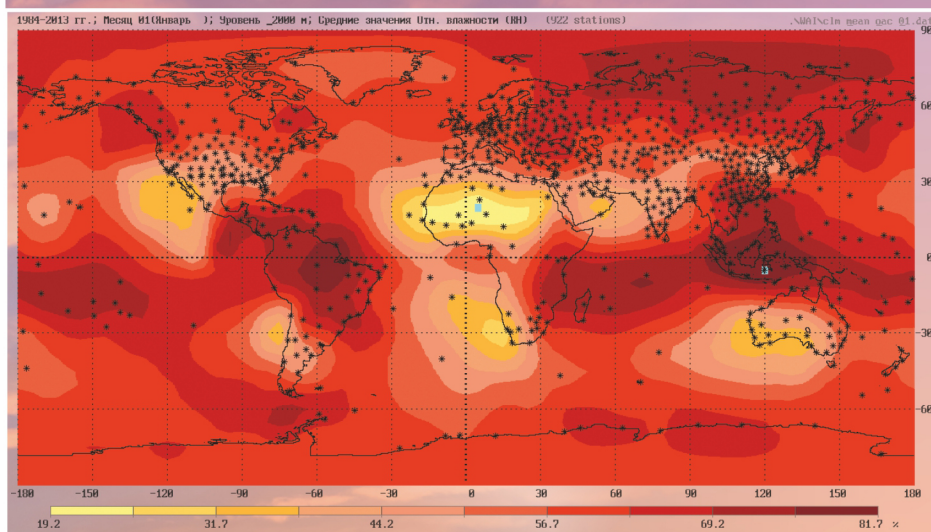


О.А. Алдухов, И.В. Черных

МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

ТОМ 2

ВОССТАНОВЛЕННЫЕ ОБЛАЧНЫЕ СЛОИ



ОБНИНСК 2013

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 2

**ВОССТАНОВЛЕННЫЕ
ОБЛАЧНЫЕ СЛОИ**

ОБНИНСК
2013

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 2

RECONSTRUCTED CLOUDS LAYERS

OBNINSK
2013

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 978–5–901579–41–1 (том 2)

Рецензенты:

д. ф.-м. н. *Ф. Ф. Брюхань* (ООО «Научно-производственное объединение «Гидротехпроект»);

А. П. Кац (Научно-технический центр радиозондирования Федерального государственного бюджетного учреждения «Центральная аэрологическая обсерватория»);

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

В первом томе основное внимание уделено описанию принципов контроля качества гидрометеорологической информации, методов комплексного контроля качества данных радиозондирования, их применению к глобальному аэрологическому массиву, данным по погранслою, трехмерных корреляционных функций основных аэрологических величин свободной атмосферы с целью улучшению качества прогноза, а также методы восстановления/использования неполных радиозондовых наблюдений для температуры и влажности при расчете климата и оценок его изменений.

Во втором томе описан метод Черных–Ескридж (СЕ-метод) определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, а также результатам применения метода для изучения температурно-влажностного расслоения атмосферы, климатических изменений параметров облачных слоев.

Предназначена для специалистов в гидрометеорологии.

Volume 1 of the monograph «Methods of analysis and interpretation of the atmosphere radiosonde observations data» by O.A. Alduchov and I.V. Chernykh is connected with the description of quality control of upper air parameters principals and methods, its applications for global aerological dataset, planetary boundary layer dataset, for improving of forecast quality. The methods of using not complete temperature and humidity radiosonde observations for climatic study are included too.

Volume 2 of the monograph «Methods of analysis and interpretation of the atmosphere radiosonde soundings data» by O.A. Alduchov and I.V. Chernykh includes description of Chernykh–Eskridge method (CE-method) for determination of cloud amount and level from temperature and humidity radiosonde observations profiles. The results about climatic changes of cloud layers parameters are discussed also.

The monograph is interested for specialists of hydrometeorology.

ISBN 978–5–901579–39–8

ISBN 978–5–901579–41–1

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая монография состоит из двух томов. В томе 1 в шести главах описываются общие принципы контроля качества гидрометеорологической информации, методы комплексного контроля качества аэрологических данных, методы работы с неполными данными радиозондовых наблюдений, а также методы вычисления трехмерных корреляционных функций основных аэрологических величин свободной атмосферы с целью улучшению качества объективного анализа полей, используемых в прогнозах погоды. Методы описаны с убедительными обоснованиями и подробностями, достаточными для повторения.

Главное место в томе 1 монографии отведено методам комплексного автоматизированного контроля данных радиозондовых наблюдений. Методы построены с учетом всей специфики производства наблюдений, а также физических и статистических связей между наблюдаемыми метеорологическими характеристиками с учетом их пространственно-временных особенностей. По сути, в томе 1 излагается теория комплексного контроля физических связанных величин и ошибок их измерений в применении к радиозондовым данным. Эта теория, воплощенная в практику, является результатом многолетнего труда авторов монографии. Созданные авторами монографии методы построены на основе результатов глубоких исследований статистической структуры аэрологических временных рядов и полей, а также математических методов их обработки. Методы контроля доведены до такого уровня, когда обнаруживаются не только технические ошибки создания массивов, но и ошибки наблюдений. Исправление ошибок наблюдения невозможно, но их выявление можно учитывать при анализе информации.

Особенностью данных аэрологических наблюдений является переменная высота подъема радиозондов и уменьшение числа наблюдений с высотой, а также наличие множество уровней с пропущенными наблюдениями по разным техническим причинам производства радиозондовых наблюдений, условий полета зондов и поведения датчиков измерения. В монографии рассматриваются возможности использования неполных по высоте радиозондовых профилей для вычисления климатических значений метеорологических величин свободной атмосферы и исследования изменений климата атмосферы на больших высотах.

Предложен новый робастный метод оценки трендов, который в условиях неполных данных позволяет получать более точные оценки по сравнению с традиционным методом. В условиях изменяющегося климата и важности вопроса о взаимодействии тропосферы и стратосферы точность определения трендов может оказаться решающей в понимании глобальных процессов переноса и взаимодействия воздушных масс. Авторы получили и изложили свои новые результаты по изменению климата нижней стратосферы.

Переход от сети станций наблюдений к системе регулярных узлов географической сетки методами оптимальной интерполяции опирается на пространственные корреляционные функции метеорологических величин. А от корректности такого перехода зависят многие последующие исследования,

которые проводятся на базе полученных значений в узлах регулярной сетки, и в частности в области прогнозов погоды. В монографии описаны новые решения проблем объективного анализа аэрологических полей на основе наиболее полных массивов проконтролированных данных радиозондовых наблюдений, которые привели к уменьшению ошибок прогнозов погоды.

В томе 2 в четырех главах описаны результаты исследования особенностей вертикальных профилей атмосферы, при которых появляется и рассеивается облачность. По результатам исследований предложен оригинальный метод определения верхней и нижней границ слоев облачности и ее количества по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы. Предложенный авторами метод является незаменимым дополнением к наземным и спутниковым наблюдениям за облачностью. Основная его ценность заключается в том, что на основе существующих наблюдений и накопленных массивов данных без дополнительных затрат средств появилась возможность получить новые знания о границах слоев облачности, не видимых ни с земли, ни со спутника. Новые сведения позволили авторам монографии провести исследования слоистой структуры облачного покрова и температурно-влажностного расслоения атмосферы, получить оценки климатических изменений параметров облачных слоев. Учитывая, что облачность является одним из факторов формирования и изменения климата, новые сведения об облачности являются важным вкладом в климатологию.

На всех этапах изложения авторы приводят много ссылок на публикации свои и коллег. Список использованной литературы содержит 194 источника в томе 1 и 455 источников в томе 2. Каждое утверждение авторов в разработке методов и в обсуждениях собственных их результатов сопоставляется с опубликованными данными и подкрепляется выводами других исследователей. Вместе с тем монография не является только результатом осмысления и обобщения опубликованных знаний по теме, авторы являются лидерами в рассматриваемой области и обобщили результаты своих собственных исследований и разработок.

Методы, изложенные в монографии, отражают современный уровень возможностей ведения работ по созданию массивов данных высокого качества и показывают, что при глубоком изучении из накопленных массивов наблюдений можно извлекать совершенно новые знания о параметрах климатической системы.

Вдумчивая работа авторов по анализу вертикальных профилей атмосферы и облачных слоев является одним из примеров огромных скрытых резервов знаний, которые можно извлекать из массивов данных наблюдений, накопленных во ВНИИГМИ-МЦД.

Монография полезна во всех отношениях специалистам в области наук о Земле, как разработчикам методов анализа, так и исследователям климатической системы.

Доктор географических наук Б.Г. Шерстюков

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время все большее значение приобретают проблемы изменения климата и прогноза погоды, которые оказывают влияние на многие сферы деятельности человека, включая экономику [13–15, 18, 22, 38, 39, 41, 42, 53, 61, 62, 72, 87, 120, 196–201, 293].

Основные направления исследования климата сформулированы во Всемирной программе исследования климата (ВПИК) [364]. Главной целью этих исследований является изучение степени предсказуемости климата и масштабов воздействия человека на климат. Для достижения этой цели необходимо [364]:

- улучшить понимание закономерностей регионального и глобального климата, их изменчивости со временем, а также механизмов, ответственных за формирование и изменение климата;
- проанализировать данные о значимых трендах регионального и глобального климатов;
- усовершенствовать физико-математические модели, пригодные для адекватного воспроизведения и оценки предсказуемости климатической системы, применительно к различным пространственным и временным масштабам;
- изучить чувствительность климата к различным природным и антропогенным воздействиям, а также проанализировать изменения климата, возникающие в результате этих воздействий.

Сложность формирования и разнообразие пространственно-временных масштабов изменений климата обусловлены многочисленными факторами, ответственными за формирование климата и его изменений [72].

Облачность является одним из важнейших климато- и погодообразующих факторов [72, 200, 429]. В документах Объединенного научного комитета Всемирной программы исследования климата [364] и Межправительственной группы экспертов по изменению климата [198–201] подчеркивается, 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 [63, 64, 72, 80, 99, 135, 153, 159, 195, 220, 258, 281, 282, 343, 380, 393, 412, 434]. Интенсивность приходящей и уходящей радиации зависит от сезона, времени дня [175, 256, 422], а также от форм облаков [17, 124, 174, 257], высоты облачности, ее балльности, вертикальной мощности, микро- и макроструктуры, оптических свойств [37, 63, 72, 78, 83, 116, 206, 359, 454]. В частности, согласно [175, 343], увеличение облачности верхнего яруса ведет к потеплению климата, в то время как облаков нижнего яруса – к охлаждающему эффекту. Изменения в количестве облачности могут уменьшить или усилить глобальное потепление [81, 175]. В связи с этим различные параметры облачного покрова играют важную роль в моделях циркуляции атмосферы [54, 83, 85, 86, 97, 99, 122, 234–236, 282, 285, 294, 321, 376, 415, 426, 439, 439, 449], прогнозе погоды [29, 94, 115, 118, 119, 134, 140], изменении климата [53, 61, 62, 64, 72, 80, 161, 163, 287, 288,

290, 295–297, 307, 342, 344, 357, 392, 404–406, 410, 411, 430, 441], а также при решении различных проблем по обработке спутниковой информации [32, 65, 92, 112, 113, 115, 172, 232, 242, 353, 394].

Таким образом, высота верхней и нижней границ облачности, толщина облачного покрова относятся к числу основных параметров, влияющих на количество радиации, приходящее 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 [58, 200]. Чтобы оценить происходящие изменения таких параметров облачности, как нижняя и верхняя граница облачности, ее суммарная толщина, необходимо иметь длинные временные ряды таких наблюдений.

Из вышесказанного следует актуальность использования для климатических исследований дополнительных источников информации об облачности, например данных радиозондирования атмосферы. Уникальные возможности для климатологии облачности [178–190, 381] предоставляет созданный усилиями многих стран массив аэрологических данных КАРДС (CARDS, Comprehensive Aerological Reference Data Set) [146, 230, 304, 305, 408], т. к. 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 [193, 230, 304, 305]. 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, 238, 443]. Примером такого метода является СЕ-метод.

Обсуждаемый ниже СЕ-метод разработан И.В. Черных (ВНИИГМИ-МЦД, Россия) и Р.Е. Ескриджем (NCDC, Национальный климатический центр данных, США) [192, 229] в рамках российско-американского проекта по созданию КАРДС под эгидой ВМО. Он использовался в NCDC в модели коррекции температуры в исторических данных радиозондирования атмосферы с учетом облачности [305] и в работах по климатическим исследованиям параметров облачности на основе данных КАРДС [2, 3, 6, 101–107, 178–182, 184–190, 193, 381].

Данная работа посвящена описанию СЕ-метода определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, возможностям и ограничениям при его использовании, а также результатам применения метода для изучения температурно-влажностного расслоения атмосферы и климатическим изменениям параметров облачных слоев. Они получены в итоге многолетней работы с данными наблюдений.

Том 2 монографии состоит из введения, четырех глав и заключения.

В первой главе дается обзор методов восстановления параметров облачности по данным радиозондирования атмосферы, анализируются

причины пространственных и временных неоднородностей в значениях температуры и влажности, полученных при радиозондировании атмосферы по глобальной сети аэрологических станций.

СЕ-метод восстановления границ и количества облачности по профилям температуры и влажности в массивах, полученных в результате аэрологических наблюдений по глобальной сети аэрологических станций, его реализация описываются во второй главе. Текст основан на работе, выполненной лично И.В. Черных и совместно с Р.Е. Ескриджем.

Исследование чувствительности СЕ-метода восстановления границ облачности к изменению разрешения зондирования, сравнение полученных результатов с результатами определения облачности другими методами на данных эксперимента SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean, США) изложено в главе 3. В основу положены работы, выполненные совместно с О.А. Алдуховым.

Глобальные климатические изменения некоторых параметров облачности, восстановленной по данным радиозондовых измерений за период 1964–1998 гг., описываются в четвертой главе. В ней также рассмотрен вопрос о связи климатических изменений некоторых параметров облачных слоев со значениями других метеопараметров. Исследования проведены на основе массива КАРДС. Опубликованные ранее материалы дополнены исследованиями за тот же период наблюдения для полноты представления изменений в атмосфере для различных месяцев. Текст основан на работах, выполненных И.В. Черных совместно с Р.Е. Ескриджем и О.А. Алдуховым. Тренды параметров облачных слоев рассчитаны О.А. Алдуховым.

Результаты работы были представлены на многочисленных международных совещаниях и конференциях.

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

Исследования по климатическим исследованиям параметров облачных слоев над Антарктическим регионом были поддержаны подпрограммой «Определение изменений в окружающей среде Антарктики в условиях меняющегося климата» Федеральной целевой программы «Мировой океан».

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

Авторы выражают сердечную благодарность В.Г. Блинову, В.Н. Копылову, А.М. Стерину, С.Г. Сивачку, А.В. Хохловой за поддержку, В.А. Гордину, Ф.Ф. Брюхань, Н.А. Зайцевой, А.П. Кац, А.М. Стерину, Б.Г. Шерстюкову – за полезные обсуждения, советы и замечания, позволившие улучшить текст монографии.

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

ПРОФИЛИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ ОБ ОБЛАЧНОСТИ. МЕТОДЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ОБЛАЧНОСТИ ПО ДАННЫМ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Для определения характеристик облачности, ее макро- и микроструктуры используются наземные визуальные наблюдения [93, 208, 245–252, 345, 347, 399, 422–424] и аппаратурные измерения со спутника [9, 32, 77, 78, 141, 162, 171, 172, 216, 217, 223, 232, 233, 243, 264, 265, 267, 271, 273, 274, 300, 306, 312, 320, 352–354, 362, 363, 397, 416, 431, 435, 440, 442], самолета [51, 52, 77, 111, 169, 208, 312], с поверхности земли [20, 77, 100, 204, 205, 214, 215, 262, 274, 277, 306, 312, 325, 338, 348, 358, 416]. Все методы наблюдений имеют свои особенности, в частности в связи с различной чувствительностью приборов к параметрам элементов облака, например к фазовому состоянию, размерам капель или кристаллов [20, 74, 208, 235, 323]. Поэтому в [74] предлагается различать такие «классы» облаков, как «спутниковые», «визуально видимые», «видимые радиолокационными станциями», «видимые лидаром», «регистрируемые самолетной аппаратурой, предназначенной для микроструктурных измерений», «видимые на основе моделей». Ряд исследований, проводившихся в целях изучения точности различных методов измерения высоты облаков, показали взаимосогласованность измерений, сделанных различными способами [58, 74, 208, 323, 416].

Формально нижняя граница облаков определяется как уровень конденсации. Однако конденсация происходит не мгновенно, а постепенно, по мере подъема воздуха. В атмосфере на уровне конденсации водяного пара образуется дымка, постепенно уплотняющаяся по мере увеличения концентрации облачных частиц и их укрупнения [13]. В [13, 58] уточняется понятие нижней кромки облаков как трехмерного слоя увеличивающейся оптической плотности со сложнопериодическими изменениями различных уровней плотности. Таким образом, высоты облаков, измеренные различными способами, нельзя непосредственно сравнивать между собой, т. к. они относятся к различным уровням в облаке [58]. Поэтому актуальной задачей является сравнительный анализ результатов, полученных различными методами [20, 58, 74, 167, 183, 208, 273, 274, 312, 319, 323, 354, 362, 396, 416, 447].

Процессы формирования и рассеяния облачности очень чувствительны к изменениям распределения температуры и влажности в атмосфере [77]. Этот факт дает дополнительную возможность для определения облачных слоев (ОС) по профилям температуры и влажности [7, 47, 48, 50, 51, 56, 110, 111, 192, 219, 229, 339, 354, 414, 416]. 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 при сплошном покрытии небосвода облаками нижнего или среднего ярусов не дают информации о вышележащих слоях облачности [67, 85, 118, 121, 207, 339, 423]. Во-вторых, ни наземные, ни спутниковые наблюдения не дают надежной информации о толщине облачности [121, 339, 414]. В-третьих, для высокоширотных регионов эта задача актуальна вследствие больших трудностей наблюдения за облаками в специфических условиях Арктики [32, 98, 170, 176, 207, 208, 222, 223, 339, 451, 453] и Антарктики [50, 258, 395, 396, 400, 451]. И, наконец, локальный характер и недостаточная длительность измерений с самолетов [51, 52] с помощью облакомеров, радаров и лидаров ограничивают применение полученных результатов для исследования глобальных долговременных изменений облачности.

