–5 раз меньше толщины безоблачных слоёв, что справедливо как для 6-километрового слоя, так и для километровых слоёв атмосферы [54, 147]. В [54] 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 форм облаков отличается значительной изменчивостью. Средние квадратические отклонения толщины облачных слоёв близки к средним значениям соответствующих форм облаков. Полученные авторами данные табл. 4.6.2.1 и 4.6.2.2 качественно согласуются с этими результатами.

Примерное постоянство распределения расслоённости облаков в течение года [54] было отмечено А.М. Барановым для фронтальной облачности и А.М. Боровиковым – для облачности, рассматриваемой независимо от синоптических условий. При сравнении результатов расчётов повторяемости следует учитывать, что в среднем самолётное зондирование завышает повторяемость облаков и осадков на 5–10 %, а над некоторыми регионами – до 25 % [54].

Различия в оценках соотношения суммарной толщины ОС и суммарной толщины безоблачных прослоек при сравнении результатов, изложенных выше и полученных другими авторами на основе данных самолётного зондирования, могут быть объяснены различием методик определения слоёв облачности и расчёта, периодов наблюдений, периодичности и регулярности наблюдений [8, 54, 142], обобщением результатов на слой атмосферы 0–10 км.

При сравнении суммарной толщины облачных слоёв следует также учитывать, что СЕ-метод детектирует влажные слои, из которых будут формироваться облака в течение ближайших нескольких часов (эти слои ещё 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 расстворения (через несколько часов) и которые детектируются при самолётном зондировании с помощью прибора для определения изображения облачных частиц [8, 142, 147].

Выводы

На основе данных за 1964–2018 гг. для 58 отобранных российских и зарубежных станций, расположенных в соседних с РФ районах, аэрологических станций в результате анализа расчётов получены новые знания о вертикальной макроструктуре облачных слоёв, восстановленных по данным радиозондирования с помощью СЕ-метода, в частности о диапазонах изменений многолетних средних годовых значений повторяемости, границ, толщины облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % покрытия небосвода и толщины безоблачных прослоек между ними в разных слоях атмосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

к тому 4

Сформулируем основные результаты, представленные в настоящей работе.

С целью получения новых знаний о вертикальной макроструктуре облачных слоёв над земным шаром СЕ-метод определения границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности был применён для расчёта долгопериодных статистических характеристик параметров облачных слоёв (числа слоёв, нижней и верхней границ, повторяемости и суммарной толщины) с разным количеством облачности в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над уровнем подстилающей поверхности. Для расчётов были использованы проконтролированные глобальные массивы данных радиозондовых наблюдений с 1964 по 2019 год.

Изложены результаты исследования параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы на облачные слои и безоблачные прослойки между ними для территории земного шара в целом; разных широтных зон земного шара (полярных и умеренных широт Северного и Южного полушарий, тропических широт); Северного и Южного полушарий в целом; для отдельных регионов Российской Федерации; для аэрологических станций Глобальной системы наблюдений за климатом, расположенных на территории Российской Федерации; для 58 отобранных российских и зарубежных аэрологических станций, расположенных в соседних с территорией Российской Федерации районах.

Для земного шара на основе данных в основном за 35-летний (1964–1998 гг.) и 55-летний (1964–2018 гг.) периоды показано следующее.

Температурно-влажностное расслоение атмосферы на облачные слои и прослойки между ними в слое атмосферы 0–10 км характерно и зимой, и летом. Осреднённая повторяемость облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода составляет 70–100 % случаев с данными о температуре и влажности до высоты 10 км в зависимости от региона земного шара. Максимальна повторяемость малооблачных и сплошных облачных слоёв, в зависимости от региона она изменяется в пределах 9–99 и 11–96 % соответственно.

Диапазоны региональных изменений для повторяемости и суммарной толщины облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слое атмосферы 0–10 км в январе и июле различаются мало. Диапазоны изменений средней повторяемости облачных слоёв различаются слабо также при рассмотрении их с учётом сезона. Рассмотрены региональные особенности распределения суммарной толщины и повторяемости облачных слоёв для Северного и Южного полушарий для января и июля.

Сезонные различия диапазонов региональных изменений для повторяемости облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в слое атмосферы 0–10 км, высоте их нижней и верхней границ, суммарной толщине в январе и июле выражены мало. Они проявляются при

рассмотрении повторяемости облачных слоёв и их суммарной толщины в отдельных ярусах, а также с учётом количества облачности.

Для числа облачных слоёв получены многолетние оценки глобальных статистических характеристик с учётом сезона, количества облачности и слоя атмосферы за 1964–2017 гг. Их анализ показал, что сезонные различия глобальных осреднённых значений числа облачных слоёв с учётом количества облачности в каждом изучаемом слое атмосферы, а также диапазонов изменения среднего сезонного числа слоёв в зависимости от количества облачности в рассматриваемых атмосферных слоях выражены мало.

В результате анализа географических распределений средних сезонных значений числа облачных слоёв в разных слоях атмосферы над территорией земного шара локализованы очаги их соответствующих максимальных и минимальных значений.

По данным радиозондовых измерений для высоких, средних и низких широт земного шара за 1964–2018 гг. установлено, что диапазон внутригодовых изменений среднемесячных значений повторяемости облачных слоёв с количеством облаков 0–100 % поверхности небосвода для всех рассматриваемых широтных зон составляет 99,7–100 %, амплитуда этих внутригодовых изменений для каждой широтной зоны не превышает 0,1 %.

При расчётах за год в целом характер изменения с высотой в слое атмосферы 0–10 км повторяемости облачных слоёв с количеством облаков 0–100 % поверхности небосвода для разных широтных зон земного шара немного различается: в высоких широтах обоих полушарий и умеренных широтах Северного полушария повторяемость облачных слоёв возрастает от нижнего яруса к верхнему, в низких широтах она максимальна в среднем ярусе и минимальна – в верхнем; в умеренных широтах Южного полушария повторяемость облачных слоёв минимальна в среднем ярусе и максимальна – в верхнем ярусе.

Одинаковая структура изменения повторяемости ОС с количеством облаков 0–100 % поверхности небосвода в зависимости от яруса отмечена для всех месяцев только в высоких широтах Северного полушария и низких широтах обоих полушарий. В высоких широтах Южного полушария, умеренных широтах обоих полушарий соотношение повторяемости ОС в разных ярусах зависит от сезонов.

Для всех рассмотренных широтных зон и временных масштабов осреднения структура изменения повторяемости ОС с высотой (от нижнего до верхнего яруса) зависит от количества облаков.

По глобальным данным радиозондирования атмосферы за 1964–2018 гг. получены новые знания о пространственно-временных изменениях числа восстановленных облачных слоёв в атмосферном слое 0–10 км для разных широтных зон земного шара, а именно установлено:

- Среднегодовые значения числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода слабо зависят от широтной зоны: они изменяются в диапазоне 6,3–6,9 n ; тренды соответствующих аномалий монотонно увеличиваются в направлении от северных полярных широт к южным полярным широтам, для которых составляют 0,031

и 0,066 $n/10$ лет; для земного шара среднегодовые значения равны 6,6 и тренды – 0,036 $n/10$ лет.

- Для изучаемых широтных зон средние значения (для месяцев, сезонов, года) числа облачных слоёв и тренды соответствующих аномалий зависят от количества облачности: их значения для градаций 0–20 и 80–100 % поверхности небосвода существенно больше, чем для градаций 20–60, 60–80 %. Наибольшие значения средних годовых числа облачных слоёв и соответствующих трендов для северных и южных полярных широт определены для сплошных облачных слоёв, а для тропических и умеренных широт обоих полушарий, а также для земного шара в целом – для мало-балльных облачных слоёв.

- Максимальные тренды аномалий средних годовых значений числа облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода определены в среднем ярусе для всех изучаемых широтных зон.

Причинами долгопериодных изменений числа облачных слоёв, восстановленных по вертикальным радиозондовым профилям температуры и влажности, могут являться зафиксированные по данным наблюдений климатические изменения температуры и влажности на уровне земли и в атмосфере, количества облачности и повторяемости её различных форм. На основе данных радиозондовых измерений, проводимых на 58 российских и зарубежных аэрологических станциях за период 1964–2019 гг., авторами было установлено, что увеличение числа передаваемых уровней в аэрологической телеграмме, сопровождающееся уменьшением расстояния между уровнями зондирования, является необходимым, но не достаточным условием увеличения числа облачных слоёв.