Уникальные возможности для климатологии облачности [179–190, 381] предоставляет созданный усилиями многих стран массив аэрологических данных КАРДС (CARDS, Comprehensive Aerological Reference Data Set) [146, 229, 304, 305, 408], т. к. 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 [146, 191, 229, 305, 408]. При этом в задаче анализа климатических изменений нужна оценка чувствительности методов детектирования облачности к возможному изменению разрешения профилей за длительный период радиозондирования атмосферы. Получение таких оценок стало возможным благодаря спутниковому зондированию атмосферы высокого разрешения на основе системы GPS (Global Positioning System).

В СССР активно проводились работы по определению параметров облачности, таких как ее границы и количество, по данным самолетного и аэрологического зондирования атмосферы [7, 45–47, 50, 56, 88, 91]. В последние годы интерес к этим работам возрос и за рубежом [155, 190, 192, 339, 414]. Однако все они основаны на использовании непосредственно измеренных значений температуры и влажности, и 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 [150, 229, 238, 240, 268, 289, 322, 366, 378, 413].

1.1. Данные о температуре и влажности в массивах радиозондовых наблюдений

Одним из основных источников о температуре и влажности в атмосфере до настоящего времени остаются данные радиозондирования. 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 подъемы 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]. Всего в мире насчитывается около 800 станций, из которых около 700 размещено в Северном полушарии. 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.

Измеренная аэрологическими приборами температура всегда несколько отличается от истинной, т.е. имеет погрешность [30, 34], источники которой могут быть различными. Наиболее существенно показания термометров искажаются под действием солнечной радиации, инерции, а также вследствие их реакции на облачность и осадки [57, 221, 298, 304, 305, 337]. При обработке радиозондовых данных для устранения влияния солнечной радиации в показания температуры вводятся так называемые радиационные поправки [57, 221, 304]. 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 пленочные, хлоридно-литиевые, резистивные (угольные), металлооксидные, емкостные, 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].

Особенностью данных по влажности является тот факт, что 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 [49, 268].

Погрешности почти всех датчиков возникают в основном 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 тонкопленочного угольного датчика, применяемого на радиозондах VIZ и AIR, до 200 с при -30°C – для пленочного датчика, используемого в Китае, России, Франции [57, 130, 190]).

Кроме этого, исторические данные по влажности являются неоднородными в большинстве стран и регионов. В различных странах используют различные датчики влажности. Например, Финляндия использует тонкопленочный конденсатор, VIZ-радиозонды используют тонкопленочный угольный гигристор; советские и китайские радиозонды используют органическую пленку [57, 322] (см. рис. 1.1). Кроме того, отсутствуют интернациональные стандарты по преобразованию наблюдений за относительной влажностью в дефицит точки росы. В различных странах для одинаковых моделей радиозондов используются различные методы по преобразованию относительной влажности в дефицит точки росы [147, 240].

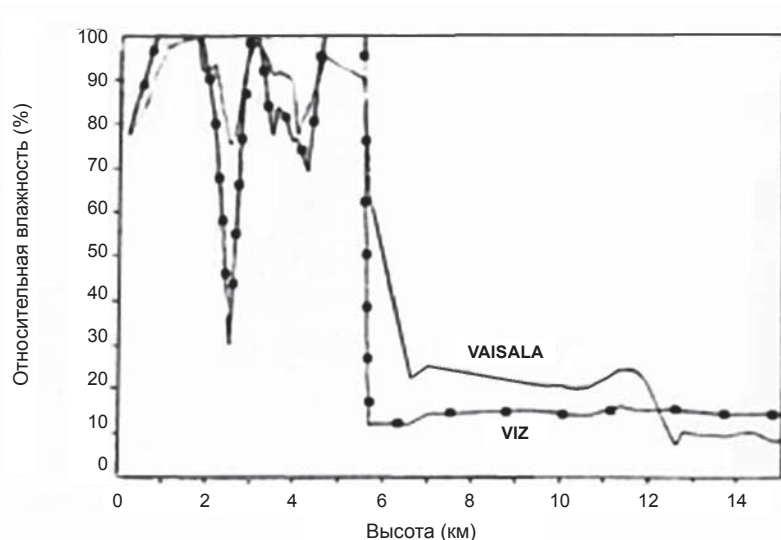


Рис. 1.1. Вертикальные профили относительной влажности, полученные при одновременном зондировании атмосферы радиозондами Vaisala (сплошная линия) и VIZ (сплошная линия с кружочками) 29 марта 1986 г. в 12:00 GMT в Даунсвью, Онтарио (приведено из [240]). Относительная влажность (%) представлена как функция высоты (км)

Например, Канада и Соединенные Штаты используют один и тот же радиозонд – VIZ, но применяют различные методы для преобразований влажности. Это является причиной того, что распределения дефицита точки росы существенно различаются [240]. Следует отметить, что проводилась смена датчиков влажности [239].

Итак, основным источником погрешностей при измерении температуры и влажности является инерционность датчиков (постоянная времени). При этом датчик температуры имеет, как правило, существенно меньшую инерционность, чем датчик влажности.

1.2. Влияние облачности на профили аэрологических величин

В физике облаков к атмосферным облакам относят атмосферные образования, состоящие из продуктов конденсации водяного пара – скоплений в атмосфере капель воды и водных растворов и(или) ледяных кристаллов [19, 73, 74]. 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 [74, 93].

Визуально видимые облака – это скопление продуктов конденсации водяного пара в атмосфере, видимые наблюдателем с поверхности земли или летательного аппарата невооруженным глазом. Эти облака затеняют звезды ночью при наблюдениях снизу и наземные предметы и огни при наблюдениях сверху. При визуальных наблюдениях с самолета верхние и нижние границы облаков фиксируются по потере видимости горизонта [57, 59].

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 [19, 60, 77, 80, 118, 136, 152, 153, 198–200].

Фазовые преобразования воды в атмосфере чрезвычайно сложны и зависят от физических процессов разного масштаба [16, 19, 77]. Формирование различных форм облаков [17, 124, 202, 432] можно рассматривать как процесс визуализации сложных термодинамических процессов, которые происходят в атмосфере [7, 19, 25].

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 [12, 77, 109].

Среди метеорологических величин, измеряемых при зондировании атмосферы, температура и влажность наиболее взаимосвязаны с облачностью. Исследование их изменения под воздействием облачности по данным самолетных и радиозондовых наблюдений приведено в [1, 43, 44, 47, 51, 55, 59, 73, 96, 127, 178]. Несмотря на разнообразие факторов, влияющих на образование облачности, было установлено, что необходимым условием для ее образования является низкое значение дефицита точки росы или высокая относительная влажность в атмосферном слое [1, 47, 51, 52, 55, 57, 96, 445]. Многими авторами изучалось влияние облачности не только на абсолютные значения наблюдаемых метеовеличин, но и на их градиенты [11, 19, 44, 55, 59, 73, 136, 139, 183, 192, 414].

1.3. Обзор методов определения границ и количества облачных слоев по радиозондовым наблюдениям

Попытки косвенного определения границ облачности и ее количества предпринимались давно в связи с различными теоретическими и практическими проблемами обслуживания авиации, прогноза облачности, моделирования общей циркуляции атмосферы и др. Можно выделить три направления этой деятельности: разработка различных приближенных полуэмпирических формул для определения высоты нижней границы облачности по наземным данным о температуре и влажности [89]; построение графиков приближенного определения количества облачности по средней в атмосферном слое относительной влажности [59, 374]; восстановление границ и количества облачности по профилям температуры и влажности [12, 58, 61, 63, 68, 190, 192, 219, 339, 415].

Существует целый ряд методов определения таких параметров облачности, как ее границы и количество, по профилям температуры и влажности. Вопрос заключается в том, с какой вероятностью, с какой точностью и для каких целей это делается. Большинство из методов основано на использовании непосредственно измеренных (абсолютных) значений температуры и влажности, поэтому результаты их использования в значительной степени зависят от инерционных свойств датчиков [289, 322], временной и пространственной неоднородности данных [238, 240], что в значительной степени затрудняет их использование при работе с глобальными массивами радиозондовых наблюдений. Однако идея изучения скорости изменения температуры и влажности, т.е. их вертикальных градиентов, при определении границ облачности, верхней или нижней, по данным радиозондирования в явном или неявном виде присутствует во многих из них [50, 56, 339].

Определению верхней границы слоистообразной облачности по результатам радиозондирования посвящена работа Завариной [56], в которой используется изменение температуры и влажности у верхней границы. Одним из критериев являлось условие существования инверсии или изотермии, т.е. уменьшение или постоянство градиента температуры при выходе из облака. Вторым критерием являлось условие уменьшения относительной влажности при выходе из облака. Для сравнения использовались

значения высот верхних границ облачности, определенных по данным аэрологической станции «Волгоград». Из 81 случая наблюдения слоистой облачности при самолетном зондировании в 24 случаях (30 %) верхняя граница не была определена по радиозондовым данным. В 91 % от остальных 57 случаев верхняя граница, определенная по радиозондовым данным, соответствовала высоте верхней границы по данным самолетного зондирования с точностью до 150 м. Целью этих исследований было использование результатов для авиации, для работ по оценке активных воздействий на облака, для расчетов влагообмена в атмосфере.

Приближенный способ определения вертикальных границ крупномасштабных облачных слоев по данным о распределении температуры и влажности в атмосфере изложен в работе Дмитриевой-Арраго и Колосковой [48]. Основой метода является использование для различных слоев атмосферы критических значений дефицита точки росы, при которых еще возможно существование облачности. Критические значения были выбраны на основе анализа результатов наблюдений, проведенных авторами и полученных в работах Абрамович [1], Гоголевой [47], Решетова [96]. Критические значения были выбраны следующим образом: в слое 1000–800 гПа значение дефицита не более 1,5 °C; для слоя 800–550 гПа – 2,5 и 3,5 °C (они колеблются в пределах 2–3 °C), а для 550–400 гПа – 5 °C (они изменяются в пределах 4–5 °C). В областях минимума дефицита точки росы, если этот минимум меньше выбранного критического значения, отмечается облачность. Для аппроксимации профилей температуры и влажности применялось несколько способов интерполяции. На примере 128 случаев самолетного зондирования атмосферы во Внуково в течение 1955–1957 гг., когда наблюдалась слоистообразная облачность или облака отсутствовали, было показано, что в 70–80 % случаев удается определить облачный слой с ошибкой в толщине меньше 500 м. Целью этой работы было использование рассчитанных облачных слоев для определения крупномасштабных потоков тепла.

В более поздней работе Дмитриевой-Арраго и Шатуновой [219] используется некоторая вариация этого метода. Критические значения дефицита точки росы были выбраны следующим образом: 1,5 °C – для атмосферного слоя 850–1000 гПа, 3 °C – для слоя 500–850 гПа и 5 °C – для слоя 300–500 гПа.

Данные радиозондирования, как средство выявления облачных слоев, использовались в работе Арабей [9]. В данной работе был предложен графический способ выявления облачных слоев, формы и количества по температуре и дефициту точки росы, полученный в результате обобщения результатов Мошников [88] и Петренко [91]. Процедура выявления облачных слоев 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, определенной по данным радиозондирования, с синхронными визуальными наблюдениями. По данным 100 последовательных подъемов радиозонда над Индийским океаном

во время морской экспедиции на НИС (научно-исследовательском судне) «Академик Королев» в феврале-марте 1973 г. ярус облачности определялся днем в 87 %, а ночью – в 83 %. По графику не всегда выявляются небольшие количества кучевообразных облаков, наблюдаемых в дневное время. А в ночные часы визуальные наблюдения реже обнаруживают перистообразную облачность. Было проведено сравнение каждого облачного слоя и по количеству. Повторяемость такого совпадения для дневных и ночных часов составляла 69 и 67 % соответственно. В 14 случаях проводилось параллельное определение высоты облачности по моменту затуманивания шара-зонда и по графику. В среднем различия составляли 360 м. Во всех случаях график указывал на более низкую границу облачности, а уровень затуманивания находился в пределах соответствующего облачного слоя, определенного по графику. Это согласуется с данными Шметтера [139]. Этот метод был применен в девятом рейсе НИС «Академик Королев» в феврале-марте 1973 г. в Индийском океане для определения средних высот расположения слоев основных форм облаков, а также экстремальных характеристик для кучево-дождевой облачности. Авторами делается вывод о возможности достаточно надежно судить о вертикальной протяженности облачных слоев, о вероятном количестве и форме облаков как в умеренных, так и в низких широтах земного шара.

Схема определения вертикальных границ облачных слоев по данным о распределении температуры и влажности в атмосфере, полученным в результате аэрологического зондирования в Антарктиде приведена в работе Долгина [50]. В качестве данных были использованы материалы актинометрического зондирования, проводившиеся на антарктическом побережье (станция «Молодежная») в 1966–1968 гг. Для анализа привлечены случаи наблюдений при условии одного видимого с земли яруса облачности. Получены графические соотношения между относительной влажностью и количеством облачности для слоев 1000–850, 850–700, 700–500, 500–300 гПа. Облачные слои определялись по средним значениям относительной влажности в слоях. Порог относительной влажности для пасмурного неба был принят равным 70 % в слое 1000–700 гПа и 65 % – в слое 700–300 гПа. Для уточнения границ облачных слоев нижнего и среднего ярусов был рассмотрен вертикальный градиент дефицита точки росы. В результате сопоставления значений вертикального градиента дефицита точки росы, профиля относительной влажности и высоты нижней и верхней границ облаков нижнего и среднего ярусов было отмечено следующее: во-первых, в подоблачном слое, непосредственно примыкающем к нижней границе облака, градиент дефицита точки росы значительно превышает (по модулю) значения, характерные для внутриоблачного слоя; во-вторых внутриоблачное пространство вообще обладает относительно низкими (по модулю) значениями вертикального градиента дефицита точки росы, и, в-третьих, верхняя граница облака располагается в зоне резкого увеличения (по модулю) значения вертикального градиента дефицита точки росы. Целью этой работы также было использование полученных данных о вертикальной структуре облаков при расчете крупномасштабных потоков тепла.

Определению вертикальной структуры облачности по радиозондовым данным посвящена работа Ванга (Wang) и Россю (Rossow) [414]. Для определения нижней и верхней границ облачности используются три критерия: максимальная относительная влажность в облачном слое не менее 87 %, минимальная не менее 84 %, резкий скачок относительной влажности превышает 3 % на нижней и верхней границах. Относительная влажность рассматривается относительно воды при температуре больше 0 °C и относительно льда при температуре ниже 0 °C. Результаты анализировались на данных 30 станций, расположенных в океане, путем сравнения с другими независимыми источниками об облачности. Сравнение с наземными наблюдениями за облачностью показало, что по радиозондовым данным детектируется то же число слоев, что и по визуальным наблюдениям для нижней и средней облачности, но эти данные не согласуются для верхней облачности. Метод часто не позволяет определить тонкие верхние слои облаков. Повторяемость многослойной облачности качественно согласуется с оценками, полученными по наземным наблюдениям. По данным зондирования, на этих морских станциях многослойная облачность имеет место в 56 % случаев и преимущественно двухслойная. Многослойная облачность наиболее вероятна (70 %) в тропиках (10° ю.ш. – 10° с.ш.) и менее вероятна для станций субтропической восточной части Тихого океана. Повторяемость многослойных облаков выше летом, чем зимой, для станций в низких широтах (30° ю.ш. – 30° с.ш.), но противоположное изменение имеет место для двух субтропических станций. Приведено распределение верхней и нижней границ, толщины облачного слоя и наблюдения облачности как функции высоты. Нижний слой многослойных облачных систем обычно расположен в пограничном атмосферном слое.

Выводы

В связи с неоднородностью данных в глобальных аэрологических массивах применение ранее разработанных методов, основанных на использовании измеренных абсолютных значений характеристик влажности, для климатологических исследований ограничено. Одной из основных причин ошибок при определении границ и количества облачности при их восстановлении по профилям температуры и влажности является большая постоянная времени датчиков влажности.

Анализ ранее проведенных исследований показывает, что идея изучения скорости изменения температуры и влажности, т. е. их вертикальных градиентов, при определении границ облачности, верхней или нижней, по данным радиозондирования в явном или неявном виде присутствует во многих из них [31, 37, 207, 414]. Метод для определения облачных слоев по данным стандартного радиозондирования атмосферы, изложенный в данной работе и впервые опубликованный в [229], является развитием методов, разработанных ранее советскими учеными. Дальнейшее его развитие изложено в [130, 190, 192].

Глава 2

СЕ-МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦ И КОЛИЧЕСТВА ОБЛАЧНОСТИ ПО ПРОФИЛЯМ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ

2.1. СЕ-метод определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности

СЕ-метод

Обсуждаемый ниже СЕ-метод разработан И.В. Черных (ВНИИГМИ-МЦД, Россия) и Р.Е. Ескриджем (NCDC, Национальный климатический центр данных, США) [192, 229] в рамках российско-американского проекта по созданию КАРДС под эгидой ВМО и затем исследован в [130, 190]. Он использовался в NCDC в модели коррекции температуры в исторических данных радиозондирования атмосферы с учетом облачности [305] и в работах по климатическим исследованиям параметров облачности на основе данных КАРДС [178–190, 193, 381]. 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.

Исследования [1, 7, 11, 31, 48, 51, 59, 96, 110, 111] показали, что наличие облачных слоев в атмосфере отражается на значениях температуры и влажности. Следовательно, пересечение облачных слоев радиозондом должно порождать изменения в показаниях датчиков температуры и влажности. Основная идея СЕ-метода состоит в определении таких интервалов вертикального профиля, где на профили как температуры, так и влажности воздействуют облачные слои. Вследствие инерционности реакция датчиков температуры и влажности на облачные слои может практически не отражаться на абсолютных значениях измеряемых величин [1, 57, 96, 240, 322], но практически всегда проявляется в относительных изменениях (производных вдоль профиля) [240, 322] (см. рис. 1.1).

Определение облачных слоев по СЕ-методу состоит из двух этапов. На первом этапе определяются границы облачных слоев по вторым вертикальным производным температуры и влажности вдоль вертикальных профилей. Идея состоит в том, что особенности скоростей изменения температуры и влажности с высотой могут быть обусловлены изменениями этих параметров при пересечении радиозондом границ облачных слоев. На втором этапе для каждого из выделенных слоев по значениям температуры и дефицита точки росы на уровне максимальной относительной влажности внутри такого слоя по кусочно-линейной аппроксимации диаграммы Арабей–Мошниковой [7, 130, 192] (см. рис. 2.1 и табл. 2.1) определяется степень покрытия

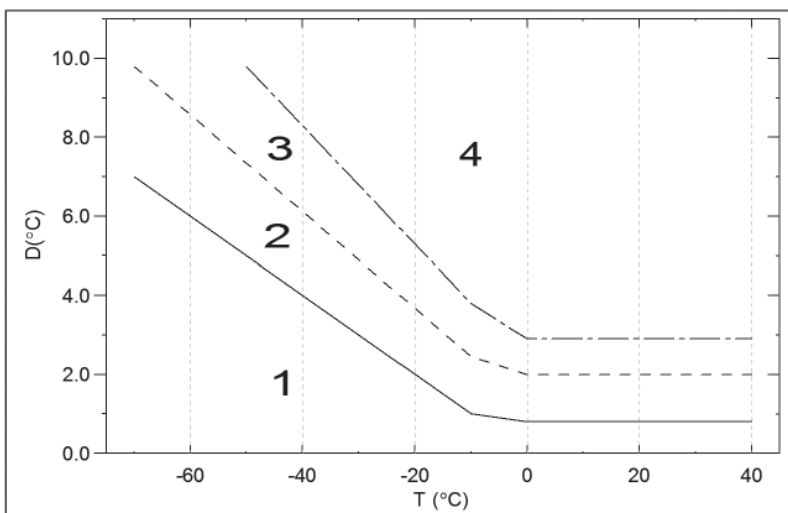


Рис. 2.1. Кусочно-линейная аппроксимация для диаграммы Арабей–Мошникова определения количества облачности по данным радиозондовых наблюдений о дефиците точки росы (D) и температуре (T).
Здесь 1 – зона полного насыщения с количеством облачности 80–100 %;
2 – зона неполного насыщения с количеством облачности 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. 2.1.
Рис. приведен из [192]

Таблица 2.1

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

Тип линии на рис. 2.1	$-70\text{ }^{\circ}\text{C} > T \geq -10\text{ }^{\circ}\text{C}$		$0\text{ }^{\circ}\text{C} \geq T > -10\text{ }^{\circ}\text{C}$		$40\text{ }^{\circ}\text{C} \geq T > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$	
	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

облачностью небосвода по градациям 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 %. За критерий существования облачного слоя приняты условия

$$\begin{cases} T''(h) \geq 0, \\ R''(h) \leq 0, \quad h_1 \leq h \leq h_2 \end{cases} \quad (2.1)$$

при требовании изменения знака соответствующей второй производной на противоположный в граничных точках h_1 и h_2 . Это означает, что точки h_1 и h_2 являются точками перегиба профилей T и R и точками локальных экстремумов первых производных T' и R' (максимума R' и минимума T' в точке h_1 и, наоборот, минимума R' и максимума T' в точке h_2). Эти условия были найдены в результате сравнения профилей температуры и относительной влажности и их вторых производных с результатами наземных наблюдений за облаками [130, 192].

Чтобы получить непрерывные вторые производные по всему вертикальному профилю, используется аппроксимация наблюдаемых значений температуры и влажности кубическими сплайнами с нулевыми граничными условиями для вторых производных [34, 35, 36, 108, 156, 241].

За количество облачности для каждого яруса (нижнего, среднего, верхнего) принимается максимальное количество облачности слоев, лежащих внутри соответствующих высот (0–2, 2–6 и 6–10 км). Количество облачности правильно предсказывается в 70–80 % случаев [192]. 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 сравнении с данными наземных наблюдений за облачностью по станциям, расположенным в разных климатических зонах, этот метод показал высокую степень соответствия (до 90–95 %) по детектированию наличия облачности для всех ярусов облачности [192].

Оценка погрешности определения границ облачных слоев с учетом инерционности приборов

По сравнению с другими методами определения границ облачности по профилям температуры и влажности [7, 47, 50, 51, 52, 55, 219, 339, 414, 416] СЕ-метод более универсален, т.к. он позволяет в явном виде учесть инерционность датчиков и, следовательно, работает почти с одинаковой точностью для датчиков с разной инерционностью [240, 322], 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, приближенно) как линейные приборы [30, 57, 114], 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:

$$\frac{\partial f_o(t)}{\partial t} = \frac{f_i(t) - f_o(t)}{\tau(t)}, \quad (2.2)$$

где $f_i(t)$ и $f_o(t)$ – истинное и наблюдаемое значения физической величины f ; $\tau(t)$ – постоянная времени прибора [30, 57, 114], которая является функцией влажности, температуры и давления и зависит от конструкции датчика [10, 57, 114, 268]. Время t может быть легко заменено высотой h (например $h(t) = v \cdot t$), поскольку зонд поднимается с почти постоянной скоростью v [57, 298, 322].

Примем уравнение (2.2) за модель поведения датчиков температуры и влажности. Тогда из (2.2) следует, что

$$f_i(t) = f_o(t) + \tau(t) \cdot f_o'(t). \quad (2.3)$$

Вследствие сравнительно медленного изменения $\tau(t)$ вдоль вертикального профиля зондирования [57, 322] будем предполагать для простоты, что $\tau(t)$ является константой на каждом рассматриваемом ограниченном участке профиля.

Тогда из (2.3) прямым дифференцированием получаем

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

откуда, воспользовавшись выражением для f_o' из (2.2), легко получить

$$f_o''(t) = \frac{f_i'(t)}{\tau} - \frac{f_i(t) - f_o(t)}{\tau^2}. \quad (2.4)$$

При больших значениях τ второй член в правой части (2.4) 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 емкостного тонкопленочного 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, 322]. 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 (2.2) следует оценка разности между наблюдаемым и истинным значениями:

$$\varepsilon = |f_o(t) - f_t(t)| = |\tau \cdot f_o'(t)|. \quad (2.5)$$

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 τ и этому градиенту

$$\varepsilon = |\tau \cdot f_o'(t)|. \quad (2.6)$$

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

В то же время из (2.2) следует, что модуль разности первых производных E имеет вид

$$E = |f_o'(t) - f_t'(t)| = |\tau \cdot f_o''(t)|. \quad (2.7)$$

Опять же для наиболее распространенной 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 (2.1) определен в терминах производных наблюдаемых величин, то важно знать ошибки определения границ облачности. Действительно, пусть t_0 – момент времени в процессе подъема радиозонда, в котором $f_o''(t_0) = 0$. Тогда из (2.2) следует

$$f_t'(t) = f_o'(t) + \tau \cdot f_o''(t), \quad (2.8)$$

и для момента t_0 справедливо

$$f_t'(t_0) = f_o'(t_0) + \tau \cdot f_o''(t_0) = f_o'(t_0). \quad (2.9)$$

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

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

$$f_o(t) = a + b \cdot t + \frac{c}{2} \cdot t^2 + \frac{d}{6} \cdot t^3. \quad (2.10)$$

Из (2.2) следует, что истинные значения также могут быть аппроксимированы кубическим полиномом с коэффициентами a_1, b_1, c_1, d_1 :

$$f_t(t) = a_1 + b_1 \cdot t + c_1 \cdot t^2 + d_1 \cdot t^3, \quad (2.11)$$

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

Если t_0 – момент времени, когда $f_o''(t_0) = 0$, то из (2.10) следует, что $t_0 = -\frac{c}{d}$. Для истинных же значений $f_t(t)$ момент времени t_1 такой, что $f_t''(t_1) = 0$ находится из (2.11):

$$c + \tau \cdot d + t_1 \cdot d = 0 \Rightarrow t_1 = -\frac{c}{d} - \tau. \quad (2.12)$$

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 подъема радиозонда $(t_0 - t_1) \cdot v = \tau \cdot v$. Кроме того, это означает, что если такой уровень существует для наблюдаемой функции $f_0(t)$, то аналогичный уровень существует и для истинной функции $f_t(t)$ и наоборот. Другими словами, существует взаимно-однозначное соответствие между уровнями экстремумов первых производных истинных и наблюдаемых профилей.

Преимуществом СЕ-метода при детектировании облачных слоев является то, что он дает достаточно общий и универсальный подход для детектирования облачности и будет работать почти с одинаковой точностью для многих датчиков [240, 322] и практически независимо от степени инерционности датчика при определении нижней и верхней границ облачности, что является необходимым условием для работы с глобальным массивом КАРДС.

Ошибки, связанные с округлением данных зондирования

В последнее время для исследования атмосферы используются новые детальные данные зондирования свободной атмосферы с помощью системы GPS, включающие несколько сотен и даже тысяч уровней с расстоянием между уровнями 1–2 м [208]. Однако при анализе этих данных, предполагающем расчет 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. Аэрологическая телеграмма содержит значения температуры, округленные до 0,1 °С, и значения относительной влажности, округленные до 0,1 %, в соответствии с кодом КН-04 [57, 90]. Поэтому верхняя оценка ошибки вычисления градиента с использованием двух ближайших наблюдаемых значений температуры с разрешением Δh определяется выражением:

$$\Delta T' = \frac{0,1}{\Delta h}. \quad (2.13)$$

Следовательно, если $\Delta h = 1$ м (профили GPS), то ошибка определения градиента температуры, обусловленная округлением, составляет около $0,1$ °C/м. Эта ошибка в 15 раз превышает значение среднего градиента температуры в тропосфере, равного $0,65$ °C/100 м (или $0,0065$ °C/м) [8]. Ясно, что 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.

Для детального профиля (как GPS (Глобальная система позиционирования) зондирование) параметры атмосферы должны передаваться с точностью, по крайней мере, в 100 раз лучше, чем в текущей практике (до $0,001$ °C – для температуры и $0,001$ % – для относительной влажности и т.д.). Даже если это не добавит действительной точности для передаваемых абсолютных значений (вследствие ошибок наблюдения), то это даст возможность получить намного более точный профиль градиентов (вследствие высокой корреляции ошибок наблюдения, которые взаимно уничтожаются при вычислении градиентов).

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

Таким образом, при расчете 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 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.

Существует взаимно-однозначное соответствие между точками экстремумов первых производных для истинных и наблюдаемых профилей, точно смещенных на постоянную времени.

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.

2.2. Реализация СЕ-метода

Данный раздел посвящен описанию практической реализации СЕ-метода восстановления границ и количества облачности по профилям температуры и влажности.

Анализ корректности определения яруса, количества облаков, точности его определения был проведен для нижней, средней и верхней облачности, а также для отдельных ее форм (St, Sc, Cu, As, Ac, Ci, Cc, Cs), для плотных и тонких облачных слоев. Ниже предполагается [324], что для тонкого облачного слоя, определенного по визуальным наблюдениям, отношение прозрачной части к общему количеству облачности превышает 1/2. Исследование тонких облачных слоев 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 [74, 121, 177, 362, 398].

В настоящее время большое внимание уделяется исследованию свойств тонкой/ оптически тонкой облачности/ тонких облачных слоев с присутствием капель в смешанных облаках [157, 216, 217, 299, 348, 398, 418, 440], так как в моделях циркуляции атмосферы корректное описание ее характеристик влияет на вычисление энергетического баланса Земли [398].

Напомним, что оптическая толщина облака τ в вертикальном направлении связана с показателем ослабления света ε и толщиной облака H соотношением [73]

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

В таких облаках слоистых форм, как St, Sc, оптическая толщина первоначально (до $H \approx 0,3$ км) растет пропорционально H^2 , затем рост замедляется. При мощности $H = 0,5$ км, например $\tau \approx 20$ [73]. 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 [73].

Проблема «облачность при ясном небе» [402] – это проблема детектирования облачных слоев или дымки при самолетном зондировании атмосферы и влажных слоев при восстановлении облачности по радиозондовым данным, в то время как наземные или спутниковые наблюдения детектируют чистый небосвод. Например, в [93] 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 или стадию, предшествующую образованию облаков или являющуюся последней стадией их существования [93]. С другой стороны, существует проблема пропуска тонких облачных слоев при восстановлении их по профилям температуры и влажности вследствие постоянной времени датчиков влажности [7, 50, 414]. Маленький размер облачных частиц или их небольшая концентрация [74, 398], или небольшая геометрическая толщина облачных слоев, а также трудности детектирования тонких облачных слоев из-за

плохой видимости вследствие приземных туманов [98] или в ночное время из-за недостаточной их освещенности ночью [253] являются причинами для этих различий. Наиболее часто именно тонкие облачные слои создают такого рода проблемы, что создает определенные трудности в климатологии облачности [207, 253]. Наземные наблюдения показывают, что повторяемость одного – четырех тонких облачных слоев составляет значительную часть от всех наблюдений (табл. 2.3). Кроме того, поскольку на формирование облачности оказывают влияние многие факторы, то даже при высокой относительной влажности возможно ее отсутствие [415]. Поэтому отдельно были рассмотрены случаи с тонкими облачными слоями и чистым небосводом. При анализе результатов средней и верхней облачности полезно помнить о сносе радиозонда при подъеме [313].

Характеристика данных

Экспериментальная проверка правильности работы разработанного метода проводилась путем 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), м. 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 наблюдений (см. табл. 2.2). Для трех станций (м. Барроу, Или и Хило) сроки зондирования атмосферы на три или четыре часа отличаются от сроков метеорологических наблюдений за облаками.

Предсказанные границы и количество облачности сравнивались с наземными наблюдениями за облачностью. Значения нижней границы и типа облачности были проконтролированы на соответствие на допустимые значения [324]. Значения нижней границы были также проконтролированы на соответствие системе классификации облаков [126, 202]. Для анализа были выбраны только те случаи, когда наблюдатель детектировал только один облачный слой (см. табл. 2.3.). В табл. 2.4. 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 м. Барроу. Исключением является станция Хило, расположенная в тропической зоне, для которой наиболее характерны два видимых облачных слоя.

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 [11, 18, 25, 73]. Например, конвективная облачность формируется главным образом вследствие атмосферной конвекции, в то время как присутствие слоистых форм облаков определяет ее относительно стабильная стратификация [76,

139, 175]. Некоторые особенности распределения отдельных форм облачности характерны для различных широтных и климатических зон и представлены в табл. 2.5–2.8. для случаев с одним видимым облачным слоем.

Таблица 2.2

Характеристики станций, сроки наблюдений использованных для апробации СЕ-метода восстановления параметров облачности по профилям температуры и влажности

Станция	Широта	Долгота	Высота над уровнем моря, м	Индекс станции		Срок наблюдений GMT	
				Аэролог.	Метеор.	Аэролог.	Метеор.
м. Барроу	71,3° с.ш.	156,8° з.д.	8	700261	27502	0; 12	20; 8
Спокан	47,4° с.ш.	117,3° з.д.	720	727850	24157	0; 12	0; 12
Олбани	42,4° с.ш.	73,8° з.д.	86	725180	14735	0; 12	0; 12
Медфорд	42,2° с.ш.	122,5° з.д.	401	725970	24225	0; 12	0; 12
Или	39,3° с.ш.	114,9° з.д.	1908	724861	23154	0; 12	21; 9
м. Хаттерас	35,3° с.ш.	75,5° з.д.	4	72304	93729	0; 12	0; 12
Амарилло	35,2° с.ш.	101,7° з.д.	1095	72362	23047	0; 12	0; 12
Мидуей	28,2° с.ш.	177,4° з.д.	3	910661	22701	0; 12	0; 12
Браунсвилл	25,9° с.ш.	97,4° з.д.	7	722500	12919	0; 12	0; 12
Хило	19,7° с.ш.	155,1° з.д.	11	912851	21504	0; 12	21; 9
Мак-Мердо	77,9° ю.ш.	166,7° в.д.	24	896641	87601	0; 12	0; 12

Таблица 2.3

Повторяемость и число наблюдений с одним тонким облачным слоем (P_{N_1} , N_1), 1–4 тонкими облачными слоями (P_{N_2} , N_2), одним толстым облачным слоем (P_{N_3} , N_3), 1–4 толстыми облачными слоями (P_{N_4} , N_4), 1–4 любыми облачными слоями (P_{N_5} , $N_5 = N_2 + N_4$)

Станция		$P_{N_1}(\%)$ N_1	$P_{N_2}(\%)$ N_2	$P_{N_3}(\%)$ N_3	$P_{N_4}(\%)$ N_4	$P_{N_5}(\%)$ N_5
м. Барроу	% N	17,9 440	25,8 632	47,8 1172	74,2 1822	100 2454
Спокан	% N	22,4 574	37,6 963	19,9 509	62,4 1597	100 2560
Олбани	% N	22,6 675	31,4 939	29,3 877	68,6 2050	100 2989
Медфорд	% N	23,4 490	30,5 639	34,1 714	69,5 1457	100 2096
Или	% N	36,6 859	48,1 1130	19,0 445	51,9 1217	100 2347
м. Хаттерас	% N	32,4 967	42,1 1258	27,5 821	57,9 1729	100 2987
Амарилло	% N	37,4 908	51,1 1240	24,9 604	48,9 1185	100 2425
Мидуей	% N	33,7 543	60,3 972	15,5 250	39,7 640	100 1612
Браунсвилл	% N	26,0 747	40,3 1158	31,5 906	59,7 1719	100 2876
Хило	% N	6,2 226	19,7 718	0,2 6	80,3 2922	100 3640
Мак-Мердо	% N	29,4 102	32,0 111	51,9 180	68,0 236	100 347
В сумме	% N	24,8 6531	37,1 9760	24,6 6484	62,9 16574	100 26333

Таблица 2.4

Повторяемость (%) и число наблюдений (N) с различным числом видимых облачных слоев и различных состояний небосвода: облачного, с количеством облаков менее 10 % и безоблачного небосвода

Станция		1 слой	2 слоя	3 слоя	4 слоя	Облачно	< 10 %	Безоблачно	N
м. Барроу	% N	49,3 1612	20,0 656	5,3 174	0,4 12	75,0 2454	4,0 158	20,0 660	100 3272
Спокан	% N	33,2 1083	33,1 1081	11,9 387	0,3 9	78,5 2560	5,5 180	16,0 523	100 3263
Олбани	% N	43,0 1552	31,4 1136	7,8 281	0,6 20	82,7 2989	5,3 190	12,0 434	100 3613
Медфорд	% N	36,2 1204	21,1 703	5,4 178	0,3 11	63,0 2096	10,8 359	26,2 871	100 3326
Или	% N	33,4 1304	21,5 838	5,1 200	0,1 5	60,2 2347	7,0 291	32,0 1263	100 3901
м. Хаттерас	% N	44,3 1788	24,7 995	4,9 199	0,1 5	74,0 2987	3,4 136	22,6 913	100 4036
Амарилло	% N	38,9 1512	20,3 791	3,1 121	0,0 1	62,4 2425	9,8 379	27,8 1083	100 3887
Мидуей	% N	45,3 793	38,8 678	7,7 135	0,3 6	92,2 1612	0,0 2	7,0 135	100 1749
Браунсвилл	% N	43,6 1652	27,0 1021	5,2 198	0,1 5	76,0 2876	10,1 384	13,9 525	100 3785
Хило	% N	6,1 232	59,3 2251	26,3 999	4,2 158	95,9 3640	3,0 139	0,0 15	100 3794
Мак-Мердо	% N	36,0 280	7,5 58	1,2 9	0,0 0	44,7 347	0,0 1	55,3 430	100 778
В сумме	% N	36,8 13012	28,8 10208	8,1 2881	0,7 232	74,4 26333	6,2 2219	19,4 6852	100 35404

Таблица 2.5

Число наблюдений различных форм облачности по данным наземных наблюдений, для случаев с одним видимым облачным слоем.