Для Северного и Южного полушарий, а также для земного шара в целом представлены новые знания о внутригодовых изменениях многолетних средних значений числа восстановленных облачных слоёв различного временного масштаба осреднения (месяца, сезона) и трендов соответствующих аномалий в атмосферном слое от подстилающей поверхности до высоты 10 км на основе результатов радиозондовых измерений за 1964–2018 годы.

Для числа облачных слоёв с количеством облаков 0–100 % покрытия небосвода показано, что их средние значения и тренды соответствующих аномалий зависят от яруса облачности: для каждого месяца (сезона) и года: они максимальны для среднего яруса и минимальны – для нижнего яруса для обоих полушарий и земного шара; для Северного и Южного полушарий в каждом изучаемом атмосферном слое 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км многолетние средние месячные (сезонные) значения числа облачных слоёв и тренды соответствующих аномалий различаются мало, максимальные тренды аномалий в слоях атмосферы 2–6, 6–10 и 0–10 км определены в тёплый сезон.

За 1964–2018 гг. изменения среднегодовых значений числа облачных слоёв с количеством облаков 0–100 % покрытия небосвода в слоях 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над Северным и Южным полушариями и земным шаром согласно расчётам составили приблизительно 0,050; 0,105; 0,077; 0,237 n , 0,055; 0,088; 0,083; 0,231 n и 0,044; 0,088; 0,072; 0,198 n .

В изучаемых слоях атмосферы над Северным и Южным полушариями и земным шаром средние многолетние значения числа ОС для всех месяцев, сезонов, года и тренды соответствующих аномалий зависят от количества облаков: для малооблачных и сплошных облачных слоёв они существенно больше, чем для облачных слоёв рассеянной и разорванной облачности. Соотношение среднегодовых значений числа малооблачных и сплошных облачных слоёв и соответствующих трендов зависит от слоя атмосферы и рассматриваемых широтных зон.

На основе данных радиозондирования на аэрологических станциях Глобальной системы наблюдений за климатом, расположенных на территории Российской Федерации, за 1964–2017 гг. показано, что региональные и сезонные различия диапазонов изменений среднемесячных/ среднесезонных значений повторяемости облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода, их числа, высоты нижней и верхней границ, суммарной толщины в слое 0–10 км выражены мало. Они проявляются при рассмотрении параметров облачных слоёв в отдельных ярусах, а также с учётом количества облаков.

На основе данных радиозондирования атмосферы за 1964–2014 гг. на 16 российских станциях, расположенных в разных широтно-долготных зонах и климатических регионах, включая полярные станции, показано, что для числа облачных слоёв в атмосферном слое 0–10 км региональные различия и различия для сроков 00 и 12 ч ВСВ диапазонов внутригодовых изменений среднемесячных/ среднесезонных значений выражены мало. Они проявляются при рассмотрении числа облачных слоёв в отдельных ярусах, а также с учётом количества облачности. Установлено, что увеличение числа уровней в аэрологической телеграмме является необходимым, но не достаточным условием для увеличения числа восстановленных облачных слоёв в атмосферном слое 0–10 км.

На основе данных радиозондирования за 1964–2019 гг. для 58 отобранных российских и зарубежных аэрологических станций, расположенных в соседних с РФ районах, получены новые знания о диапазонах изменений средних значений и максимального числа облачных слоёв в слое атмосферы 0–10 км. В результате совместного анализ максимального числа облачных слоёв и числа переданных уровней в аэрологической телеграмме установлено, что увеличение числа передаваемых уровней, сопровождающееся уменьшением расстояния между уровнями зондирования, является необходимым, но не достаточным условием увеличения числа восстановленных облачных слоёв; максимальное число облачных слоёв в слое 0–10 км – 20 слоёв, было зафиксировано как на российских, так и зарубежных станциях. Этот факт подтверждён и более поздними исследованиями авторов на основе данных 58 российских и зарубежных аэрологических станций по 2021 год.

На примере Архангельска и Анкары показано, что наибольшие тренды аномалий среднегодового числа облачных слоёв с количеством облачности 0–20 и 0–100 % поверхности небосвода определены в слое 2–6 км, а для

облачных слоёв с количеством облачности 20–60, 60–80 и 80–100 % поверхности небосвода они зафиксированы в слое 6–10 км.

С помощью СЕ-метода получены новые данные о вертикальной макроструктуре сплошных облачных слоёв над Российской Арктикой в слое 0–10 км, а именно об их повторяемости, числе, высоте нижней и верхней границ, толщине, их пространственно-временных изменениях и взаимосвязи с приземной температурой. Показано, что:

- в слое 0–10 км повторяемость, суммарная толщина и число сплошных облачных слоёв, высота верхней границы максимальны зимой и минимальны – летом; уменьшение суммарной толщины летом взаимосвязано с понижением верхней и повышением нижней границ; зимой и летом средняя толщина одного сплошного облачного слоя относительно стабильна, с учётом яруса она увеличивается с высотой;

- в восточном направлении в слоях 2–6, 6–10 и 0–10 км суммарная толщина и число сплошных облачных слоёв увеличивается и зимой, и летом, а в слое 0–2 км уменьшение толщины сопровождается увеличением их числа зимой и уменьшением – летом;

- во все сезоны наибольшие значения повторяемости, суммарной толщины и числа сплошных облачных слоёв определены для верхнего яруса; наименьшие значения повторяемости и числа слоёв – для среднего, минимальной толщины – для нижнего яруса; повторяемость сплошных облачных слоёв в верхней и средней тропосфере слабо возрастает в восточном направлении от Северо-Европейского к Восточно-Сибирскому району Арктики РФ;

- осенью долгопериодные изменения T взаимосвязаны с изменениями повторяемости сплошных облачных слоёв, их вертикальной макроструктуры.

Исследован годовой ход параметров (повторяемости, числа, толщины, высоты нижней и верхней границ) сплошных облачных слоёв в атмосферном слое 0–10 км над уровнем подстилающей поверхности над Российской Арктикой на фоне их глобальных оценок по многолетним радиозондовым данным.

Для Арктики характер годового хода повторяемости сплошных облачных слоёв, рассчитанной авторами по данным радиозондирования, и общего количества облаков, рассчитанного А.В. Чернокульским и И.И. Моховым [203] на базе большинства реанализов для суши, хорошо согласуются; также по данным наземных и спутниковых наблюдений отмечено увеличение общего количества облаков, по радиозондовым наблюдениям – увеличение повторяемости сплошных облачных слоёв осенью по сравнению с летом, что согласуется с отмечающимся в этот период минимумом площади морского льда.

На основе данных за 1964–2018 гг. для 58 отобранных российских и зарубежных, расположенных в соседних с РФ районах, аэрологических станций получены новые знания о диапазонах изменений средних годовых значений суммарной толщины, высоты нижней и верхней границ, повторяемости облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % покрытия

небосвода и толщины безоблачных прослоек между ними в разных слоях атмосферы.

Полученные результаты о параметрах облачных слоёв, восстановленных по радиозондовым данным, качественно согласуются с результатами, полученными авторами ранее, а также с результатами других авторов, полученными по данным сетевого самолётного зондирования, проводимого на территории СССР за 1957–1964 гг., с данными прибора для идентификации облачных частиц, с помощью радаров, лидаров, и с результатами экспериментов, проводимых на свободных аэростатах. Изложенные результаты расширяют наши знания об изменении в пространстве и времени числа, повторяемости и суммарной толщины облачных слоёв, их границ с разным количеством облачности в слоях атмосферы 0–2, 2–6, 6–10 и 0–10 км над уровнем подстилающей поверхности.

Для Арктики и земного шара характер годового хода повторяемости сплошных облачных слоёв, рассчитанной по данным радиозондирования, и общего количества облачности, рассчитанного на базе большинства реанализов для суши [203], хорошо согласуются; также по данным наземных и спутниковых наблюдений отмечено увеличение общего количества облаков, и по радиозондовым наблюдениям – увеличение повторяемости сплошных облачных слоёв осенью по сравнению с летом, что согласуется с отмечающимся в этот период минимумом площади морского льда.