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

Станция	Cu	St	Sc	Cb	Ns	As	Ac	Ci	Cs	Cc	N
м. 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
м. 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	-	13	-	-	-	1	-	-	-	232
Мак-Мердо	2	85	52	0	27	29	76	6	3	0	280

Анализ табл. 2.5 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, причем, если для Хило характерны только тонкие слои кучевой облачности с ненулевой плотной частью (табл. 2.5, 2.7, 2.8), то для Или – около одной трети, а для Мидуей – около одной четвертой составляют плотные кучевые облака.

Таблица 2.6

Такая же, как табл. 2.5, но для наблюдений с одним плотным видимым облачным слоем

Станция	Cu	St	Sc	Cb	Ns	As	Ac	Ci	Cs	Cc	N
м. 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
м. 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

Таблица 2.7

Такая же, как табл. 2.5, но для наблюдений с одним тонким видимым облачным слоем

Станция	Cu	St	Sc	Cb	Ns	As	Ac	Ci	Cs	Cc	N
м. 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
м. 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		10				1				226
Мак-Мердо	2	7	16	0	7	11	49	5	3	0	100

Анализ табл. 2.7 и 2.8 показывает, что для перистых облаков значительную часть составляют полностью прозрачные слои, что предоставляет возможность оценить зависимость результатов восстановления облачности от наличия плотной части.

Таблица 2.8

Такая же, как табл. 2.5, но для наблюдений с одним тонким видимым облачным слоем с ненулевой плотной частью

Станция	Cu	St	Sc	Cb	Ns	As	Ac	Ci	Cs	Cc	N
м. 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
м. Хаттерас	174	4	66	7	0	0	55	364	183	0	853
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		10				1				226
Мак-Мердо	2	7	16	0	7	11	48	4	1	0	96

Примеры использования СЕ-метода (по [192])

В этой части представлены примеры применения техники восстановления облачности для нескольких радиозондовых наблюдений. В табл. 2.5 показано число наблюдений различных типов облачности при наблюдениях, когда с поверхности детектируется только один слой облачности. Слоисто-кучевые и слоистые облака являются наиболее часто наблюдаемыми типами облачности. Было установлено, что для слоисто-кучевых и слоистых облаков значения $T''(z)$ и $R''(z)$ могут сильно различаться, но их знаки в облачных слоях согласуются с (2.1). Ниже приведены примеры для нижней, средней и верхней облачности, а также для безоблачного небосвода [192].

Нижняя и средняя облачность

На рис. 2.2 и 2.3 есть слои, для которых выполняется условие $T''(z) \geq 0$ и $R''(z) \geq 0$ и предсказанное количество облачности для них не более 20 %. Эти слои не обсуждаются в тексте.

Рис. 2.2 и 2.3 показывают распределение температуры, относительной влажности, дефицита точки росы и их вторых производных по высоте. Эти два рисунка показывают случаи многослойной облачности: наблюдается нижняя и средняя облачность.

Рис. 2.2 показывает аппроксимацию для зондирования в Медфорде 00 GMT 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

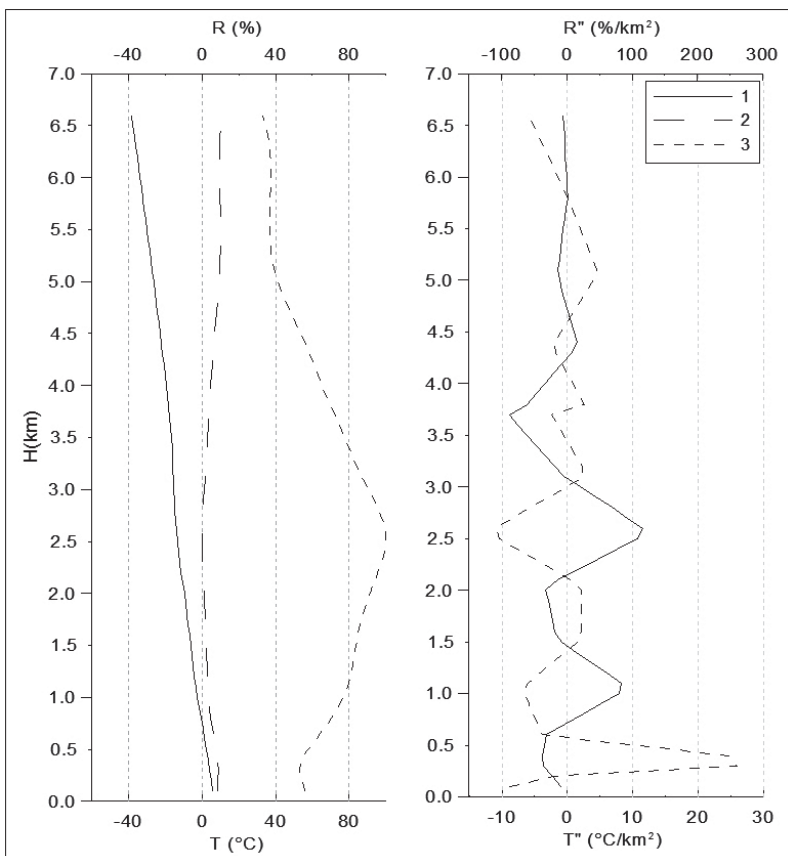


Рис. 2.2. Распределение температуры (1), дефицита точки росы (2) и относительной влажности (3) и их вторых производных. Зондирование в 00 GMT 21 марта 1975 года на станции Медфорд. Предсказано четыре облачных слоя: слой нижней облачности (800, 1400 м) с количеством облачности 20–60 %, два слоя средней облачности (2200, 3000 м) с количеством 80–100 % и слой облачности (4300, 4500 м) с количеством 0–20 %. Рисунок приведен из [192]

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 °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 %. Наблюдавшееся общее количество облачности равно 80 %.

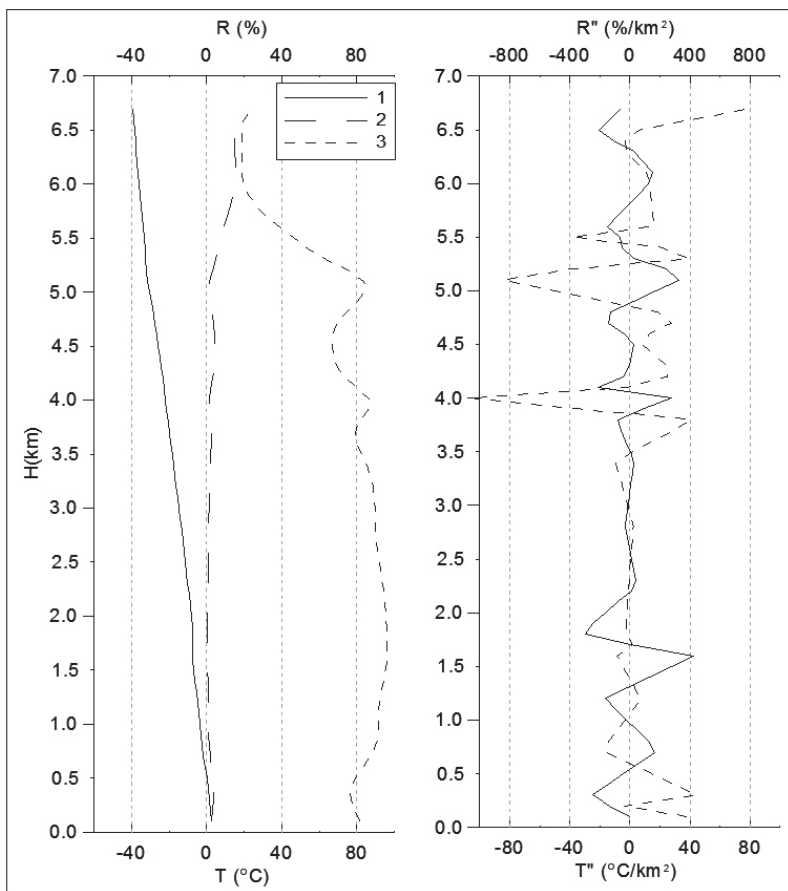


Рис. 2.3. Распределение температуры, дефицита точки росы и относительной влажности и их вторых производных. Зондирование в 00 GMT 10 марта 1975 года в Спокане. Предсказано шесть облачных слоев с количеством облачности 80–100 % с границами 600 и 900, 1400 и 1600, 2200 и 2300, 3200 и 3400, 3900 и 4000, 4900 и 5200 м. Так же был предсказан облачный слой с количеством облачности 0–20 %. Рис. приведен из [192]

Пример, показанный на рис. 2.2, показывает, что метод предсказывает правильно нижнюю границу и количество нижней облачности. Также предсказан слой средней облачности.

Рис. 2.3 показывает распределение температуры, относительной влажности, дефицита точки росы и их вторых производных по высоте для Спокана в 00 GMT 10 марта 1975 года. Наблюдалась многослойная облачность с тремя видимыми слоями слоистых, слоисто-кучевых и

высококучевых облаков. Предсказано два слоя нижней облачности 600–900 и 1400–1600 м; четыре слоя средней облачности – 2200–2300, 3200–3400, 3900–4000, 4900–5200 м с количеством 80–100 % для всех этих слоев. 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 и количеством облачности 20 % поверхности небосвода и состоянием неба – сплошное покрытие.

Верхняя облачность

На рис. 2.4 показаны распределения температуры, относительной влажности, дефицита точки росы и их вторых производных для зондирования в 00 GMT 12 февраля 1975 года на м. Хаттерас при наблюдении Cs.

Предсказание для м. Хаттерас: несколько слоев 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 °C при -32 °C. По наземным данным наблюдался слой Cs с нижней границей 7620 м и количеством облачности 100 %.

Безоблачный небосвод

На рис. 2.5 показаны распределения температуры, относительной влажности, дефицита точки росы и их вторых производных для зондирования в 12 GMT 3 января 1975 года в Амарилло при наблюдении безоблачного небосвода. Зондирование содержит несколько слоев, для которых выполняется условие $T''(z) \geq 0$ и $R''(z) \geq 0$: 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. Постоянные значения относительной влажности 19 % выше 3200 м отмечено вследствие практики США приписывать это значение, если влажность ниже 20 % [238, 240].

2.3. Апробация CE-метода для облачного состояния небосвода

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 [77].

Нижняя граница слоистых облаков имеет сложную структуру, что обусловлено особенностями ее формирования и поведения. На уровне конденсации водяного пара, где теоретически должна располагаться нижняя граница слоистых облаков, сконденсированной влаги еще недостаточно, чтобы нижняя граница была достаточно отчетливой. Требуется еще некоторое увеличение концентрации капель и их укрупнение. Для этого нужно, чтобы

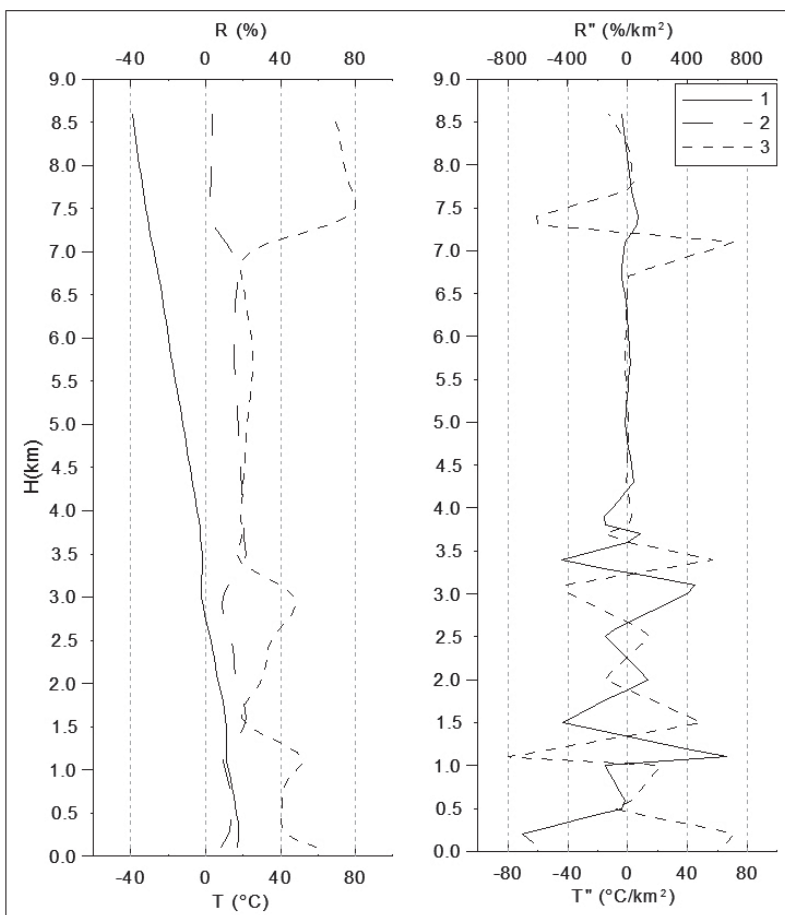


Рис. 2.4. Распределение температуры, дефицита точки росы и относительной влажности и их вторых производных. Зондирование в 00 GMT 12 февраля 1975 г. на м. Хаттерас. Предсказано несколько облачных слоев с количеством облачности 0–20 % с границами 1100 и 1300, 1900 и 2200, 2700 и 3200, 3650 и 3700, 4300 и 4600, 5400 и 6100 м и слой верхней облачности 7300–7700 м с количеством облачности 80–100 %. Рис. приведен из [192]

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 легкого помутнения атмосферы и постепенно переходящая в облачный слой [13, 57].

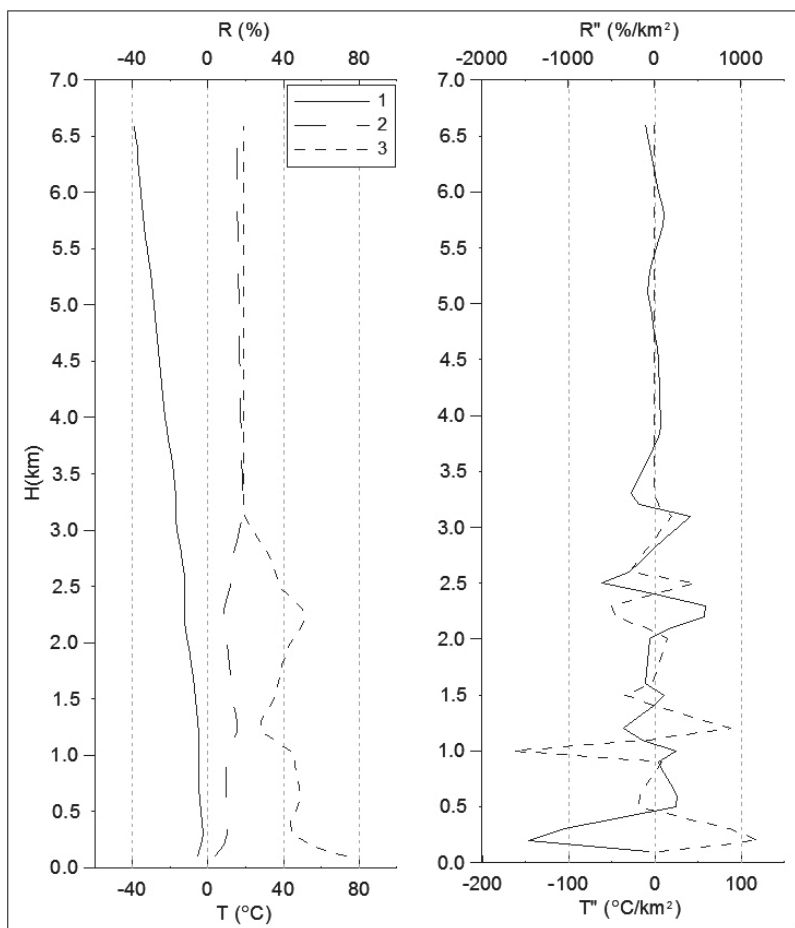


Рис. 2.5. Распределение температуры, дефицита точки росы и относительной влажности и их вторых производных. Зондирование в 12 GMT 3 января 1975 г. в Амарилло. Предсказано несколько облачных слоев с количеством облачности 0–20 %. Рисунок приведен из [192]

По данным Шметтера, [139] нижняя граница облачности наблюдателем всегда отмечается выше уровня конденсации, поскольку глаз начинает видеть облако (т. е. перестает видеть шар-зонд) лишь после того, как размеры капель и их концентрация превзойдут некоторую определенную величину; различие высот при этом может составлять сотни метров.

Если средний или верхний ярус облачности был предсказан правильно, то допускалось существование нижележащих тонких влажных слоев (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 наблюдаемым 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, 164].

Количество облачности считается предсказанным правильно, если наблюдаемое 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 наблюдаемой для случаев с одним плотным облачным слоем для всех ярусов в сумме и для нижнего, среднего и верхнего ярусов представлены в табл. 2.9–2.12.

Табл. 2.9–2.12 показывают, что частота или вероятность (вероятность эмпирически оценивается относительной повторяемостью) корректного предсказания яруса облачности в основном не зависит от яруса (нижнего, среднего, верхнего) и местоположения станции. Среднее значение количества облачности для всех ярусов превышало 82 % от небосвода.

Таблица 2.9

Статистики для наблюдений с одним видимым плотным слоем облачности. P_1 – 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 (% от небосвода); N – число наблюдений

Станция	P_1	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
м. 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
Или	76,0	43,8	2,0	10,6	12,6	7,0	86	445
м. 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
Мидуэй	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

Таблица 2.10

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений с одним видимым плотным слоем нижней облачности

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
м. 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
м. 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

Таблица 2.11

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений с одним видимым плотным слоем средней облачности

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
м. 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
м. 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

Таблица 2.12

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений с одним видимым плотным слоем верхней облачности

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
м. 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
м. 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

Частота правильного предсказания всех ярусов (табл. 2.9) 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 (см. табл. 2.6), несовпадение сроков зондирования и наблюдений за облаками (см. табл. 2.2) и расположение станции на достаточно большой высоте над уровнем моря (1908 м). Действительно, для Мидуей также характерна высокая относительная повторяемость кучевой облачности (см. табл. 2.6), однако при совпадении сроков результаты значительно лучше (92,8 %).

Частота правильного предсказания как яруса так и количества облачности зависит от яруса. Без учета ярусов (табл. 2.9) она изменяется от 69,4 % для Мак-Мердо до 90,4 % – для м. Барроу. Исключением являются станции Или и Мидуей, для которых высока относительная повторяемость кучевой облачности (табл. 2.6). Для этих станций вероятность предсказания завышенного менее чем на 20 % небосвода количества облачности ($P_{0,1}$) составляет 12,6 и 26 % соответственно, а заниженного более чем на 20 % небосвода ($P_{0,2}$) составляет 10,4 и 12,4 % соответственно. Анализ табл. 2.9 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 (см. табл. 2.10–2.12) выражается в ее понижении с возрастанием высоты облаков. В основном она наибольшая для нижнего яруса и минимальная для верхнего: для нижнего яруса изменяется от 91,5 % для м. 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 слоев верхней облачности при наземных ночных наблюдениях – с другой [253]. 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

Под тонким облачным слоем подразумевается слой с прозрачной частью, составляющей более половины [324].

Табл. 2.3 и 2.13 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.

Таблица 2.13

Такая же, как табл. 2.9, но для всех наблюдений с одним тонким видимым слоем облачности, No – число наблюдений с одним видимым прозрачным облачным слоем

Станция	P_1	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	No	N
м. 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
м. 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

Анализ табл. 2.13 показывает, что для тонких слоев вероятность правильного определения наличия облачности данного яруса P_1 изменяется от 74,3 % для Или до 97,3 % – для Хило. Для случаев с некорректно определенным 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 (см. No в табл. 2.13).

Более детальный анализ для отдельных ярусов (табл. 2.14–2.16) показал, что P_1 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 – м. 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 м. Барроу.

Исследование точности определения количества облаков по радиозондовым данным показало, что для тонких облачных слоев нижнего и среднего ярусов (табл. 2.14–2.15) 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 освещенность местности [179, 253].

Для тонкой верхней облачности картина несколько иная (табл. 2.16). Среднее количество облачности A_a выше 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_{u1}) в 9,1–14,8 % случаев и более чем на 20 % (P_{u2}) в 6,9–26,4 % случаев. Для станций м. Барроу и Браунсвилл для верхнего яруса сохраняется тенденция к завышению более чем на 20 %, характерная для среднего и нижнего ярусов для всех станций.

Таблица 2.14

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений с одним видимым тонким слоем нижней облачности. N_o – число наблюдений с одним видимым прозрачным облачным слоем нижней облачности

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N_o	N
м. 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
Или	46,9	13,9	3,0	1,2	1,8	27,0	29	0	337
м. 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
Мидуэй	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

Таблица 2.15

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений с одним видимым тонким слоем средней облачности. N_o – число наблюдений с одним видимым прозрачным облачным слоем средней облачности

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N_o	N
м. 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
м. 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
Мидуэй	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

Таблица 2.16

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений с одним тонким видимым слоем верхней облачности. Но – число наблюдений с одним видимым прозрачным облачным слоем

Станция	P_1	P_c	P_{c1}	P_{c2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	No	N
м. 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
м. 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
Мидуэй	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

Сравнение результатов табл. 2.16 с повторяемостью различных форм облачности верхнего яруса (табл. 2.7) опровергает гипотезу о влиянии именно формы облачности (перистой или перисто-слоистой) на тенденцию к правильному, завышенному или заниженному определению количества облаков. Например, для станций м. Барроу и Олбани чаще наблюдались перисто-слоистые облака, а для всех остальных станций – перистые. Однако для м. Барроу и Браунсвилл при неправильно определенном 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. 2.17 приведены оценки корректности определения количества плотной части одного видимого облачного слоя верхнего яруса. Среднее количество облачности A_a для его плотной части составляло около 20 % небосвода. Вероятность правильного определения количества плотной части (P_c в табл. 2.17) 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. 2.16), 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. 2.17 повысилась до 31,8–45,1 % по сравнению со значениями P_{o2} в табл. 2.16, 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 2.17

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений с одним тонким видимым слоем верхней облачности с ненулевой непрозрачной частью, P_c – процент правильного определения уровня и количества облачности для непрозрачной части облачного слоя. A_o – среднее количество облачности для непрозрачной части облачного слоя (% небосвода)

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_o	N
м. 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
м. 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

Некоторые формы облачности

Формы облаков являются видимым отражением процессов, которые совершаются на высотах образования облаков [11, 19]. Согласно результатам, полученным Дубровиной [51, 52] по данным самолетного зондирования, ошибки метода косвенного определения облаков по критическим значениям дефицита точки росы зависят от времени года, яруса и формы облаков. Чтобы уточнить возможности рассматриваемого метода, был проведен анализ его возможностей для различных форм облачности для плотных и тонких слоев. Результаты представлены в табл. 2.18–2.25.

Таблица 2.18

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений со слоистыми облаками St

Станция	P_l	P_c	P_{u1}	P_{u2}	P_{o1}	P_{o2}	A_a	N
Один плотный видимый слой St								
м. 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
м. 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								
м. 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

Таблица 2.19

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений со слоисто-разорванными облаками St fr

Станция	P _l	P _c	P _{u1}	P _{u2}	P _{o1}	P _{o2}	A _a	N
Один плотный видимый слой St fr								
м. 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
м. 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
Один тонкий видимый слой St fr								
м. Барроу	97,4	23,1	2,6	7,7	7,6	56,4	45	39

Таблица 2.20

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений со слоисто-кучевыми облаками Sc

Станция	P _l	P _c	P _{u1}	P _{u2}	P _{o1}	P _{o2}	A _a	N
Один плотный видимый слой Sc								
м. 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
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
м. 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
Мидуэй	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								
м. 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
м. 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
Мидуэй	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 2.21

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений с кучевыми Cu
и разорванно-кучевыми Cu fr облаками

Станция	P _l	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
м. 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								
м. Барроу	96,8	90,3	0,0	3,3	3,2	0,0	98	31
м. 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
м. Хаттерас	95,7	17,8	2,5	0,6	6,1	68,7	21	163
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 2.22

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений
с высокослоистыми облаками As

Станция	P _l	P _c	P _{u1}	P _{u2}	P _{o1}	P _{o2}	A _a	N
Один плотный видимый слой As								
м. 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
м. 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								
м. 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

Таблица 2.23

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений
с высококучевыми облаками Ас

Станция	P _l	P _c	P _{u1}	P _{u2}	P _{o1}	P _{o2}	A _a	N
Один плотный видимый слой Ас								
м. 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
м. 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 Ас								
м. 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
м. 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
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 2.24

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений с перистыми облаками Сі

Станция	P _l	P _c	P _{u1}	P _{u2}	P _{o1}	P _{o2}	A _a	N
Один плотный видимый слой Сі								
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
м. 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 Сі								
м. 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
м. 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

Таблица 2.25

Такая же, как табл. 2.9, но для наблюдений с перисто-слоистыми облаками Cs

Станция	P _l	P _c	P _{u1}	P _{u2}	P _{o1}	P _{o2}	A _a	N
Один плотный видимый слой Cs								
м. 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
м. 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								
м. 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
м. 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. 2.18–2.21 показал, что среди различных форм нижней облачности наилучшие результаты получены для плотных слоистых облаков (табл. 2.18 и 2.21), для которых вероятность правильного определения как яруса так и количества составляет практически для всех станций более 90 %, а наихудшие – для кучевой облачности (табл. 2.21), для которой среднее количество облачности при наличии тонких слоев составляло около 25 % и характерно было его завышение более чем на 20 %. Значительное ухудшение результатов в определении тонкой облачности для Или (табл. 2.21) можно объяснить несовпадением сроков наблюдений (табл. 2.2).

Для слоисто-кучевой облачности вероятность правильного определения яруса составляет около 90 % независимо от плотности облачных слоев. Вероятность правильного определения ее количества значительно различается для плотных и тонких слоев: 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 слоев (табл. 2.22–2.23). Количество облачности при правильном определении яруса определяется более успешно для высокослоистых облаков. Для тонких высококучевых слоев характерно завышение количества облачности более чем на 20 % (табл. 2.23). Тонкие высокослоистые облака практически не наблюдались (табл. 2.22).

Для перистых и перисто-слоистых облаков были характерны тонкие облачные слои (табл. 2.24 и 2.25). Вероятность правильного определения яруса облачности для этих форм облачности превышает 90 % для большинства станций. Для тонких облачных слоев для м. Барроу, расположенной 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 слоев 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 слоев. Следует заметить, что при этом наблюдалась в основном сплошная и разорванная облачность.

2.4. Апробация СЕ-метода для безоблачного состояния небосвода

Чтобы оценить тенденцию предложенного метода предсказывать облачные слои, когда наблюдается безоблачное состояние небосвода, метод был применен к таким радиозондовым данным, когда наземные наблюдения соответствуют чистому небосводу [178, 192]. Множество наблюдений и предсказаний для атмосферных слоев, для которых выполняется условие $T''(z) \geq 0$ и $R''(z) \geq 0$, было разбито на четыре группы [192]. Частоты или оцененные вероятности были вычислены для каждой из групп. Первая группа содержит случаи с предсказанными атмосферными слоями с облачным покрытием менее 20 % (P1). Вторая группа содержит случаи с предсказанными тонкими облачными слоями суммарной толщины $dh \leq 300$ м и количеством облачности более 20 % (P2). Обозначим $P3 = P1 + P2$. Третья группа содержит случаи с предсказанными облачными слоями с суммарной толщиной от 300 до 500 м (P4). Через P5 обозначена частота предсказания чистого небосвода или тонких облачных слоев с суммарной толщиной менее 500 м ($P5 = P1 + P2 + P4$). Результаты этого анализа показаны в табл. 2.9.

Значение $P3 = P1 + P2$ 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.

В табл. 2.26 показано, что частота P4 предсказания тонких облачных слоев ($300 \text{ м} < \text{суммарная толщина} < 500 \text{ м}$), которые не наблюдаются, слабо зависит от расположения станции: максимум ее составляет 17,1 % для Олбани и минимум – 5,4 % – для Амарилло. Для большинства станций она не превышает 10 %.

В табл. 2.26 показано, что частоты P1 и P2 предсказания количества облачности 0–20 % и предсказания тонких облачных слоев с суммарной

толщиной $dh \leq 300$ м в значительной степени зависят от расположения станции.

Таблица 2.26

Анализ определения облачных слоев для случаев, когда по наземным данным наблюдался безоблачный небосвод; N – число наблюдений;

P1 – частота предсказания количества облачности 0–20 %;

P2 – частота предсказания облачных слоев с суммарной толщиной менее 300 м и количеством облачности более 20 %; P3 = P1 + P2;

P4 – частота предсказания облачных слоев с суммарной толщиной 300–500 м и количеством облачности более 20 %;

P5 – частота предсказания количества облачности 0–20 % или тонких облачных слоев с суммарной толщиной не более 500 м и количеством облачности более 20 %: P5 = P1 + P2 + P4

Станция	P1	P2	P3	P4	P5	N
м. 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
м. Хаттерас	48,2	39,9	88,1	7,8	95,9	913
Амарилло	75,3	15,3	90,6	5,4	96,0	1083
Мидуей	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

Максимум P1 составляет 75,3 % для Амарилло, континентальной станции в субтропиках, и минимум – 8,5 % для м. Барроу, прибрежной станции в Северном Ледовитом океане. Низкие значения P1 отмечены также для антарктической станции Мак-Мердо (10,7 %) и станции Мидуей (13,3 %), расположенной на Гавайских островах в субтропической зоне. Однако следует отметить, что, согласно табл. 2.4, для этих двух станций наземных наблюдений было значительно меньше, чем для других станций. Для остальных станций P1 изменяется от 42,1 % для Браунсвилла до 62,2 % – для Медфорда.

Максимум P2 составляет 61,5 % для м. Барроу и минимум – 15,3 % – для Амарилло. Для остальных станций P2 изменяется от 51,1 % для Мидуей до 22,6 % – для Медфорда. Но P3 = P1 + P2 практически не зависит от расположения станции и для большинства станций составляет около 87 %. Исключением являются опять Мидуей и станции в высоких широтах м. Барроу и Мак-Мердо, для которых P3 значительно ниже и составляет от 60,7 до 70,0 %.

Результаты, представленные в табл. 2.4 и 2.26, показывают, что P1 и P2 зависят от климатических условий и, следовательно, от расположения станций. Чем больше P1, тем меньше P2, и наоборот. Но частота P5 предсказания чистого небосвода или тонких облачных слоев с суммарной толщиной не более 500 м независима от станции и в среднем составляет около 94 %. Максимум P5 равен 96,0 % для Амарилло и минимум – 92,3 % – для Медфорда.

Исключением являются те же станции, для которых P5 значительно ниже и составляет 81,5 % для Мидуей и около 76 % – для м. Барроу и Мак-Мердо.

Выше был проведен анализ предсказаний влажных слоев с суммарной толщиной Δh менее 300 и 500 м для наблюдений с ясным небосводом. Для умеренных широт он был представлен ранее в [192]. В связи с этим представляют интерес оценки вероятности предсказания облачных слоев с такой суммарной толщиной Δh среди всех наблюдений [178].

Табл. 2.27 (в сумме) показывает, что вероятность P_{300} (P_{500}) предсказания облачных слоев с суммарной толщиной $\Delta h < 300$ 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 слоев с $\Delta h < 300$ м и от 32,2 до 50,6 % для слоев с $\Delta h < 500$ м. Для наблюдений с облачным небосводом (табл. 2.27) такие значения суммарной толщины, $\Delta h < 300$ м (< 500 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 2.27

Статистики для наземных наблюдений с облачным и безоблачным небосводом [178]. $N_{\text{облачно}}$, $N_{\text{ясно}}$ – соответствующие числа наблюдений, $N_{\text{в сумме}} = N_{\text{облачно}} + N_{\text{ясно}}$, P_0 – вероятность предсказания чистого небосвода, P_{300} и P_{500} – вероятность предсказания облачных слоев с количеством облачности более 20 % и суммарной толщиной Δh менее 300 м (500 м)

Станция	Облачный небосвод			Безоблачный небосвод			В сумме		
	P_{300}	P_{500}	$N_{\text{облачно}}$	P_{300}	P_{500}	$N_{\text{ясно}}$	P_{300}	P_{500}	$N_{\text{в сумме}}$
м. 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
м. 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
Мидуей	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

Для целей прогноза облачности по радиозондовым данным представляет интерес и обратная задача: среди всех случаев восстановленных облачных слоев с $\Delta h < 300$ м (500 м) оценить вероятность наблюдения облачного и безоблачного небосвода.

Табл. 2.28 показывает, что повторяемость $P_{\text{облачно}}$ облачного небосвода по наземным наблюдениям при суммарной толщине Δh предсказанных облачных слоев 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. $P_{\text{ясно}}$).

Таблица 2.28

Статистики для наземных наблюдений с облачным и безоблачным небосводом [178]. $P_{\text{облачно}}$ (%) и $P_{\text{ясно}}$ (%) – вероятности облачного и безоблачного небосвода при условии, что суммарная толщина Δh предсказанных облачных слоев с количеством облачности более 20 % составляет менее 300 м (500 м). N_{300} и N_{500} – число наблюдений с соответствующей суммарной толщиной облачных слоев Δh

Станция	0 < Δh < 300 м			0 < Δh < 500 м		
	$P_{\text{облачно}}$	$P_{\text{ясно}}$	N_{300}	$P_{\text{облачно}}$	$P_{\text{ясно}}$	N_{500}
м. 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
м. Хаттерас	67,4	32,6	1117	74,5	25,5	1704
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

В табл. 2.29 представлены оценки вероятности предсказания облачных слоев с суммарной толщиной Δh < 300 м (500 м) при наземных наблюдениях различных состояний облачного небосвода: одного тонкого облачного слоя, одного–четырёх тонких облачных слоев, одного–четырёх плотных облачных слоев.

Таблица 2.29

Статистики для наземных наблюдений с различными состояниями небосвода [178]: один тонкий видимый облачный слой, один–четыре тонких видимых облачных слоя, один–четыре плотных видимых облачных слоя. $N_{\text{тонк1}}$, $N_{\text{тонк14}}$, $N_{\text{плот14}}$ – соответствующие числа наблюдений. P_{300} и P_{500} – повторяемость (%) предсказания облачных слоев с количеством облачности более 20 % и суммарной толщиной Δh менее 300 и 500 м соответственно

Станция	1 тонкий облачный слой			1–4 тонких облачных слоя			1–4 плотных облачных слоя		
	P_{300}	P_{500}	$N_{\text{тонк1}}$	P_{300}	P_{500}	$N_{\text{тонк14}}$	P_{300}	P_{500}	$N_{\text{плот14}}$
м. 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
м. 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

Для наблюдений с одним тонким облачным слоем вероятность P_{300} (P_{500}) предсказания облачных слоев с суммарной толщиной $\Delta h < 300$ м (500 м) и количеством облачности более 20 % зависит от широты: она составляет 34,1 % (57,3 %) для м. Барроу и возрастает до 51,1 % (83,6 %) для Хило (табл. 2.29). 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 и до 23,9 % – для м. Барроу и 41,6 % – для Спокана соответственно.