Представленные результаты по климатологии вертикальной макроструктуры облачных слоёв могут быть полезны при изучении радиационной энергетики атмосферы, для оценки условий распространения электромагнитных волн, обеспечения работы авиации, для оценок климатических изменений параметров вертикальной структуры облачности, при анализе климатических изменений количества и форм облачности, определённых по наземным визуальным наблюдениям; для интерпретации результатов измерений параметров облачной атмосферы другими методами с помощью приборов, расположенных на поверхности земли и установленных на спутниках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алдухов О.А. О точности расчёта характеристик влажности // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1988. Вып. 147. С. 40–47.
2. 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.
3. Алдухов О.А., Лагун В.Е., Черных И.В. О климатических изменениях параметров свободной 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.
4. Алдухов О.А., Оржеховская В.А., Садовникова Т.О., Руденкова Т.В. Архив текущей аэрологической информации «АЭРОСТАБ». Описание архива. – Обнинск, 1990. 28 с.
5. Алдухов О.А., Черных И.В. Географическое распределение трендов первого и второго порядка аномалий среднегодовой температуры воздуха на разных высотах в атмосферном слое 0–2 км над Арктикой по результатам радиозондовых наблюдений за 1964–2018 гг. // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2021. Вып. 188. С. 93–114.
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. Методы анализа и интерпретации данных радиозондирования атмосферы. Т. 3: Влажность и температура в атмосфере: статистические характеристики. – Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 2015. 494 с.
9. Алдухов О.А., Черных И.В. Принципы контроля качества массивов результатов радиозондирования атмосферы // Метеорология и гидрология. 2016. № 3. С. 92–101.
10. 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.
11. Алдухов О.А., Черных И.В. Корреляции параметров температурно-влажностного расщепления атмосферы с количеством осадков // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2012. Вып. 176. С. 82–97.
12. Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Дементьев А.А., Родионов В.Ф. Мониторинг климата приземной атмосферы северной полярной области // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 18–32.
13. Алексеев Г.В., Захаров В.Ф., Иванов Н.Е. Изменения современного климата Арктики // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 7–17.
14. Алибегова Ж.Д. Пространственно-временная структура полей жидких осадков. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. 228 с.
15. Арабей Е.Н. Данные радиозондирования как средство выявления облачных слоёв // Метеорология и гидрология. 1975. № 6. С. 32–37.
16. Асмус В.В., Загребаев В.А., Макриденко Л.А. и др. Система полярно-орбитальных метеорологических спутников серии «Метеор-М» // Метеорология и гидрология. 2014. № 12. С. 5–16.

17. Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Милехин О.Е., Соловьёв 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.

18. Асмус В.В., Милехин О.Е., Крамарева Л. С., Хайлов М.Н., Ширшаков А.Е., Шумаков И.А. Первая в мире высокоэллиптическая гидрометеорологическая космическая система «Арктика-М» // Метеорология и гидрология. 2021. № 12. С. 11–26.

19. Астафуров В.Г., Скороходов А.В. Использование результатов классификации облачности по спутниковым данным для решения задач климатологии и метеорологии // Метеорология и гидрология. 2021. № 12. С. 57–70.

20. Астафуров В.Г., Скороходов А.В., Курьянович К.В. Статистические модели характеристик облачности над Западной Сибирью в летний период по данным MODIS // Метеорология и гидрология. 2021. № 11. С. 20–35.

21. Балагуров А.М., Фридзон М.Б., Дозорцев А.Р. К оценке постоянной времени сорбционных датчиков влажности // Метеорология и гидрология. 1984. № 4. С. 114–117.

22. Балагуров А.М., Фридзон М.Б. Исследование функции влияния температуры на датчики влажности радиозонда РКЗ и возможности её нормирования // Труды ЦАО. 1983. Вып. 151. С. 28–34.

23. Баранов А.М. Видимость в атмосфере и безопасность полётов. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. 206 с.

24. Баранов А.М. Облака верхнего яруса и условия полёта в них. – Л.: ЛКВИА им. Можайского, 1960. 100 с.

25. Баранов А.М. Облака и безопасность полётов. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. 231 с.

26. Бардин М.Ю., Ранькова Э.Я., Платова Т.В., Самохина О.Ф., Корнева И.А. Современные изменения приземного климата по результатам регулярного мониторинга // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 29–45.

27. 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. – СПб.: Д'Арт, 2011. 248 с.

28. 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.

29. Бурова Л.П., Воскресенский А.И. Влагооборот в атмосфере Антарктиды. Метеорологические исследования в Антарктике // Сборник докладов на II Всесоюзном симпозиуме. Часть I. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. С. 28–33.

30. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. 262 с.

31. Вакуленко Н.В., Даценко Н.М., Сонечкин Д.М. Изменение общей циркуляции атмосферы Северного полушария за 1998–2018 гг. // Метеорология и гидрология. 2020. № 10. С. 5–13.

32. Варгин П.Н., Юшков В.А., Хайкин С.М., Цветкова Н.Д., Кострыкин С.В., Володин Е.М. Изменение климата и средняя атмосфера – вопросов всё больше // Вестник Российской академии наук. 2010. Т. 80, № 2. С. 114–130.

33. Володин Е.М. Вероятные изменения климата в XXI веке на территории России по данным модели климата INM-CM5-0 // Метеорология и гидрология. 2022. № 5. С. 5–13.

34. Вольперт Е.В., Чубарова Н.Е. Изменения солнечной радиации на территории Северной Евразии в тёплое время года за многолетний период по данным измерений и модели реконструкции // Метеорология и гидрология. 2021. № 8. С. 21–37.
35. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. 359 с.
36. Гордин В.А. Математические задачи гидродинамического прогноза погоды. Вычислительные аспекты. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. 264 с.
37. 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.
38. Гречко Г.М., Гурвич А.С., Кан В., Пахомов А.И., Савченко С.А., Серебров А.А. Наблюдения мерцаний звёзд, вызванных вариациями температуры на высотах 40–50 км // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29, № 1. С. 5–9.
39. 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 звёзд из космоса // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1996. Т. 32, № 6. С. 790–795.
40. 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.
41. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата // Метеорология и гидрология. 2004. № 4. С. 50–66.
42. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. – Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2012. 193 с.
43. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Динамические климатические нормы температуры воздуха // Метеорология и гидрология. 2012. № 12. С. 5–18.
44. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Колебания и изменения климата на территории России // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39, № 2. С. 1–20.
45. 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.
46. Гурвич А.С., Кон А.И. Обратное рассеяние электромагнитных волн на неізотропных турбулентных неоднородностях // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27, № 1. С. 67–75.
47. 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.
48. 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. 2003. Т. 2, № 36. С. 114–125.
49. Де Бор К. Практическое руководство по сплайнам. – М.: Радио и связь, 1985. 304 с.

50. Дмитриев А.А. Динамика атмосферных процессов над морями Российской Арктики. – Л.: Гидрометеиздат, 2000. 232 с.
51. Дмитриева Л.Р. Процессы преобразования влаги и переноса излучения в задачах прогноза погоды и изменения климата: Автореф. дис. на соискание учёной степени доктора физ.-мат. наук. – М., 2004.
52. Дмитриева-Арраго Л.Р., Колоскова Л.Ф., Орлова Л.С. Испытание графика Дж. Смагоринского для определения балла облачности // Труды ГГО. 1969. Вып. 236. С. 31–34.
53. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2016 год. – М.: Росгидромет, 2017. 70 с.
54. Дубровина Л.С. Облака и осадки по данным самолётного зондирования. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. 216 с.
55. Заболотских Е.В., Шапрон Б. Анализ точности данных ERA-Interim о влагосодержании атмосферы в Арктике с использованием спутникового радиометра AMSR2 // Метеорология и гидрология. 2020. № 3. С. 58–65.
56. Зайцев В.А., Ледохович А.А., Никандрова Г.Т. Влажность воздуха и её измерение. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. 112 с.
57. Зайцева Н.А. Аэрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. 325 с.
58. Зайцева Н.А., Балагуров А.М., Крестьяникова Н.Н., Николаев А.В. Современное состояние и перспективы развития аэрологической сети России // Метеорология и гидрология. 2021. № 9. С. 5–20.
59. Зайцева Н.А., Костяной Г.Н. Поле длинноволновой радиации в свободной атмосфере (справочные данные). – М.: Гидрометеиздат, 1974. 147 с.
60. Иванов В.Э., Фридзон М.Б., Ессяк С.П. Радиозондирование атмосферы. Технические и метеорологические аспекты разработки и применения радиозондовых измерительных средств / Под ред. В.Э. Иванова. – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 596 с.
61. Иванова А.Р., Скриптунова Е.Н., Комасько Н.И., Завьялова А.А. Использование системы COSMO-Ru для прогноза обледенения воздушных судов над территорией Российской Федерации // Метеорология и гидрология. 2022. № 6. С. 30–45.
62. 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.
63. Катцов В.М., Хлебникова Е.И., Школьник И.М., Рудакова Ю.Л. Вероятностное сценарное прогнозирование регионального климата как основа разработки адаптационных программ в экономике Российской Федерации // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 46–58.
64. Кац А.П., Наумов А.Я., Иванов А.А., Кочеров С.А., Потёмкин 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, посвящённой 10-летию образования Межгосударственного совета по гидрометеорологии. Санкт-Петербург, 23–26 апреля 2002 г. – СПб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 88–89.
65. Капля Е.В. Параметрическая аппроксимация плотности распределения относительной влажности атмосферного воздуха в условиях континентального климата // Метеорология и гидрология. 2015. № 5. С. 44–51.
66. Климат Антарктиды, районирование и статистические параметры климатических факторов для технических целей. ГОСТ 25650–83. Издание официальное. – М.: Изд-во стандартов, 1983. 53 с.

67. Кисилева М.С., Кузенкова А.Ф. О достоверности данных поля влажности в свободной атмосфере // Метеорология и гидрология. 1984. № 11. С. 37– 43.
68. 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.
69. Комплекс ОКА-3 для централизованной автоматической обработки данных системы зондирования РКЗ – «Метеорит». – Л.: Гидрометеиздат, 1979. 139 с.
70. Кондратьев К.Я., Биненко В.И. Влияние облачности на радиацию и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
71. Кондратьев К.Я., Дьяченко Л.Н., Козодеров В.В. Радиационный баланс Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. 350 с.
72. Костюков В.В. Объективный анализ и согласование метеорологических полей. – М.: Гидрометеиздат, 1982. 192 с.
73. Копылов В.Н. Космический мониторинг окружающей среды. – Ханты-Мансийск: Полиграфист, 2008. 216 с.
74. Кузнецова В.Н., Швець Н.В. Анализ изменений режима влажности на территории России // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2010. Вып. 175. С. 65–75.
75. Лагун В.Е., Иванов Н.Е., Яговкина С.В. К вопросу о потеплении в районе Антарктического полуострова // Problemy Klimatologii Polarnej. 2006. V. 16. P. 23– 46.
76. Лукьянова Р.Ю., Алексеев Г.В., Сериков М.В. Изменчивость интегрального влагосодержания атмосферы на севере Атлантического и Тихого океанов по данным спутникового микроволнового зондирования // Метеорология и гидрология. 2022. № 4. С. 46–58.
77. Мазин И.П., Минервин В.Е. Об упорядочении терминологии в физике облаков // Метеорология и гидрология. 1993. № 4. С. 5– 14.
78. Мазин И.П., Хргиан А.П. Облака и облачная атмосфера: справочник. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. 647 с.
79. 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.
80. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостьянов В.И. Облака и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. 512 с.
81. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. 751 с.
82. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. 311 с.
83. Матвеев Ю.Л., Матвеев Л.Т., Солдатенко С.А. Глобальное поле облачности. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. 278 с.
84. Маховер З.М. Климатология тропопаузы. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. 254 с.
85. Маховер З.М., Нудельман Л.А. Авиационно-климатические характеристики Северного полушария. Т. 1: Облачность. – М.: Гидрометеиздат, 1987. 278 с.
86. Международные метеорологические таблицы. ВМО. № 188. – Женева–Обнинск, 1975. 258 с.
87. Мохов И.И. Диагностика структуры климатической системы. – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 269 с.
88. Мохов И.И., Чернокульский А.В., Осипов А.М. Центры действия атмосферы Северного и Южного полушарий: особенности и изменчивость // Метеорология и гидрология. 2020. № 11. С. 5–23.

89. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 4: Аэрологические наблюдения на станциях. Часть 3а: Температурно-ветровое зондирование атмосферы системой «Метеорит» – РКЗ. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. 256 с.

90. Николаев Е.А., Шаймарданов В.М. Развитие архивной системы Росгидромета // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2010. Вып. 174. С. 3–10.

91. 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.

92. 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.

93. Переведенцев Ю.П., Васильев А.А., Шерстюков Б.Г., Шанталинский К.М. Климатические изменения на территории России в конце XX – начале XXI века // Метеорология и гидрология. 2021. № 10. С. 14–26.

94. Прессман Д.Я. К аппроксимации уравнений модели облачной атмосферы // Метеорология и гидрология. 2021. № 11. С. 5–19.

95. Прик З.М. Климатическое районирование Арктики // Труды ААНИИ. 1971. Т. 304. С. 72–84.

96. Ранькова Э.Я. Климатическая изменчивость и изменения климата за период инструментальных наблюдений: Диссертация в виде научного доклада на соискание учёной степени доктора физ.-мат. наук. – М., 2005. 67 с.

97. Решетов Г.Д. Облачность на больших высотах // Метеорология и Гидрология. 1962. № 4. С. 39–43.

98. Рубинштейн К.Г., Стерин А.М. Сравнение результатов реанализа с аэрологическими данными // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38, № 3. С. 301–315.

99. Руденкова Т.В. Формат архивации текущих аэрологических данных, поступающих по каналам связи для ПЭВМ // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2010. Вып. 174. С. 41–63.

100. Седунов Ю.С. и др. Атмосфера. Справочник (Справочные данные, модели). – Л.: Гидрометеиздат, 1991. 508 с.

101. Семёнов 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.

102. Семёнов 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.

103. Семёнов 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.

104. Сивачок С.Г., Северинов В.И., Шакирзянов И.З., Лавров В.А., Вавилова Н.В., Власова Л.И., Горощко Л.Ф., Козлова В.Н. Положение о формировании архивного фонда данных о состоянии окружающей среды, её загрязнении Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. – Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2009; http://www.meteo.ru/publish_law/egfd/pol6.htm

105. Справочник по вертикальным корреляционным связям метеорологических элементов в свободной атмосфере над СССР / Под ред. В.Д. Казначеевой. – М.: Гидрометеиздат, 1980. 398 с.
106. Справочник по временным корреляционным связям метеорологических элементов в свободной атмосфере над СССР / Под ред. В.Д. Казначеевой. – М.: МО Гидрометеоздата, 1980. 311 с.
107. Справочник статистических характеристик температуры и влажности в свободной атмосфере над СССР / Под ред. В.С. Комарова. – М.: Гидрометеиздат, 1975. 142 с.
108. Стерин А.М. Анализ линейных трендов в рядах температуры свободной атмосферы за 1958–1997 гг. // Метеорология и гидрология. 1999. № 5. С. 52–68.
109. Стерин А.М. Методы и результаты эмпирико-статистического анализа климатических изменений температуры воздуха в свободной атмосфере: Автореф. дис. на соискание учёной степени доктора физ.-мат. наук. – СПб., 2004. 35 с.
110. 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.
111. 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.
112. 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. Вып. 13. – Калуга, 2009. С. 271–276.
113. 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. Вып. 8. – Калуга, 2006. С. 380–384.
114. 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.
115. Стечкин С.Б., Субботин Ю.Н. Сплайны в вычислительной математике. – М.: Наука, 1976. 248 с.
116. Таблицы статистических характеристик термодинамических параметров атмосферы Северного полушария. Ч. I – IV / Под ред. В.С. Комарова. – М.: Гидрометеиздат, 1977–1979.
117. Тарасенков М.В., Зонов М.Н., Энгель М.В., Белов В.В. Оценка влияния разорванной облачности на восстановление коэффициентов отражения безоблачных участков земной поверхности по снимкам прибора MODIS // Метеорология и гидрология. 2021. № 11. С. 36–46.
118. Тимофеев А.А., Стерин А.М. Применение метода квантильной регрессии для анализа изменений характеристик климата // Метеорология и гидрология. 2010. № 5. С. 27–41.
119. Трищенко А.П., Шерстюков Б.Г. Анализ погрешностей при измерении влажности в атмосфере радиозондовым методом // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1988. Вып. 147. С. 47–56.

120. Успенский А.Б. 60 лет спутниковой метеорологии // Метеорология и гидрология. 2021. № 12. С. 5–10.

121. Успенский А.Б., Тимофеев Ю.М., Козлов Д.А., Черный И.В. Развитие методов и средств дистанционного температурно-влажностного зондирования земной атмосферы // Метеорология и гидрология. 2021. № 12. С. 33–44.

122. Фейгельсон Е.М. Лучистый теплообмен и облака. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. 230 с.

123. Фридзон М.Б. Методология радиозондирования атмосферы и достоверность измерений вертикальных профилей температуры и влажности до высот 35–40 км: Автореф. дис. на соискание учёной степени доктора техн. наук. – М., 2004. 35 с.

124. Фридзон М.Б. Оценка погрешностей измерений температуры и влажности при радиозондировании на аэрологической сети СССР // Метеорология и гидрология. 1989. № 5. С. 114–118.

125. Фридзон М.Б., Зайчиков Б.П., Хромова Н.В. О радиационных поправках при измерении температуры радиозондами // Метеорология и гидрология. 1988. № 6. С. 126–132.