Для станций м. Барроу и Мак-Мердо, расположенных в высоких широтах Северного и Южного полушарий соответственно, и станции Мидуей, расположенной в северных субтропиках (табл. 2.2), частота P_1 (табл. 2.29) 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 Мидуей было значительно меньше, чем для других станций (табл. 2.4). Вероятности P_{300} и P_{500} (табл. 2.27) предсказания облачных слоев с количеством облачности более 20 % и суммарной толщиной $\Delta h < 300$ м и $\Delta h < 500$ 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 м. Барроу составляла 75 %, для Мак-Мердо – 44,7 %, а для Мидуей – 92,2 % (табл. 2.4). Для м. Барроу и Мидуей 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 слоев соответственно (табл. 2.4). Для м. Барроу наиболее часто наблюдались толстые слои (N_4 в табл. 2.3), а для Мидуей – тонкие (N_2 в табл. 2.3). Для Мак-Мердо практически все наблюдения с облачным небосводом были с одним видимым облачным слоем и они составляли 36 % от всех наблюдений (табл. 2.4); среди них явно преобладали случаи с одним плотным видимым слоем облаков (N_3 в табл. 2.3). Из анализа табл. 2.27 и 2.28 следует, что в высоких широтах суммарная толщина влажных слоев должна быть более чем 300 м для формирования видимых облачных слоев, что можно объяснить относительной стабильностью атмосферы в полярных широтах [130].

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. 2.26).

Атмосферная активность и высокие значения удельной влажности в низких широтах приводят к относительно малым значениям величин $N_{\text{ясно}}$ (табл. 2.10) и $N_{\text{тонк}}$ по отношению к $N_{\text{плот14}}$ (табл. 2.29) для Хило. Эта же причина обуславливает относительно низкие значения P_{300} и P_{500} для облачного

небосвода и «в сумме» для Хило (табл. 2.27), по сравнению с другими станциями.

Анализ табл. 2.26–2.29 показал, что при обнаружении по радиозондовым данным облачных слоев с суммарной толщиной менее 500 м наиболее вероятны наблюдения чистого небосвода или тонких облачных слоев.

Выводы

В данной главе метод для восстановления яруса и количества облачности по радиозондовым данным о температуре и относительной влажности был применен к данным КАРДС для станций, расположенных в различных широтных зонах, к облачности различных ярусов и форм, проведено исследование как для плотных, так и для тонких облаков, для безоблачного небосвода. Анализ результатов показал:

- аппроксимация профилей температуры и влажности кубическими сплайнами и использование необходимых условий на вторую производную по высоте позволяет достаточно хорошо определить облачные слои как плотные, так и тонкие для всех изученных в данной работе форм облаков;
- вероятность правильного, по сравнению с наземными наблюдениями, предсказания яруса облачности не зависит от яруса и расположения станции: она составляет 90 % или более для большинства станций как для плотных, так и для тонких облачных слоев;
- вероятность правильного предсказания как уровня, так и количества зависит от яруса и плотности облаков: для плотных облаков она наибольшая для нижнего яруса и наименьшая для верхнего и в среднем составляет около 80 %;
- для нижнего и среднего ярусов при наличии как плотных, так и тонких облачных слоев характерна тенденция к завышению количества облачности при некорректном его предсказании;
- среди различных форм нижней облачности наилучшие результаты получены для плотных слоистых облаков, а наихудшие – для кучевой облачности;
- как для плотных, так и для тонких облачных слоев верхнего яруса характерна тенденция к занижению количества облачности при некорректном его предсказании для всех станций, за исключением м. Барроу;
- вероятность правильного предсказания чистого небосвода или тонких облачных слоев 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 %;
- при обнаружении облачных слоев с суммарной толщиной менее 500 м наиболее вероятны наблюдения чистого небосвода или тонких облачных слоев.

На примере перистых облаков показано, что вероятность правильного определения количества облачности зависит от прозрачности слоя: чем большая часть облака является плотной, тем больше вероятность согласования между наблюдаемым и предсказанным количеством облаков.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ СЕ-МЕТОДА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ГРАНИЦ ОБЛАЧНОСТИ К ИЗМЕНЕНИЮ РАЗРЕШЕНИЯ ЗОНДИРОВАНИЯ, СРАВНЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ С РЕЗУЛЬТАТАМИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЛАЧНОСТИ ДРУГИМИ МЕТОДАМИ НА ДАННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТА SNEBA

В данной главе на основе работ [130, 183] приведено сравнение найденных с помощью СЕ-метода значений границ облачных слоев с данными о границах, полученными с других наблюдательных платформ, а также сопоставление возможностей определения облачного и безоблачного состояния небосвода различными методами, проанализирована чувствительность методов определения облачных слоев 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 (глобальной системы позиционирования).

На рис. 3.1 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 четырех GPS-зондирований 4 мая 1998 г. во время эксперимента SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean, США). Из рисунка следует, что особенно вертикальных распределений температуры и влажности проявляются более ярко во вторых производных этих параметров, чем в первых производных или значениях самих параметров. Сравнение найденных с использованием критерия (2.1.) значений границ облачности по результатам этих зондирований со значениями границ, полученными другими способами, приведено в разделе 3.2.

Основные результаты по определению и сравнению значений границ облачности, определенных с помощью СЕ-метода по данным зондирования с различным разрешением (Δh) и допустимой минимальной толщиной (ΔH) облачного слоя, и значений, определенных с помощью радара, лидара, облакомера, спутниковой и самолетной аппаратурой 4 мая 1998 г., представлены в разделе 3.3. Результаты по определению облачного и безоблачного состояния атмосферы в слоях 0–1,5 и 0–10 км радаром, лидаром и СЕ-методом приведены в разделе 3.4 для 1–31 мая. Ниже представлен

более детальный анализ. Полезно помнить, что средняя скорость подъема 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 [323].

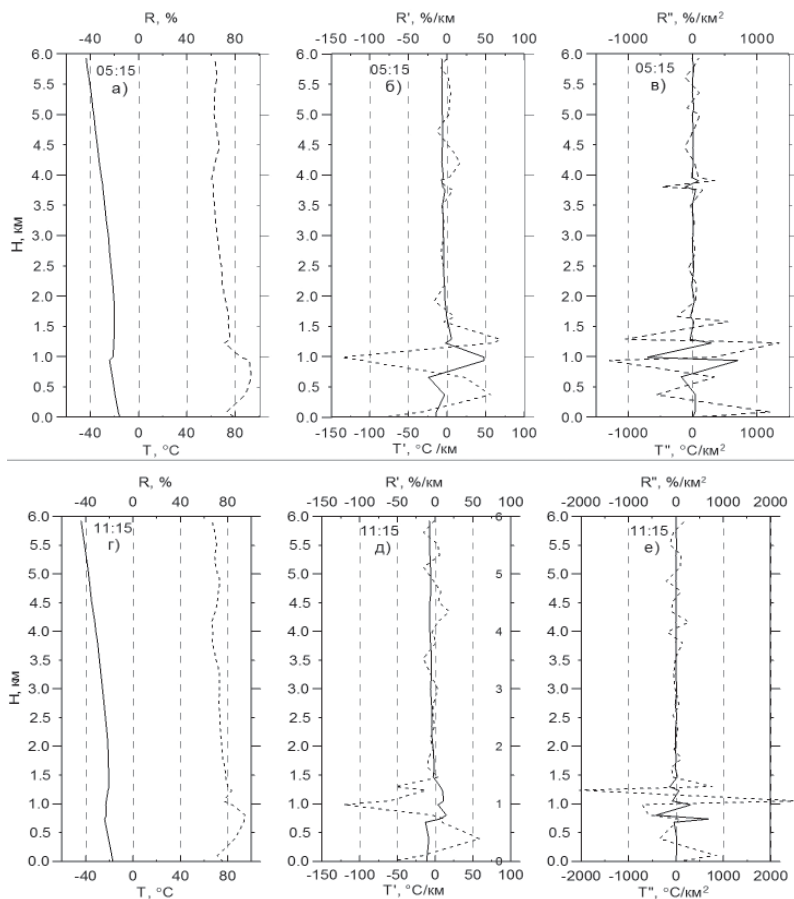


Рис. 3.1 (часть 1). Вертикальные распределения температуры (сплошные кривые) и относительной влажности (пунктир) (а, г, ж, к), их первых (б, д, з, л) и вторых (в, е, и, м) производных, полученные с разрешением Δh – 300 м по данным GPS в эксперименте. SHEBA 4 мая 1998 г. Время запуска радиозондов 5:15 GMT (а, б, в), 11:15 GMT (г, д, е). Приведено из [130]

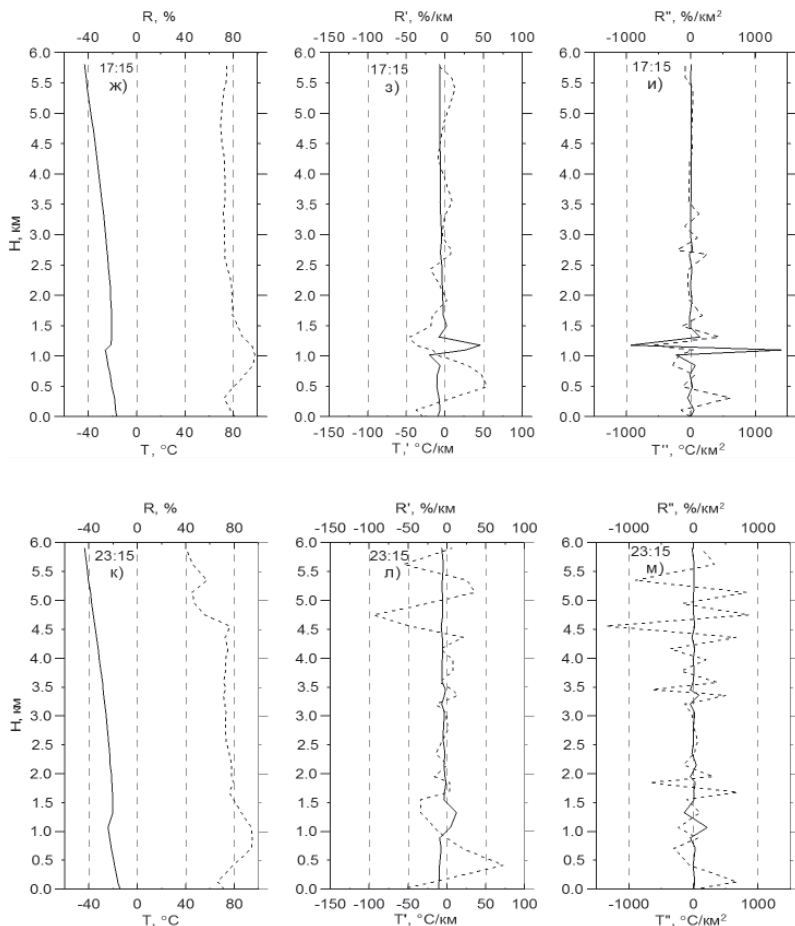


Рис. 3.1 (часть 2). Вертикальные распределения температуры (сплошные кривые) и относительной влажности (пунктир) (а, г, ж, к), их первых (б, д, з, л) и вторых (в, е, и, м) производных, полученные с разрешением $\Delta h = 300$ м по данным GPS в эксперименте SHEBA 4 мая 1998 г. Время запуска радиозондов 17:15 GMT (ж, з, и), 23:15 GMT (к, л, м). Приведено из [130]

3.1. Характеристика данных

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 (Surface Heat Budget of the Arctic

Ocean, США), это профили температуры и влажности, полученные при GPS-зондировании атмосферы, 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 Арктике¹ (США), и данные зондирования исследовательского самолета NCAR (National Center for Atmospheric Research) C-130Q в районе расположения корабля [208]. Для 4 мая также использовались FIRE Arctic Cloud Experiment (США) спутниковые наблюдения в 22:52 GMT и данные самолетного зондирования, которое проводилось на исследовательском самолете National Center for Atmospheric Research (NCAR) C-130Q около 22:00 GMT в районе расположения корабля [208].

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 [90]): 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 меньше 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 $0,5^\circ\text{C}$ и $2,5\%$ соответственно.

Результаты определения облачности по профилям метеопараметров с различными разрешениями (Δh) некоторыми ранее разработанными методами приведены в разделе 3.3.

3.2. Сравнение облачных слоев, восстановленных по профилям температуры и влажности с облачностью, определенной с различных наблюдательных платформ для 4 мая 1998 года

Сравнение с данными радара

Во время эксперимента SHEBA использовался радар с частотой 35 ГГц [208]. На рис. 3.2 приведены данные радиолокационных измерений 4 мая 1998 г., которые показывают наличие нижней облачности в течение круглых суток и наличие высокослоистых облаков, которые начали формироваться

¹ 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.

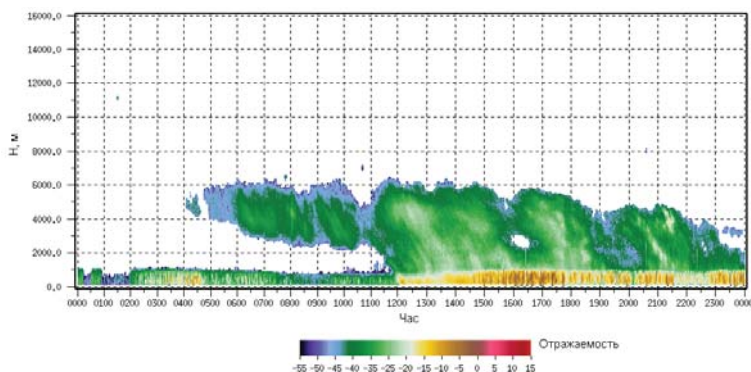


Рис. 3.2. Временной ряд эха радара в течение 4 мая 1998 г. во время эксперимента SHEBA [208]

около 4 GMT и практически полностью распались к 23 GMT¹. 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 отмечается радиолокатором, однако с искажением его истинной вертикальной протяженности в зависимости от глубины выпадения крупных частиц. Отсутствие безоблачных слоев по радиолокационным данным не означает, что их нет в действительности [20, 100, 416].

На рис. 3.3 по данным четырех зондирований 4 мая 1998 г. 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 слоев, определенные по радиозондовым профилям, горизонтальными линиями справа – границы облачных слоев, определенные во время эксперимента SHEBA с помощью радара, лидара, облакомера и с самолета.

На рис. 3.3 а, б результаты определения верхней границы нижней облачности с помощью радара и СЕ-метода согласуются друг с другом, причем для зондирования в 05:15 GMT – 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 GMT согласие находится в пределах 100 м.

¹ Вариант рис. 3.2 можно посмотреть по адресам: http://www6.etl.noaa.gov/projects/FIREACE/PRODUCTS/4MAYgraphics/04may1998.00_00-12_00.mrg.corrected.dbz.gif; http://www6.etl.noaa.gov/projects/FIREACE/PRODUCTS/4MAYgraphics/04may1998.12_00-24_00.mrg.corrected.dbz.gif.

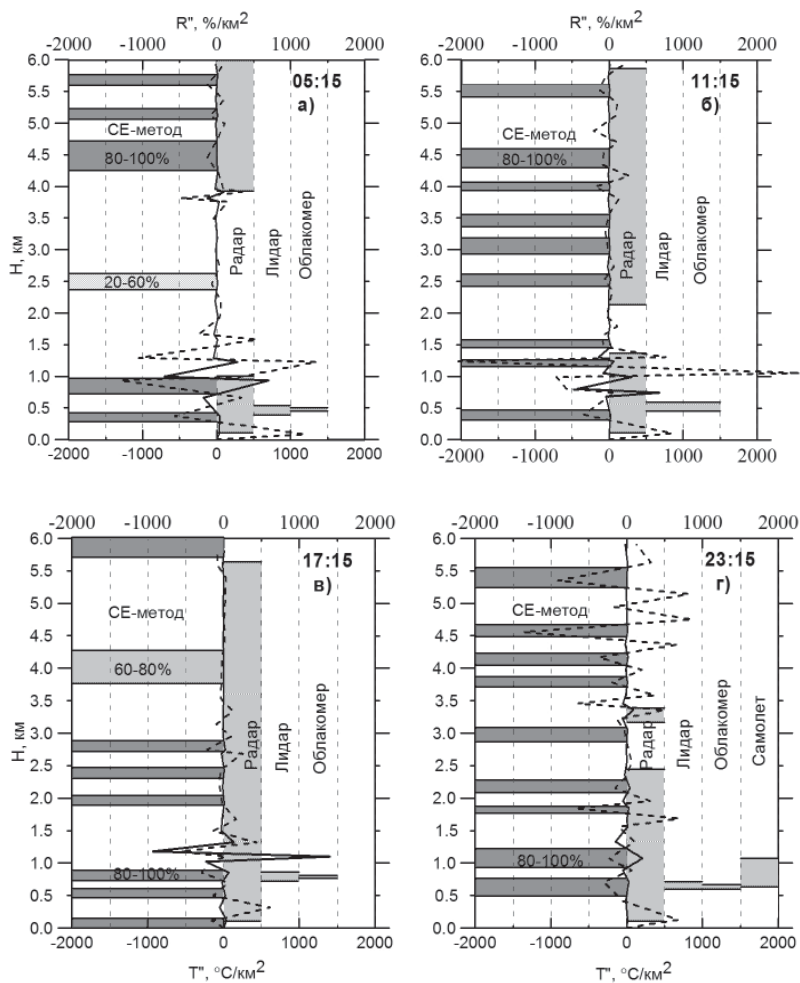


Рис. 3.3. Распределения вторых производных температуры (сплошные кривые) и относительной влажности (пунктир) по данным радиозондирований, начатых в 5:15 GMT (а), 11:15 GMT (б), 17:15 GMT (в), 23:15 GMT (г) 4 мая 1998 года. Разрешение профиля Δh – 300 м, минимальная толщина облачного слоя, детектируемого СЕ-методом ΔH – 100 м. Горизонтальные линии слева – границы облачных слоев, определенных с помощью СЕ-метода (степень покрытия небосвода облачностью: 20–60 % – светло-серые полосы, 60–80 % – серые полосы и 80–100 % – темно-серые полосы). Горизонтальные линии справа – границы облачных слоев, определенных с помощью радара, лидара, облакомера и с самолета во время эксперимента SHEBA. Приведено из [130]

С помощью радара нельзя различить облачность и осадки [74, 100, 416], поэтому по радарным данным нижняя граница облачности обычно занижается, по сравнению с результатами СЕ-метода. Исключением служит рис. 3 в, где положение тонкого облачного слоя по результатам СЕ-метода ниже, чем по данным радара.