126. Фридзон М.Б., Марфенко О.В., Зайчиков Б.П., Балагуров А.М., Горбатова Э.С. Сравнительные испытания плёночных и оксидно-алюминиевых датчиков влажности при радиозондировании // Труды ЦАО. 1980. Вып. 141. С. 80–85.

127. 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.

128. 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.

129. Фролов А.В. Прогноз погоды как задача XXI века // Федеральный справочник. Информационно-аналитическое издание. Т. 25. – М., 2011. С. 419–426.

130. Хлебникова Е.И., Салль И.А. Особенности климатических изменений облачного покрова над территорией России // Метеорология и гидрология. 2009. № 7. С. 5–13.

131. Хлебникова Е.И., Школьник И.М., Рудакова Ю.Л. Климатические изменения характеристик редких экстремумов атмосферных осадков: результаты регионального моделирования для территории России // Метеорология и гидрология. 2022. № 5. С. 42–53.

132. 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.

133. Хохлова А.В., Агуренко А.О. Климатические характеристики влажности воздуха в Арктическом регионе по данным аэрологических наблюдений // Метеорология и гидрология. 2016. № 6. С. 31–38.

134. 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.

135. Хргиан А.Х., Новожилов Н.И. Атлас облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. 267 с.

136. Чернокульский А.В., Елисеев А.В., Козлов Ф.А., Коршунова Н.Н., Курганский М.В., Мохов И.И., Семёнов В.А., Швець Н.В.,

Шихов А.Н., Ярынич Ю.И. Опасные атмосферные явления конвективного характера в России: наблюдаемые изменения по различным данным // Метеорология и гидрология. 2022. № 5. С. 27–41.

137. Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // Исследования Земли из космоса. 2010. № 3. С. 12–29.

138. Черных И.В., Алдухов О.А. Годовой ход параметров сплошных облачных слоёв над Арктикой на фоне их глобальных оценок по многолетним радиозондовым данным // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2019. Вып. 185. С. 115–135.

139. Черных И.В., Алдухов О.А. Долгопериодные оценки характеристик вертикального распределения облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы // Метеорология и гидрология. 2016. № 4. С. 5–17.

140. Черных И.В., Алдухов О.А. Долгопериодные оценки числа облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы за 1964–2017 гг. в разных широтных зонах // Метеорология и гидрология. 2020. № 4. С. 18–32.

141. Черных И.В., Алдухов О.А. Долгопериодные пространственно-временные изменения числа восстановленных по радиозондовым профилям облачных слоёв для российских станций // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2020. Вып. 187. С. 35–61.

142. Черных И.В., Алдухов О.А. Об определении вертикального распределения облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40, № 1. С. 45–59.

143. Черных И.В., Алдухов О.А. Описание базы данных «Срочные данные о границах облачных слоёв, восстановленных по результатам радиозондовых наблюдений температуры и влажности на 58 станциях территории Российской Федерации и соседних регионов за период наблюдений 1964–2018 гг.» // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2019. Вып. 186. С. 21–34.

144. 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.

145. Черных И.В., Алдухов О.А. Оценки параметров вертикальной макроструктуры облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы на аэрологических станциях ГСНК территории РФ за 1964–2017 гг. // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2018. Вып. 183. С. 5–19.

146. Черных И.В., Алдухов О.А. Оценки параметров вертикальной макроструктуры сплошной облачности в Арктическом регионе РФ по долгопериодным данным радиозондирования // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2018. Вып. 181. С. 5–17.

147. Черных И.В., Алдухов О.А. Оценки числа облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы за 1964–2014 гг. на российских станциях // Метеорология и гидрология. 2018. № 3. С. 29–39.

148. Черных И.В., Алдухов О.А. Повторяемость восстановленных облачных слоёв над разными широтными зонами земного шара по данным радиозондовых измерений за 1964–2018 гг. // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2019. Вып. 184. С. 102–117.

149. 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. 384 с.

150. Черных И.В., Алдухов О.А. Тренды температуры и влажности в нижнем двухкилометровом слое атмосферы над Российской Арктикой по данным радиозондирования // Метеорология и гидрология. 2020. № 9. С. 17–26.
151. 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.
152. 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.
153. Чубарова Н.Е. Ультрафиолетовая радиация в условиях разорванной облачности по данным многолетних наземных наблюдений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34, № 1. С. 145–150.
154. Шаймарданов М.З., Ковалев Н.П., Пуголовкин В.В. Автоматизированная система сбора, контроля, накопления гидрометеорологической информации. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. 12 с.
155. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. 263 с.
156. Шакина Н.П., Горлач И.А., Скриптунова Е.Н. Использование спутниковых данных о конвективной облачности для анализа лётных происшествий и их предупреждения // Метеорология и гидрология. 2021. № 12. С. 94–101.
157. 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.
158. Швер Ц.А. Закономерности распределения количества осадков на континентах. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. 280 с.
159. 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.
160. Шерстюков Б.Г. Колебательная система климата, резонансы, дальние связи, прогнозы. – Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2021. 221 с.
161. Шерстюков Б.Г. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. – Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2008. 246 с.
162. Шметер С.М. Физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. 288 с.
163. Abbott P.F., Tabony R.S. The estimations of humidity parameters // Meteor. Mag. 1985. V. 114. P. 49–56.
164. 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/>
165. Alduchov O.A., Chernykh I.V. About warming in troposphere over north-west of Russia // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling (WGNE Blue Book). WMO. Geneva. Switzerland. URL: <http://wgne.meteoinfo.ru/> (дата обращения: 10.03.2022). 2009. P. 2.3–2.4.
166. Aldukhov O.A., Chernykh I.V. First and second-order trends of air temperature at the surface level from global radiosonde data // Research activities in Earth system modelling. Working Group on Numerical Experimentation. Report No. 50. WCRP Report No.12/2020 / Ed. E. Astakhova. July 2020, WMO, Geneva. Research Activities in Earth System Modelling (WGNE Blue Book 2020), URL: <http://bluebook.meteoinfo.ru/> (дата обращения: 10.03.2022), 2020. P. 2-03–2-04.

167. Alduchov O.A., Chernykh I.V. Geographical distribution of the instrumental changes and changes in some cloud parameters reconstructed from CARDS of 1964–1998. 25 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. November, 2000. Palisades, New York, October 23–27. – Palisades, NY, U.S. Department of Commerce, NOAA/NWS, 2001. P. 121–124.
168. Alduchov O.A., Chernykh I.V. Spatiotemporal distributions of global trends of water vapour amount in the 0–30 km atmospheric layer // Research activities in Earth system modelling. Working Group on Numerical Experimentation. Report No. 51. WCRP Report No. 4/2021 / Ed. E. Astakhova. July 2021. WMO, Geneva. Research Activities in Earth System Modelling (WGNE Blue Book 2021), <http://bluebook.meteoinfo.ru/>, 2021. P. 2-03–2-04.
169. 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.
170. Alduchov O.A., Eskridge R.E. Improved Magnus' form approximation of saturation vapor pressure // J. Appl. Meteorol. 1996. V. 35, N 4. P. 601–609.
171. 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.
172. Angell J.K. Variations and trends in tropospheric and stratospheric global temperatures, 1958–1987 // J. Climate. 1988. V. 1, N 12. P. 1296–1313.
173. 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.
174. 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.
175. 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.
176. 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.
177. 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.
178. 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.
179. 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.
180. Berg A., Lintner B.R., Findell K., Seneviratne S.I., van den Hurk B., Ducharme A., Chéruy F., Hagemann S., Lawrence D.M., Malyshev S., Meier A., Gentile 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.
181. 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.

182. Blunden J., Arndt D.S. State of the climate in 2013 // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2014. V. 95, N 7. P. S1–S279.

183. 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.

184. 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.

185. Bosen J.F. An approximation formula to compute relative humidity from dry bulb and dew point temperature // *Mon. Wea. Rev.* 1958. V. 86, N 12. P. 486.

186. 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.

187. 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.

188. 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.

189. 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.

190. Braun S.A., Kakar R., Zipser E., Heymsfield G., Albers C., Brown S., Durden S.L., Guimond S., Halverson J., Heymsfield A., Ismail S., Lambriksen 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.

191. 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.

192. 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.

193. 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.

194. Buck A. New equation for computing vapor pressure and enhancement factor // *J. Appl. Meteorol.* 1981. V. 20, N 12. P. 1527–1532.

195. 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.

196. 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.

197. 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.
198. 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. P. 5477–5509.
199. Ceppi P., Hartmann 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.
200. Chan M.A., Comiso J.C. Arctic cloud characteristics as derived from MODIS, CALIPSO, and CloudSat // *J. Climate*. 2013. V. 26. N 10. P. 3285–3306.
201. 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.
202. Chernokulsky A.V., Bulygina O.N., 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.
203. Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. Climatology of total cloudiness in the Arctic: An intercomparison of observations and reanalyses // *Advances in Meteorology*. 2012. V. 2012. Article ID 542093, 15 pages.
204. 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.
205. Chernykh I.V. Changes in Thickness of Low Cloud Layers Reconstructed from CARDS of 1964–1998. 25 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. November, 2000. Palisades, New York, October 23–27. Palisades, NY, U.S. Department of Commerce, NOAA/ NWS. 2001. P. 125–128.
206. Chernykh I.V., Alduchov O.A. About climatic changes of cloud layers vertical structure and some upper-air parameters in Arctic region. ACSYS final science conference. Abstracts. Arctic and Antarctic Research Institute of Roshydromet. St. Petersburg, Russia. 11–14 November 2003. Arctic and Antarctic Research Institute of Roshydromet. – St. Petersburg, 2003. 31 p.
207. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Detection of cloudiness from temperature and humidity profiles for different resolution of radiosonde sounding by various methods // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling (WGNE Blue Book). Geneva. WMO. 2002. N 32. P. 2.5–2.6.
208. Chernykh I.V., Aldukhov O.A. Estimates of cloud layers number from global atmospheric radiosounding data // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling (WGNE Blue Book 2019), <http://bluebook.meteoinfo.ru/>. 2019. P. 2-05–2-06.
209. Chernykh I.V., Aldukhov O.A. Spatiotemporal distributions of global trends of humidity and temperature in the low troposphere // Research activities in Earth system modelling. Working Group on Numerical Experimentation. Report N 50. WCRP Report No.12/2020 / Ed. E. Astakhova. July 2020, WMO, Geneva. Research Activities in Earth System Modelling (WGNE Blue Book 2020), URL: <http://bluebook.meteoinfo.ru/> (дата обращения: 10.03.2022), 2020. P. 2-07–2-08.
210. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Trends in the Clouds Layers Boundaries Reconstructed from CARDS of 1964–1998 // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling (WGNE Blue Book). WMO. 2000. N 30. WMO/ TD-No.987. Geneva. P. 2.9–2.10.
211. Chernykh I.V., Aldukhov O.A. Trends in frequency of overcast clouds over Arctic region of Russia // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling (WGNE Blue Book 2018), <http://bluebook.meteoinfo.ru/>. 2018. P. 2-09–2-10.

212. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Trends in Low Boundary of Overcast Clouds over North-West of Russia // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling (WGNE Blue Book). WMO. <http://wgne.meteoinfo.ru/>. 2009. P. 2.9–2.10.
213. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Trends of the number of cloud layers from global rad iosounding data // Research activities in Earth system modelling. Working Group on Numerical Experimentation. Report No. 51. WCRP Report N 4/2021 / Ed. E. Astakhova. July 2021, WMO, Geneva. URL: <http://bluebook.meteoinfo.ru/> (дата обращения: 10.03.2022), 2021. P. 2-07–2-08.
214. 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.
215. 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.
216. 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 N 1161. P. 07-05–07-06, <http://www.cmc.ec.gc.ca/rpn/wgne/>.
217. 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.
218. 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/>.
219. 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/>.
220. 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.
221. 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.
222. 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.
223. 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.
224. 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.
225. 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.

226. Christy J.C. Temperature above the surface layer // *Climatic Change*. 1995. V. 31, N 2–4. P. 455–474.
227. 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.
228. 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.
229. 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. 2546–2556.
230. *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
231. *Climate Change, 2007: The physical science basis* / Eds. S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. – Cambridge/N.Y., Cambridge Univ. Press, 2007. 996 p.
232. Cohn S.A., Hock T., Cocquerez P., Wang J., Rabier F., Parsons D., Harr P., Wu C.-C., Drobinski P., Karbou F., Véné 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.
233. 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.
234. 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.
235. Curry J.A., Hobbs P.V., King M.D. et al. FIRE Arctic Clouds Experiment // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2000. V. 81. P. 5–29.
236. Curry J.A., Rossow W.B., Randall D. et al. Overview of Arctic Cloud and Radiation Characteristics // *J. Climate*. 1996. V. 9. P. 1731–1764.
237. Dai A. Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity // *J. Climate*. 2006. V. 19, N 15. P. 3589–3606.
238. 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.
239. 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.
240. 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.
241. 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.
242. Dessler E., Davis S.M. Trends in tropospheric humidity from reanalysis systems // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2010. V. 115, N D19. P. D19127.

243. 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.
244. 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
245. 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.
246. 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.
247. 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.
248. 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.
249. 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.
250. 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.
251. 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.
252. 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.
253. 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.
254. Eastman R.M., Warren S.G. Arctic cloud changes from surface and satellite observations // *J. Climate.* 2010. V. 23, N 15. P. 4233–4242.
255. Eastman R.M., Warren S.G., Hahn C.J. Variations in cloud cover and cloud types over the ocean from surface observations, 1954–2008 // *J. Climate.* 2011. V. 24, N 22. P. 5914–5934.
256. 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.

257. 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.

258. 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.

259. 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.

260. 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.

261. Federal Meteorological Handbook No. 3. Radiosonde Observations. U.S. Department of Commerce. – Washington, D.C., 1981.

262. Federal Meteorological Handbook No. 3. Rawinsonde Observations. FCM-H3-1991. Draft. U.S. Department of Commerce. – Washington, D.C., 1991.

263. 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.

264. 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.

265. Flores F., Rondanelli R., Díaz M., Quere 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.

266. 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.

267. Gaffen D.J. Historical changes in radiosonde instruments and practices. instruments and observing methods. – Geneva, WMO, 1993. Report N 50. 123 p.

268. 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.

269. 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.

270. 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.

271. 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.

272. 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.

273. Garand L., Grassotti C., Halle J., Klein G.L. On differences in radiosonde humidity-reporting practices and their implications for numerical weather prediction and remotes sensing // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1992. V. 73, N 9. P. 1417–1423.

274. 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.
275. 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.
276. 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.
277. 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.
278. Goff J.A. Saturation pressure of water on the new Kelvin scale // *Humidity and Moisture*. V. 3. – New York: Reinhold Publishing Corp., 1965. P. 289–292.
279. Goff J.A., Gratch S. Thermodynamic properties of moist air // *Amer. Soc. Heat. Vent. Eng. Trans.* 1945. V. 51. P. 125–157.
280. 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.
281. 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.
282. 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.
283. Gueymard C. Assessment of the accuracy and computing speed of simplified saturation vapor equations using a new reference dataset // *J. Appl. Meteorol.* 1993. V. 32, N 7. P. 1294–1300.
284. Guide to meteorological instruments and methods of observation. – Switzerland. Geneva: WMO, 1983. Rep. WMO-N 6, 5-th ED. 320 p.
285. 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.
286. 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.
287. 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.
288. 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.
289. 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.
290. 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.

291. 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.
292. 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.
293. 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.
294. 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.
295. 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 // *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.*
296. 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.
297. Henderson-Seller A. Continental cloudiness changes this century // *Geo J.* 1992. N 27.3. P. 255–262.
298. 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.
299. 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.
300. 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 Roozendaal 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.
301. 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.
302. 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.
303. Hooper A.H. Algorithms for automatic aerological sounding // *Instruments and observing methods. Rep. No. 21. WMO/TD-No. – Geneva: WMO, 1986. 175 p.*
304. 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.

305. 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.
306. 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.
307. 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.
308. 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.
309. 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.
310. 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.
311. Kalnay E. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1996. V. 77, N 3. P. 437–471.
312. Karl T.R., Jones P.D., Knight R.W., Kukla G., Plummer N., Razuvaev V., Gallo K.P., Lindsey 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.
313. 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.
314. 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.
315. 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.
316. 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.
317. 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.
318. 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.

319. 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.
320. Knippertz P., Wernli H., Gläser G. A Global climatology of tropical moisture exports // *J. Climate*. 2013. V. 26, N 10. P. 3031 – 3045.
321. 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.
322. 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.
323. 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.
324. 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.
325. 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.
326. 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.
327. 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 satellites: a multiagency collaboration within SCOPE-CM // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2013. V. 94, N 2. P. 205–214.
328. 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.
329. 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.
330. 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.
331. 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.