По результатам зондирования в 05:15 GMT (рис. 3.3 а) были предсказаны облачные слои с покрытием 20–60 % поверхности небосвода в слое между 2,4 и 2,6 км (рис. 3.3), однако они не детектировались радаром. Для сравнения, на рис. 3.2 хорошо видно развитие высокослоистой облачности в период с 6 до 8 GMT с одновременным понижением ее нижней границы до высоты 2,5 км, которая затем сохранялась примерно на том же уровне до 11 GMT.

По результатам зондирований, показанных на рис. 3.3, СЕ-методом было предсказано несколько облачных слоев 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 GMT (рис. 3.3 в) 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 GMT (рис. 3.3 в) 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. 3.1). По радарным данным облачный слой на высотах выше 5 км позднее 18:18 GMT не определялся, в то время как средняя облачность на высотах до 4 км определялась радаром почти непрерывно вплоть до 23:50 GMT (рис. 3.2). Облачность среднего яруса была определена и СЕ-методом.

Таблица 3.1

Значения границ облачных слоев (м), определенные с помощью СЕ-метода по данным радиозондирования слоя 0–6 км 4 мая 1998 г. в 23:15 GMT, при различных значениях Δh и ΔH [130]

$\Delta h/\Delta H$, м/м						
100/50	200/100	300/100	400/100	500/100	600/100	700/100
273–367						
505–36	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 протяженности безоблачных слоев (до 400–500 м) радар «видит» многослойную облачность как один сплошной слой [20], а СЕ-метод часто предсказывает облачность в виде отдельных слоев. Верхняя граница облаков в отсутствие вышерасположенных слоев облачности может определяться с помощью радара с некоторым ее 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 [20, 100].

Сравнение с данными спутниковых наблюдений

Согласно спутниковым изображениям в видимом и инфракрасном диапазонах, в 22:52 GMT (рис. 3.4¹) над районом расположения ледовой станции SHEBA наблюдались слоистые облака, настолько оптически тонкие, что сверху сквозь них был виден рельеф льда [208]. Наиболее темные линии на рис. 3.4 а – старые и повторно замерзшие трещины в ледовом покрытии. Яркая светлая область слева вверху – чистый снег и лед. Темная зона – контур облаков. Другие яркие линии слева внизу – границы облачности с солнечной стороны. Инфракрасное изображение на рис. 3.4 б показывает, что ледовая станция SHEBA расположена в зоне однородных слоистых облаков [130].

По данным зондирования (табл. 3.1) для всех использованных значений разрешения и минимальной допустимой толщины детектируемого облачного слоя было предсказано несколько тонких облачных слоев нижнего и среднего ярусов. Почти рассеявшиеся высокослоистые облака были определены по данным самолетного зондирования, радара (рис. 3.2) и СЕ-методом, но не были обнаружены спутниковой аппаратурой. Качественно это согласуется с тем, что практически для всех сочетаний $\Delta h/\Delta H$ (табл. 3.2) максимальная толщина слоев нижней облачности больше, чем средней. Из табл. 3.2 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 слоев ΔH так, чтобы оно превышало значения максимальной толщины предсказанных облачных слоев 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.

¹ Вариант рис. 4 можно посмотреть по адресам: <http://www.ssec.wisc.edu/~donw/sheba/may04/may4vis.htm>; <http://www.ssec.wisc.edu/~donw/sheba/may04/may4IR.htm>.

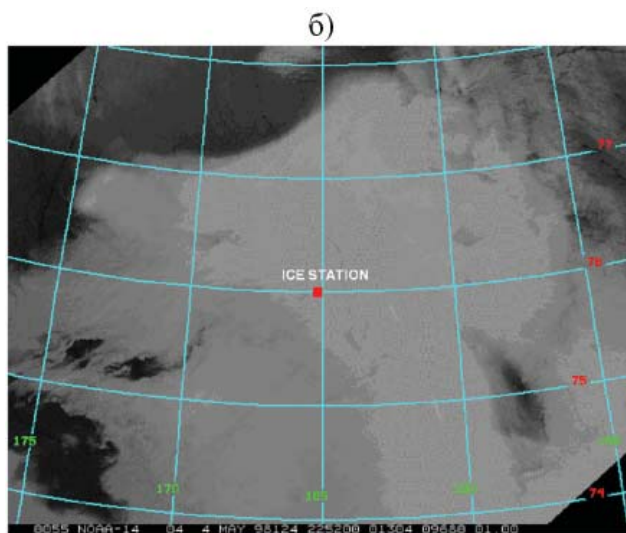
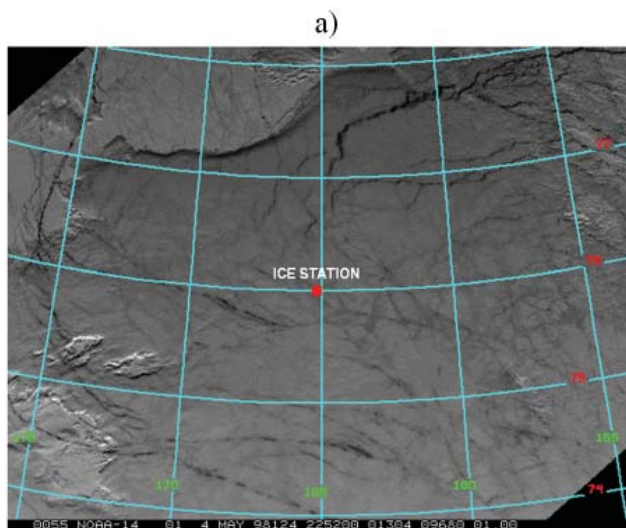


Рис. 3.4. Изображение района расположения ледовой станции SHEBA, полученное со спутника NOAA-14 с помощью прибора AVHRR, в стереографической проекции (с разрешением 1 км) в 22:52 GMT 4 мая 1998 г. в видимом (канал 1; 0,63 микрона) (а) и инфракрасном (канал 4; 11 микрон) (б) диапазонах по данным регионального эксперимента по изучению облачности в Арктике (FIRE Arctic Cloud Experiment). Приведено из [130, 208]

Таблица 3.2

Значения максимальной толщины облачных слоев (м) в нижней (0–2 км) и средней (2–6 км) тропосфере, определенные с помощью СЕ-метода по данным зондирования 4 мая 1998 г. в 23:15 GMT при различных значениях Δh и ΔH [130]

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 самолетного зондирования [130]

При зондировании с самолета NCAR C-130Q, оснащенного приборами для микрофизических исследований облачности, было установлено, что 4 мая 1998 г. 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 [208]. В 23:19 GMT самолет пересек 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 [208]. По прибытии самолета к месту расположения корабля высокослоистые облака почти полностью рассеялись. Напомним, что при самолетном зондировании нижняя граница облачности определяется как уровень, на котором пропадает горизонтальная видимость [57].

Разность значений границ слоистой облачности, определенных с помощью СЕ-метода и с самолета, 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, причем его толщина (около 400 м) совпадает с толщиной облачного слоя, определенного при самолетном зондировании. При $\Delta h/\Delta H$, принимающих значения 100/50, 200/100, 300/100 м/м (табл. 3.1), этот слой предсказывается как два более тонких слоя, разделенных безоблачным слоем толщиной 82, 173 и 122 м соответственно. Значения нижней границы нижнего из этих слоев (505, 509 и 496 м соответственно) примерно на 130 м меньше значений границы, определенных по наблюдениям с самолета, с помощью облакомера и лидара¹, а верхней границы (736, 755 и 767 м соответственно) соответствуют высоте ослабления сигнала лидара 750–800 м [208], которая

¹ Данные лидара и облакомера за 4 мая 1998 года можно посмотреть по адресам: <http://www6.etl.noaa.gov/projects/FIREACE/PRODUCTS/4MAYgraphics/4MAY.htm#lidarprods>; <http://www6.etl.noaa.gov/projects/FIREACE/PRODUCTS/4MAYgraphics/19980504.ceil.gif>.

идентифицирует присутствие воды на больших высотах. Это качественно согласуется с результатами, полученными с помощью аппаратуры для микрофизических исследований облачности [208], 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. Осредненные по времени распределения средних размеров кристаллов и диаметров водяных капель, полученные на основе данных CPI для облачных слоев 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 [208]. Лидар позволил детектировать 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 удастся детектировать расслоение внутри смешанного облака, соответствующее разным фазам. Это обусловлено тем, что формирование и рассеяние облачности является видимым отражением термодинамических процессов в атмосфере [13, 19]. С фазовыми переходами водяного пара связано возникновение термической расслоенности облака [31]. При этом, как показали микрофизические исследования облачности с самолета 4 мая 1998 г., слои могут различаться также по концентрации, размеру и форме облачных частиц [208]. 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 слоев до 50 м был выделен еще один тонкий облачный слой на высотах 273–367 м (табл. 3.1). Качественно это согласуется с резким увеличением содержания замерзшей воды, отмеченным прибором CPI именно в этом диапазоне высот [208].

Сравнение с данными лидара и облакомера [130]

Во время эксперимента SHEBA были использованы микроимпульсный лидар (DABUL), генерирующий поляризованное излучение с длиной волны 0,5235 м, и облакомер с длиной волны 0,925 м [208]. Разность значений нижней границы, определенных с помощью этих приборов, составляет обычно 20–60 м (рис. 3.3). Например, в 23:15 GMT 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. Определенное расхождение зависит от разрешения Δh : при $\Delta h < 300$ м оно составляет около 100 м (нижняя граница облачности, определенная 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 атмосферном слое меньше, чем в тропосфере [1, 24, 25], и поэтому для него лучше использовать более детальное разрешение ($\Delta h < 200$ м).

3.3. Сравнение результатов определения облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности различными методами

На основе данных зондирования в 23:15 GMT было проведено сравнение результатов определения облачности по профилям температуры и влажности некоторыми разработанными ранее методами: по графику Смагоринского [48, 374], по схеме Арабей–Мошникова [7], по методу Дмитриевой-Арраго и Шатуновой [219], методу Дубровиной [51] и СЕ-методу [130, 192] при различных разрешениях профилей [183].

По графику Смагоринского при всех разрешениях профиля в слоях 1000–800 и 800–550 гПа была определена облачность с количеством 70 и 60 % соответственно, в слое 550–300 гПа были отмечены следы верхней облачности (5–7 %) при всех разрешениях, кроме 500 и 600 м (табл. 3.3).

Таблица 3.3
Количество облачности, предсказанное в различных атмосферных слоях по графику Смагоринского для различных разрешений зондирования Δh .
Время начала зондирования 23:15 GMT, 4 мая 1998 г. [183]

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, определенные по методам Дмитриевой-Арраго и Шатуновой и Дубровиной (табл. 3.4), 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 RS менее 400 м. Верхняя облачность не детектировалась. Границы нижней облачности хорошо согласуются с результатами самолетного зондирования.

Согласно диаграмме Арабей–Мошникова существовала облачность всех трех ярусов. Начиная с высоты около 400–700 м (в зависимости от значения RS), отмечался непрерывный облачный слой до высоты 4752 м (табл. 3.5). При этом на различных уровнях зондирования определялось различное количество облачности (табл. 3.6). Нижняя облачность, детектированная при самолетном зондировании, была выделена как слой сплошной облачности. Выше пяти километров были определены отдельные тонкие слои с количеством 60–80 %, что согласуется с результатами, полученными по графику Смагоринского.

Таблица 3.4

Границы облачности, предсказанные для различных разрешений зондирования Δh по методу Дмитриевой-Арраго и Шатуновой и по методу Дубровиной. Время начала зондирования 23:15 GMT, 4 мая 1998 г. [183]

Слой, гПа	Δh , м						
	100	200	300	400	500	600	700
	по методу Дмитриевой-Арраго 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 3.5

Границы облачности, предсказанные по диаграмме Арабей–Мошникова для различных разрешений зондирования Δh . Время начала зондирования 23:15 GMT, 4 мая 1998 г. [183]

Δh , м						
100	200	300	400	500	600	700
346–4752	419–4752	419–4752	419–4752	419–4752	710–4752	710–4752
5294–5490	5351–5490	5351–5490	5351	5351	5351	5351
6276–7078	6276–7016	6276–7016	6276–6892	6276–6892	6276–6644	6276–6644
7195–7469	7253–7469	7253–7469	7367	7369	7367	7367

Таблица 3.6

Границы облачных слоев (м) с различным количеством облачности (%), предсказанным по диаграмме Арабей–Мошникова, внутри одного облачного слоя в атмосферном слое 0–5 км для различных разрешений зондирования Δh . Время начала зондирования 23:15 GMT, 4 мая 1998 г. [183]

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

Анализ табл. 3.3–3.6 показал, что нижние границы сплошной нижней облачности, определенные 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 результатов табл. 3.1, 3.5–3.6 показывает, что СЕ-метод дает более детальную вертикальную структуру облачности, чем схема Арабей–Мошникова [183].

3.4. Определение облачного и безоблачного состояний небосвода различными методами [130]

Актуальной задачей является идентификация состояния небосвода в безоблачных условиях, условиях тонких облачных слоев и дымки, которые характерны для верхних слоев тропосферы и различаются только при самолетном зондировании [178]. Спутники обычно не позволяют выявлять такие слои [78, 416]. 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 [74]. Мелкие кристаллы позволяют детектировать лидар [74]. Однако при наличии на определенном уровне слоя с водной фазой он не позволяет получить информацию об облачности выше этого слоя [73, 208, 358].

Проблема «облачности при ясном небосводе»¹ – это проблема детектирования тонких облачных слоев или дымки с самолета и выявления влажных слоев в задаче определения облачности по радиозондовым данным, в то время как наземные или спутниковые наблюдения отмечают чистый небосвод [93, 192, 416].

В качестве примера определения облачного и безоблачного состояний небосвода, наличия тонких облаков верхнего яруса или дымки на рис. 3.5 для 1–31 мая показаны результаты зондирования с помощью радара², 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 [208]. 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 отраженного сигнала и слабой деполяризации сигнала обратного рассеяния водной фракцией смешанного облака [73, 208, 358].

При выявлении облачных слоев путем анализа данных зондирования на высотах 0–10 км применялись аппроксимирующие сплайны с нулевыми

¹ См., например, Annette Varani «Cloudy in a clear sky» по адресу: <http://earthobservatory.nasa.gov/Study/CloudsClearSky/>.

² Данные радара отсутствуют для срока 4:00 Гринвичского времени 4 мая, данные GPS-зондирования – для сроков: 05:15 2 мая, 23:15 3 мая, 17:15 10 мая, 11:15 12 мая, 05:15 19 мая, 17:15 21 мая, 23:15 27 мая.

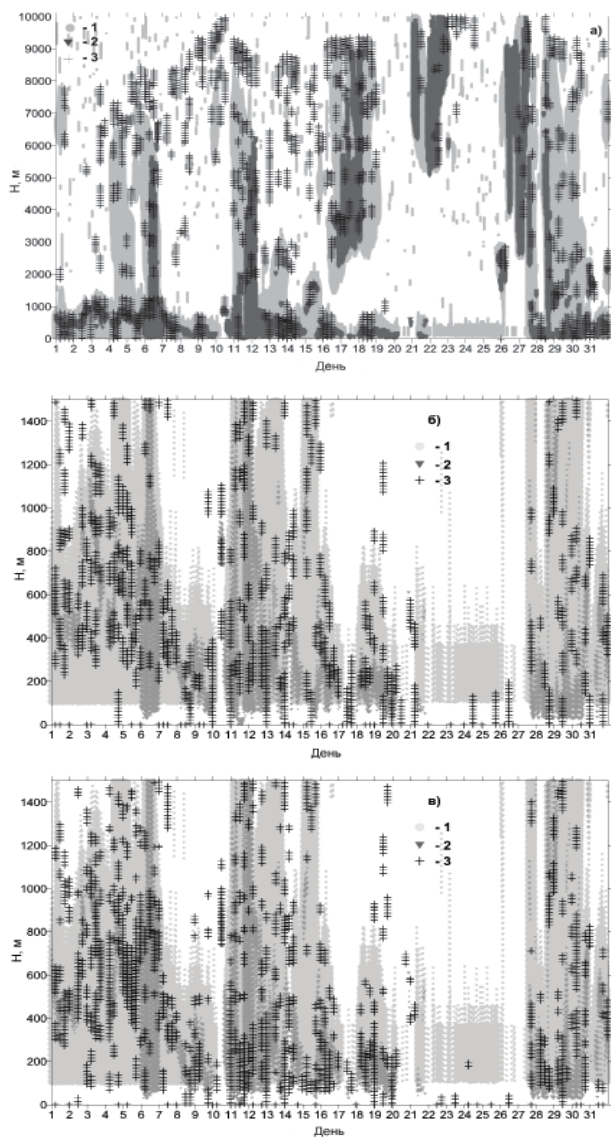


Рис. 3.5. Структура облачности в районе проведения эксперимента SHEBA в мае 1998 г. по данным радара (1), лидара (2) и определенная с помощью SE-метода (3) в толще тропосферы (а) и в погранслое (б, в). Использована аппроксимация радиозондовых профилей температуры и влажности регулярными (а, б) и сглаживающими (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 [130]

граничными условиями для вторых производных температуры и влажности с разрешением 500 м и минимальной детектируемой толщиной облачных слоев 200 м. Рис. 3.5 а показывает, что СЕ-метод позволяет выявлять облачность на стадии ее 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. 3.5 а), а также тонкие слои верхней облачности. В течение большей части мая 1998 г. (1–18, 31 мая) значения верхней границы нижней облачности, определенные по данным радара и СЕ-методом, идентичны. Для большей части мая СЕ-метод указывает на наличие слоев 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 [20, 74].

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 с данными о вертикальной структуре облачности, полученными на базе массива сетевого самолетного зондирования на территории СССР, для облачной структуры характерны тонкие облачные и широкие безоблачные слои. Толщина облачных слоев в 2–5 раз меньше толщины безоблачных слоев, что справедливо как для 6-километрового слоя, так и для километровых слоев атмосферы [52]. Результаты, полученные с помощью СЕ-метода отражают наличие отдельных облачных слоев и безоблачных прослоек, и это позволяет более объективно оценить суммарную толщину облачных слоев.

В течение исследуемого периода очень сухие безоблачные условия отмечены 20 мая [208], что следует из данных, полученных всеми методами.

При определении облачных слоев в пограничном слое атмосферы (0–1,5 км) в СЕ-методе применялись аппроксимации регулярными (рис. 3.5 б) и сглаживающими (рис. 3.5 в) сплайнами с нулевыми граничными условиями для вторых производных температуры и влажности [108, 156] 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. 3.5 б и рис. 3.5 в). Из рис. 3.5 следует, что согласованность данных о наличии или отсутствии нижней облачности, полученных различными средствами измерений, высокая (рис. 3.5).