332. 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.
333. 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.
334. 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.
335. Li J., Carlson B.E., Rossow W.B., Lacis A.A., Zhang Y. An intercomparison 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.
336. 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.
337. 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.
338. 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.
339. 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.
340. Li Y., Lund R. Multiple changepoint detection using metadata // *J. Climate*. 2015. V. 28, N 10. P. 4199–4216.
341. Li J., Carlson B.E., Rossow W.B., Lacis A.A., Zhang Y. An intercomparison 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.
342. 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.
343. 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.
344. 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.
345. 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.
346. 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.
347. 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.

348. 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.
349. Magnus G. Versuche über die Spannkraft des Wasserdampfes // *Ann. Phys. Chem.* 1844. V. 61. P. 225–247.
350. Marshall G.J., Lagun V.E., Lachlan-Cope T.A. Changes in Antarctic peninsula tropospheric temperatures from 1956–99: a synthesis of observations and reanalysis data // *Int. J. Climatology*. 2002. V. 22, N 3. P. 291–310.
351. 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.
352. 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.
353. 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.
354. 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.
355. 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.
356. Matthews J.L., Mannshardt E., Gremaud P. Uncertainty quantification for climate observations // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2013. V. 94, N 3. P. ES21–ES25.
357. 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.
358. 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.
359. 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.
360. 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.
361. 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.
362. 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.
363. 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.

364. 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.
365. 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.
366. 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.
367. 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.
368. 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.
369. 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.
370. 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.
371. 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.
372. Nash J., Kitchen M., and Ponting J. F. Comparisons of relative humidity measurements from Phase I of the WMO International Radiosonde Comparison // *Instruments and Observing Methods. Third WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation.* – Geneva, WMO, 1985. Rep. N 22. P. 25–32.
373. 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.
374. Naud C.M., Muller J.P., 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.
375. NCDC. TD-3280 Surface Airways Hourly. Internal Report of the National Climatic Data Center. 1991. 40 p.
376. 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.
377. 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.
378. 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.
379. 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.

380. 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.
381. Norris J.R. Multidecadal changes in near-global cloud cover and estimated cloud cover radiative forcing // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110, N D08206.
382. 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.
383. Nygård T., Valkonen T., Vihma T. Antarctic low-tropospheric humidity inversions: 10-yr climatology // *J. Climate*. 2013. V. 26, N 14. P. 5205–5219.
384. Oort A.H., Huanzhu Liu. Upper-air temperature trends over the Globe, 1958–1989 // *J. Climate*. 1993. V. 6, N 2. P. 292 – 307.
385. 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.
386. 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.
387. 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.
388. 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.
389. 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.
390. 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.
391. Pattantyús-Ábrahám M., Steinbrecht W. Temperature trends over Germany from homogenized radiosonde data // *J. Climate*. 2015. V. 28, N 14. P. 5699–5715.
392. 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.
393. 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.
394. 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.
395. 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.

396. 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.
397. Poore K.D., Wang J., Rossow W. Cloud layer thickness from a combination of surface and upper-air observations // *J. Climate*. 1995. V. 8, N 3. P. 550–568.
398. 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.
399. 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.
400. 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.
401. 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.
402. Ramanathan V., Cess R.D., Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Ahmad E., Hartmann D. Cloud-radiative forcing and climate: results from the earth radiation budget experiment // *Science*. 1989. V. 243, N 4887. P. 57 – 63.
403. 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.
404. Raymond D.J., Fuchs Ž. Moisture modes and the Madden–Julian oscillation // *J. Climate*. 2009. V. 22, N 11. P. 3031–3046.
405. 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.
406. Reixoto J.P., Oort A.H. The climatology of relative humidity in the atmosphere // *J. Climate*. 1996. V. 9, N 12. P. 3443 – 3463.
407. 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.
408. 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.

409. 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.

410. 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, N 1. P. 113–129.

411. 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.

412. Roiger, Thomas J.-L., Schlager H., Law K. S., Kim J., Schäfer 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.

413. Ross R.J., Elliott W.P. Tropospheric water vapour climatology and trends over North America: 1973-93 // *J. Climate*. 1996. V. 9, N 12. P. 3561–3574.

414. Ross R.J., Elliott W.P. Radiosonde-based northern hemisphere tropospheric water vapor trends // *J. Climate*. 2001. V. 14, N 8. P. 1864–1880.

415. 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.

416. Rossow W.B., Bates J.J. Building an Accessible, Integrated Earth Observing and Information System: The International Satellite Cloud Climatology Project as a Pathfinder // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2019. V. 100, N 12. P. 2423–2431. DOI: 10.1175/Bams-D-19-0060.1

417. 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.

418. 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.

419. 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.

420. 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.

421. 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.

422. 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.

423. 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.
424. Sargent G.P. Computation of vapor pressure, dew point and relative humidity from dry- and wet-bulb temperature // *Meteorol. Mag.* 1980. V. 109. P. 238–246.
425. 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.
426. 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.
427. 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.
428. 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.
429. Schneider T., Bischoff T., Płotka H. Physics of changes in synoptic midlatitude temperature variability // *J. Climate*. 2015. V. 28, N 6. P. 2312–2331.
430. Schreiner A. J., Strabala K. I., Unger D. A. et al. A comparison of ground and satellite observations of cloud cover // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1993. V. 74, N 10. P. 1851–1861.
431. 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.
432. 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.
433. 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.
434. 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.
435. Seeley J.T., Roms D.M. The effect of global warming on severe thunderstorms in the United States // *J. Climate*. 2015. V. 28, N 6. P. 2443–2458.
436. 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.
437. Seidel D. J., Durre I. Comments 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. 237–240.
438. 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.

439. 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.
440. 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.
441. 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.
442. 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.
443. 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.
444. 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.
445. 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.
446. 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.
447. 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.
448. 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.
449. Smith T.M., Arkin P.A. Improved historical analysis of oceanic total precipitable water // *J. Climate.* 2015. V. 28, N 8. P. 3099–3121.
450. 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.
451. 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.
452. 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.
453. 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.

454. 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.
455. Stephens G., Winker D., Pelon J. et al. CLOUDSAT and CALIPSO within the A-TRAIN ten years of actively observing the earth system // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2018. V. 99, N 3. P. 569–581.
456. 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.
457. 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.
458. 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.
459. 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.
460. 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.
461. 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.
462. 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.
463. 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.
464. 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.
465. 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.
466. 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.

467. 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.
468. 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.
469. Tselioudis G, Rossow W, Zhang Y, Konsta D. Global Weather States and Their Properties from Passive and Active Satellite Cloud Retrievals // *J. Climate*. 2013. V. 26, N 19. P. 7734–7746.
470. 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.
471. 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.
472. 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.
473. Turner J., Lachlan–Cope T.A., Colwell S.R., Marshall J., Connolley W.M. Significant warming of the Antarctic winter troposphere // *Science*. 2006. V. 311, N 5769. P. 1914–1917.
474. Turner D. D., Vogelmann A. M., Johnson K. et al. Thin liquid water clouds: their importance and our challenge // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2007. V. 88, N 2. P. 177–190.
475. Uppala S. et al. The ERA-40 Re-Analysis // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2005. V. 131, N 612. P. 2961–3012.
476. Uttal T., Curry J. A., McPhee M. G. et al. Surface heat budget of the Arctic Ocean // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2002. V. 83, N 2. P. 255–276.
477. 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.
478. 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.
479. 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.
480. 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.
481. 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.

482. 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.
483. Vrac M., Friederichs P. Multivariate–intervariable, spatial, and temporal–bias correction // *J. Climate.* 2015. V. 28, N 1. P. 218–237.
484. 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.
485. 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.
486. Wang C.-C., Lee W.-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.
487. Wang J., Rossow W. Determination of cloud vertical structure from upper-air observations // *J. Applied Meteorol.* 1995. V. 34, N 10. P. 2243–2258.
488. 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.
489. 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.
490. 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.
491. 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.
492. 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.
493. 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.
494. 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.
495. Wielicki B.A., Young D.F., Mlynchak 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.
496. Wood R., Wyant M., Bretherton C. S., Rémillard J., Kollias P., Fletcher J., Stemmler J., Szoeké 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.

497. World Meteorological Organization. International Cloud Atlas. – Geneva: WMO, 1956. 72 plates. 62 p.

498. World Meteorological Organization. International Meteorological Tables. – Geneva: WMO, 1996. WMO Report No. 188. TP 94.

499. World Meteorological Organization. Measurement of upper-air pressure, temperature and humidity (J. Nash). Instruments and Observing Methods. – Geneva: WMO, 2015. WMO Report No. 121. 87 p.

500. World Meteorological Organization. Technical regulations. General meteorological standards and recommended practices. – Geneva: WMO, 2012. WMO Report No. 49. V. 1. 83 p.

501. 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.

502. 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.

503. 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

504. 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.

505. Xu Z.i.Q., 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.

506. Yokoi S. Multireanalysis comparison of variability in column water vapor and its analysis increment associated with the Madden–Julian oscillation // J. Climate. 2015. V. 28, N 2. P. 793–808.

507. Zaitseva N.A. Historical development in radiosonde systems in the Former Soviet Union // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1993. V. 74, N 10. P. 1893–1900.

508. 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.

509. Zhai P., Eskridge R.E. Atmospheric water vapour over China // J. Climate. 1997. V. 10, N 10. P. 2643–2652.

510. 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.

511. 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.

512. Zhang L., Zhou T. The interannual variability of summer upper-temperature over East Asia // J. Climate. 2012. V. 25, N 19. P. 6539–6553.

513. 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.

514. 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.
515. 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.
516. 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
Перечень сокращений и обозначений	7
Введение	9
Глава 1. Используемые для исследования температурно-влажностного расслоения в слое атмосферы 0–10 км данные и методы	17
1.1. Исходные данные.....	21
1.1.1. Исходные данные радиозондирования, использованные при климатических исследованиях.....	21
1.1.2. Данные визуальных наземных наблюдений за облаками и радиозондовых измерений температуры и влажности, использованные при апробации СЕ-метода.....	24
1.1.3. Данные эксперимента SHEBA в Арктическом регионе, исполь- зованные при апробации СЕ-метода.....	29
1.2. Методы исследования	30
1.2.1. СЕ-метод восстановления границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности.....	30
1.2.2. Методы расчёта статистических характеристик параметров об- лачных слоёв.....	78
1.2.3. Методы интерполяции	79
1.2.4. Метод визуализации и сглаживания	80
Глава 2. Климат параметров облачных слоёв и его изменения для земного шара.....	81
2.1. Долгопериодные оценки характеристик вертикального распреде- ления облачных слоёв с разным количеством облачности для земного шара по результатам радиозондирования атмосферы за 1964–1998 гг.	81
2.1.1. Данные и методы исследования	81
2.1.2. Статистические характеристики параметров облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода.....	83
2.1.3. Характеристики облачных слоёв с учётом количества и яруса облачности.....	86
2.1.4. Сравнение суммарной толщины восстановленных облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода и безоблачных прослоек с результатами, полученными на основе дан- ных самолётного зондирования.....	89
2.2. Региональные особенности многолетних оценок повторяемости и суммарной толщины облачных слоёв по радиозондовым данным за 1964–1998 гг. для Северного и Южного полушария.....	91
2.2.1. Данные и методы исследования.....	91
2.2.2. Долгопериодные характеристики повторяемости и суммарной толщины облачных слоёв.....	93
2.3. Долгопериодные оценки числа облачных слоёв по данным радио- зондирования атмосферы за 1964–2017 гг. в разных широтных зонах.....	101
2.3.1. Данные, использованные для расчётов	102
2.3.2. Методы исследования	102
2.3.3. Число облачных слоёв.....	103
2.3.4. Сравнение оценок числа облачных слоёв по данным радио- зондирования, на основе данных самолётного зондирования, с ис- пользованием свободных аэростатов	110

Глава 3. Особенности климата повторяемости и числа восстановленных облачных слоёв и его изменений для разных широтных зон земного шара за 1964–2018 гг.	112
3.1. Повторяемость восстановленных облачных слоёв над разными широтными зонами по данным радиозондирования	112
3.1.1. Данные и методы исследования	112
3.1.2. Многолетние средние значения повторяемости облачных слоёв с разным количеством облаков.....	114
3.2. Число восстановленных облачных слоёв над разными широтными зонами и их пространственно-временное изменение по глобальным данным радиозондирования атмосферы.....	123
3.2.1. Данные и методы исследования	124
3.2.2. Многолетние средние значения числа облачных слоёв с разным количеством облаков и тренды их аномалий для разных атмосферных слоёв	126
3.3. Долгопериодные внутригодовые изменения числа восстановленных облачных слоёв с разным количеством облаков над Северным и Южным полушариями по результатам радиозондовых измерений в атмосфере	142
3.3.1. Данные и методы исследования	143
3.3.2. Многолетние средние значения числа облачных слоёв с разным количеством облаков и тренды их аномалий для Северного и Южного полушарий	144
3.3.3. Сравнение многолетних средних числа облачных слоёв и трендов их аномалий с результатами, полученными с использованием других платформ наблюдения, с изменением характеристик радиозондирования	155
Глава 4. Оценки параметров облачных слоёв и их климатических изменений по данным станций территории Российской Федерации.....	157
4.1. Оценки параметров вертикальной макроструктуры облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы на аэрологических станциях Глобальной системы наблюдений за климатом территории Российской Федерации за 1964–2017 гг.	157
4.1.1. Данные и методы исследования	157
4.1.2. Долгопериодные внутригодовые пространственно-временные изменения параметров вертикальной макроструктуры облачных слоёв ...	159
4.2. Оценки числа облачных слоёв по данным радиозондирования атмосферы за 1964–2014 гг. на 16 российских станциях	166
4.2.1. Данные и методы исследования	167
4.2.2. Число облачных слоёв.....	169
4.2.3. Сравнение максимального числа восстановленных облачных слоёв с максимальным числом уровней в аэрологической телеграмме ...	174
4.3. Долгопериодные пространственно-временные изменения числа восстановленных по радиозондовым профилям облачных слоёв для 58 российских и зарубежных станций из соседних с РФ регионов за период 1964–2019 гг.....	177
4.3.1. Данные и методы исследования	178
4.3.2. Диапазоны изменений средних значений числа облачных слоёв в разных слоях атмосферы.....	179
4.3.3. Диапазоны изменений максимального числа облачных слоёв в разных атмосферных слоях и годы их наблюдений.....	180

4.3.4. Диапазоны изменений максимального и минимального числа облачных слоёв и числа переданных уровней в аэрологической телеграмме.....	181
4.3.5. Тренды аномалий средних значений числа облачных слоёв и характеристик зондирования для Архангельска и Анкары.....	183
4.4. Оценки параметров вертикальной макроструктуры сплошной облачности в Арктическом регионе РФ по долгопериодным данным радиозондирования.....	194
4.4.1. Данные и методы исследования.....	195
4.4.2. Вертикальная структура сплошных облачных слоёв.....	196
4.4.3. Долгопериодные изменения параметров сплошных облачных слоёв, приземной температуры T и приземного давления P для осени ...	198
4.5. Годовой ход параметров сплошных облачных слоёв над Арктикой на фоне их глобальных оценок по многолетним радиозондовым данным ...	203
4.5.1. Данные и методы исследования.....	204
4.5.2. Годовой ход многолетних средних месячных значений параметров сплошных облачных слоёв.....	206
4.5.3. Сравнение результатов о характере годового хода параметров сплошных облачных слоёв, полученных на основе радиозондовых наблюдений, и общего количества облачности, полученного на основе наземных и спутниковых наблюдений, реанализов.....	212
4.6. Долгопериодные оценки толщины, границ и повторяемости облачных слоёв для 58 российских и зарубежных станций из соседних с РФ районов по данным радиозондирования за 1964–2018 гг.	215
4.6.1. Данные и методы исследования.....	215
4.6.2. Диапазоны изменений многолетних средних годовых стационарных значений суммарной толщины облачных слоёв в разных слоях атмосферы.....	216
4.6.3. Диапазоны изменений многолетних средних годовых стационарных значений суммарной толщины безоблачных прослоек между облачными слоями с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км.....	218
4.6.4. Диапазоны изменений многолетних средних годовых стационарных значений верхней и нижней границ облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в атмосферном слое 0–10 км.....	219
4.6.5. Диапазоны изменений средних годовых стационарных значений повторяемости облачных слоёв с количеством облачности 0–100 % поверхности небосвода в разных атмосферных слоях.....	220
4.6.6. Обсуждение результатов.....	220
Заключение к тому 4.....	223
Список литературы.....	229

Монография
Алдухов О.А., Черных И.В.

**Методы анализа и интерпретации данных
радиозондирования атмосферы**

Том 4
Температурно-влажностное расслоение атмосферы

Подписано к печати 26.06.2023 г. Формат 60×84/16.
Печать офсетная. Печ. л. 15,46. Тираж 300 экз. Заказ № 26.

Отпечатано в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», г. Обнинск, ул. Королёва, 6.