Выводы

Основные результаты сравнения границ облачных слоев, предсказанных СЕ-методом, и облачности, детектированной облакомером, радаром, лидаром, спутником, и при самолетном зондировании могут быть сформулированы следующим образом:

- СЕ-метод дает дополнительную возможность для изучения облаков по радиозондовым профилям температуры и влажности;

- метод детектирует влажные слои, из которых будут формироваться облака в течение ближайших нескольких часов (эти слои еще не фиксируются при наземных наблюдениях за облаками в данный момент, но будут детектированы после формирования, обычно радаром); метод детектирует влажные слои, которые являются некоторой формой оставшихся облаков после их разложения (через несколько часов) и которые детектируются при самолетном зондировании с помощью прибора для определения изображения облачных частиц, CPI;

- результаты СЕ-метода слабо зависят от разрешения профилей температуры, влажности и минимальной допустимой толщины облачного слоя;

- оптимальный результат при детектировании границ облачности в атмосферном слое ниже 500–600 м был получен при разрешении профиля температуры и влажности в 100 м и минимальной допустимой толщиной облачного слоя в 50 м;

- наилучшие результаты при восстановлении границ облачности имеют место при Δh 300–700 м между уровнями (а именно такое разрешение наиболее часто имеет место при стандартном радиозондировании атмосферы) и минимальной допустимой толщиной облачного слоя в 100 м; наихудший результат был получен для случая, когда Δh и ΔH были равны 100 м одновременно;

- изменения разрешения зондирования от 400 до 700 м при минимальной допустимой толщине облачного слоя в 100 м очень слабо влияют на значения предсказанных границ облачности; эти разрешения могут быть использованы для сравнения с данными спутников и самолетного зондирования;

- поскольку масштабы физических процессов в пограничном слое и в тропосфере различны, то наилучшими при восстановлении границ облачности в этих атмосферных слоях являются разные разрешения вертикальных профилей (более детальные для пограничного слоя).

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ОБЛАЧНЫХ СЛОЕВ

Как подчеркивается в документах IPCC [198], изменения в распределении облачности могут оказывать весьма значительное влияние на климат.

Основным источником знаний по климатологии облачности долгое время являются наземные наблюдения за облаками, проводимые на метеорологических станциях [16, 21, 38, 45, 46, 79, 121, 137, 175, 225, 245–253, 272, 275, 276, 375, 424, 425]. Получаемая в результате наземных визуальных наблюдений информация содержит данные о количестве облачности, ее нижней границе и формах облаков в момент наблюдения и является незаменимой для исследований климата и глобальных климатических изменений [213]. В связи с тем, что сеть метеорологических станций является достаточно густой, наземные наблюдения за облачностью могут использоваться для анализа крупномасштабных изменений таких ее параметров, как количество облачности, нижняя граница облаков, повторяемости облачного и ясного состояний небосвода, повторяемости отдельных форм облачности. Однако при наличии сплошного покрытия небосвода облаками нижнего или среднего ярусов наблюдателю не доступна информация о вышележащих слоях облачности [23, 67, 85, 118, 121, 246, 330]. Кроме того, фактор субъективности при проведении наземных наблюдений за облачностью может оказывать существенное влияние на результаты анализа рядов наземных наблюдений за облачностью [40, 74, 207, 253, 311].

Для данных метеорологических наблюдений характерно в основном небольшое пространственное разрешение и отсутствие связности в ошибках наблюдений [121]. Вопрос об автоматизированной системе сбора, контроля, накопления метеорологической информации в целом рассмотрен, например в [27, 28, 132, 133]. Контролю данных об облачности посвящена, в частности, работа [126].

Анализ результатов наземных и морских наблюдений показал изменения количества облачности и повторяемости ее форм в отдельных регионах земного шара [95, 121, 149, 151, 154, 175, 213, 218, 222–225, 227, 254, 259–261, 276, 280, 301, 310, 317, 326–328, 330, 332, 336, 341, 361, 384–389, 422, 428, 437, 438]. В ряде работ с изменениями количества облачности связывают изменения дневной амплитуды температуры [210, 212, 226, 279, 303, 309]. В части работ проведено раздельное изучение долгопериодных изменений конвективной и слоистой облачности в связи с тем, что формирование этих типов облаков зависит от различных процессов, происходящих в атмосфере. Первый из них формируется главным образом вследствие атмосферной конвекции, в то время как присутствие слоистых форм облаков определяет ее относительно стабильная стратификация [76, 139, 175].

Исследования трендов температуры и относительной влажности на уровне земли [26, 70, 168, 194, 203, 226, 239, 255, 286, 335, 368, 378, 400] и

в тропосфере [6, 70, 71, 101, 102, 148, 269, 270, 308, 334, 291, 346, 350, 351, 366, 381, 401, 403, 446, 448], нижней стратосфере [237] показывают, что за последние десятилетия происходят определенные изменения этих характеристик. А поскольку формирование и рассеивание облачности очень чувствительно к изменениям температуры и влажности [19, 66, 77, 125], то на основании анализа данных радиозондовых наблюдений тоже есть основания предполагать возможное изменение структуры облачного покрова.

Кроме того, в результате антропогенного воздействия на окружающую среду в атмосфере увеличилось количество ядер конденсации [198], и это является дополнительным фактором, влияющим на распределение и структуру облачности.

В [175] отмечается, что требуется детальный анализ для получения количественных оценок роли разных факторов в региональных изменениях облачности в различные сезоны.

Ниже рассматриваются глобальные тренды параметров вертикальной макроструктуры облачных слоев (ОС), полученные на основе радиозондовых данных для центральных месяцев сезонов, упорядоченных хронологически, а также представлены географические распределения декадных изменений параметров ОС для каждого центрального месяца сезонов. Поэтому сначала кратко остановимся на региональных изменениях облачности, определенных другими авторами по наземным метеорологическим и спутниковым наблюдениям.

На основе метеорологических наблюдений определено изменение характеристик облачности над Северной Евразией во второй половине XX столетия [121, 175, 385, 386, 422]. В частности, определено увеличение количества общей облачности, повторяемости конвективной облачности и облаков верхнего яруса, а также уменьшение повторяемости слоистых облаков. Более детальные исследования [175] изменения общего количества облачности и облачности нижнего яруса, повторяемости различных типов облаков в различные сезоны на основе визуальных наблюдений в дневные сроки для периода 1990–2010 гг., проводимых на более чем 1600 российских метеорологических станциях, показали возрастание весной и осенью общего количества облачности и убывание повторяемости безоблачных дней вследствие увеличения повторяемости конвективной облачности и слоистой (St, Sc); для повторяемости же слоисто-дождевых (Ns) облаков отмечена тенденция к убыванию. Результаты данных работ согласуются в том, что происходит перераспределение повторяемости типов облаков, дающих осадки: отношение повторяемостей Cb и Ns возрастает. Было показано, что пространственно эти изменения неоднородны. При анализе региональных особенностей установлено, что над Уралом и прибрежными районами Дальнего Востока имеет место противоположная тенденция, а именно уменьшение повторяемости Cb и увеличение Ns [175]. Изменения повторяемости конвективной облачности главным образом оказывают влияние на повторяемость безоблачных дней, а изменения в повторяемости слоистых форм облаков – на повторяемость дней со сплошной облачностью [175].

Наблюдаемые изменения облачности могут быть отнесены к изменению динамических и термодинамических процессов [84, 175]. В частности, увеличение приземной температуры может привести к ослаблению статической стабильности, которая в свою очередь ведет к возрастанию конвективных облаков, повторяемости гроз и уменьшению слоистой облачности [33, 82, 175, 331, 427]. При этом надо помнить, что основная часть облачности в средних широтах также связана с циклонической активностью [86, 175, 229]. Над Европейской территорией России также отмечены многолетние изменения ветрового режима свободной атмосферы [123].

Над Китаем определены изменения общего количества облачности за периоды 1954–1996 гг. [276] и 1954–2005 гг. [437], количества нижней облачности за период 1971–1996 гг. [227], увеличение повторяемости безоблачных дней за период 1955–2000 гг. [341], значительное уменьшение общего количества облачности из-за увеличения повторяемости безоблачных дней и уменьшения повторяемости дней со сплошной облачностью за период 1954–2005 гг. [438]. Определены изменения и в режиме осадков и атмосферной циркуляции [452].

Зафиксированы изменения общего количества облачности над Европой [259, 310, 333, 428], Северной Америкой [260, 389], над континентами в целом [224, 261, 422]. В [389] над Северной Америкой за период 1982–2009 гг. отмечено изменение как количества облаков, так и интенсивности осадков и летней температуры.

Для территории США Карл (T.Karl) и Стюер (P.Steuer) [280] показали, что общее количество облачности, по результатам наземных измерений, возросло в США с 1948 года. Но при этом отмечается, что наблюдения за количеством облаков в США неоднородны вследствие изменений в процедуре наблюдений [213, 386]. В более поздней работе [213] показано, что на территории США по данным 124 военных станций с непрерывными визуальными наблюдениями за период 1976–2004 гг. определены значимые возрастающие тренды общего количества облачности. Как косвенное подтверждение возрастания количества облачности следует рассматривать убывание среднемесячной амплитуды температуры [210], отмеченное авторами в [279]. Полученные тренды физически согласуются с убыванием среднемесячной амплитуды температуры, т. к. облака блокируют поступление солнечной радиации и уменьшают дневной максимум температуры, который дает основной вклад в значение дневной амплитуды температуры, как показано в [212, 213]. Другие факторы, такие как влияние водяного пара и облачности на длинноволновую радиацию, увеличивают как дневную, так и ночную температуру, и таким образом имеют маленькое влияние на значение дневной амплитуды температуры [212, 213]. Вопрос о пространственных особенностях связи изменений количества облачности и дневной амплитуды температуры за более продолжительный период – 1901–2002 гг. – рассмотрен в [303].

Над США определены также изменения повторяемости типов облаков [386, 387, 388], количества нижней облачности [387] и высоты нижней границы [388] (напомним, что при визуальных наблюдениях высота нижней

границы определяется как высота над уровнем земли самого нижнего слоя облаков с количеством облачности более 50 % [279]).

Над Канадой за период 1953–2003 гг. определено изменение типов облаков [317] и нижней границы облачности за период 1953–2002 гг. [316].

Климатологии и трендам параметров облачности и осадков над Южной Америкой посвящены работы [151, 254, 390]. В них отмечены изменения повторяемости и интенсивности осадков за период 1960–2004 гг. в Бразилии [390] и облачности за последние два десятилетия в районе Амазонки [151, 254].

Изменения облачности над океанами рассматриваются в [225, 301, 326, 327, 332, 336, 361, 450].

В связи со значительным потеплением в северной полярной области и уменьшением протяженности морского льда [41, 166] большое значение придается исследованию облачности над Арктикой [159, 176, 193, 222, 223, 283, 284, 302, 314, 359–361, 363, 365, 370, 373, 382, 409, 419, 420, 453].

Изменения почти глобального количества облачности обсуждаются в [330], а возможные причины изменения характеристик облачности – в [158, 160, 165, 173, 218, 293, 318, 349, 369, 383, 441]. В частности, вопрос о возможности рассмотрения в качестве одной из причин его увеличения из-за увеличения количества Si вследствие развития воздушных перевозок рассматривается в [165, 173, 318, 349, 369, 383].

Также полезно отметить исследования нижней облачности, расположенной в нижнем (пограничном) слое атмосферы [228, 451], так как увеличение нижней облачности ведет к охлаждающему эффекту [175, 343].

С изменением количества облачности связывают пространственные изменения продолжительности светового дня в Западной Европе за период наблюдений 1938–2004 гг. [356], для Китая определено уменьшение повторяемости безоблачных дней и при этом уменьшение солнечной радиации на поверхности земли за период наблюдений 1955–2000 гг. [341].

Одним из основных источников информации о состоянии атмосферы в последние десятилетия являются результаты спутниковых наблюдений. Анализу информации о космическом мониторинге окружающей среды, характеристиках облачности, полученной с помощью спутниковой аппаратуры, их изменениях посвящены многочисленные работы, в частности [9, 65, 77, 115, 141, 142, 157, 162, 171, 172, 208, 223, 233, 243, 263–265, 267, 273, 274, 292, 297, 306, 312, 315, 320, 340, 352–354, 360, 362, 363, 371, 377, 384, 419, 433, 436, 440, 442, 444].

Примером спутниковой информации об облачности являются данные спутников CloudSat (Cloud Satellite) и CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation). Они запущены в апреле 2006 г. в рамках программы NASA (National Aeronautics and Space Administration) EOS (Earth Observing System (Система наблюдения Земли)) для изучения облачного покрова Земли, а именно для получения трехмерных изображений облаков и атмосферных аэрозолей, исследования процессов формирования и развития облака, влияния облачности на погоду, климат, качество воздуха и количество осадков. Для этого на CloudSat установлен очень

чувствительный радар CPR (Cloud Profiling Radar) для получения профилей облаков с миллиметровой длиной волны, который более чем в тысячу раз чувствительнее обычного гидрометеорологического радара, а на CALIPSO – поляризационный лазерный локатор, который позволяет отличить в толще облаков водяной пар и кристаллы льда, жидкие и твердые частицы атмосферных аэрозолей. Кроме того, на CALIPSO имеется камера и инфракрасный радиометр (<http://ru.wikipedia.org>).

На основе анализа более коротких (по сравнению с рядами наземных наблюдений) рядов спутниковых данных ISCCP [352, 353] за период 1983–2001 гг. [353] и HIRS за период 1979–2001 гг. [435] получены результаты об изменении глобального количества облачности. Однако спутниковые данные имеются только за достаточно короткий период [435] и существуют некоторые проблемы их интерпретации [366, 377]. В [371] обсуждается понижение температуры верхней границы облачности и тренды типов облаков. При анализе результатов, полученных на основе спутниковых наблюдений, следует учитывать, что они отражают состояние лишь самого верхнего слоя облаков, при этом практически не обнаруживаются оптически тонкие облака, а также, что ошибки спутниковых данных характеризуются высокой коррелированностью, что снижает реальную информативность получаемых оценок [121, 366].

Особенности наземных и спутниковых наблюдений затрудняют получение согласованных выводов о климатических изменениях облачного покрова [121].

Однако для выводов об изменении облачности можно использовать накопленные по хорошо развитой глобальной сети аэрологических станций длинные ряды радиозондовых наблюдений о вертикальных профилях температуры и влажности [1, 4, 5] и дополнить картину климатических изменений вертикальной макроструктуры облачности.

В результате совместного проекта по созданию глобального массива данных радиозондовых наблюдений КАРДС был создан массив данных параметров свободной атмосферы, основанный на аэрологических наблюдениях для определения изменений климата и развития климатических моделей [146, 229–231, 408]. Поскольку правильность выводов, получаемых при анализе данных, находится в прямой зависимости от качества данных и наличия в них ошибок, то, как отмечалось в томе 1 данной работы, необходимым этапом обработки массивов результатов гидрометеорологических наблюдений оказывается контроль их качества. Данные аэрологических наблюдений с 1948 по 1999 г. были проконтролированы с помощью процедур комплексного контроля качества [146]. Массив КАРДС являлся уникальным по полноте радиозондовых наблюдений: в настоящее время он содержит более 23 миллионов радиозондовых наблюдений по 2662 радиозондовым станциям. Массив регулярно пополняется за счет добавления текущих наблюдений.

Основной целью настоящей главы является оценка климатических изменений вертикальной макроструктуры восстановленных ОС на основе

изучения глобальных трендов во временных рядах некоторых параметров ОС и анализ некоторых территориальных особенностей их распределения.

Она посвящена анализу климатических изменений некоторых параметров ОС, определенных по данным радиозондовых измерений за период 1964–1998 гг. [128, 129, 179–190, 193, 381]. В ней приведена характеристика данных, используемых для расчетов трендов, приводятся результаты расчетов глобальных трендов и краткий анализ географических распределений декадных изменений, рассчитанных по модели линейных трендов во временных рядах следующих параметров ОС: нижней и верхней границ, суммарной толщины и повторяемости в различных атмосферных слоях, средней повторяемости состояний небосвода с количеством облачности менее 20 %, а также некоторых параметров зондирования.

Значительная часть климатических исследований изменений метеопараметров и характеристик облачности проводилась за различные периоды и сроки наблюдения, различается масштабами пространственного обобщения и другими методическими особенностями, что усложняет процесс сравнения результатов [102, 103, 121, 150, 175, 222–225, 253]. Поэтому для возможности комплексного анализа изменений в глобальной атмосфере за один период наблюдений и одной методикой расчетов мы систематизировали наши результаты и расширили исследования за основе ранее использованных проконтролированных данных радиозондирования атмосферы за период 1964–1998 гг. [128, 129, 179–190, 193, 381], которые являются не идеальными [191, 367], но относительно однородны по сравнению с предыдущими годами аэрологических наблюдений. Кроме того, в [121] отмечено, что наиболее значительные изменения в количестве облачности над территорией России происходили в 1970 и 1980 гг. Региональные исследования авторов и О.Н. Булыгиной параметров облачных слоев, восстановленных по профилям температуры и влажности и визуально наблюдаемых параметров облаков за более поздние периоды наблюдений по 2007 год включительно, частично изложены в [2, 104–107].

4.1. Глобальные климатические изменения некоторых параметров облачных слоев за период 1964–1998 гг.

Исследования климатических изменений параметров вертикальной макроструктуры облаков, таких как нижняя и верхняя граница, повторяемость многослойной облачности, расстояния между двумя соседними слоями и суммарная толщина ОС при многослойной облачной системе, представляют интерес, поскольку они связаны с изменением распределения температуры и влажности в атмосфере и могут указать на некоторые изменения в крупномасштабной циркуляции [339, 415] и дополнить информацию, полученную в результате визуальных наблюдений.

Как отмечалось выше, для оценок этих изменений можно использовать накопленные по хорошо развитой глобальной сети аэрологических станций долговременные ряды радиозондовых наблюдений о вертикальных профилях температуры и влажности [179–190, 193, 381].

В данной главе для создания временных рядов параметров облачных слоев наряду с СЕ-методом их восстановления был использован глобальный набор аэрологических наблюдений КАРДС. Оценки для декадных изменений, рассчитанных по модели линейных трендов, получены в зависимости от количества облачности, атмосферного слоя и сезона как для земного шара в целом, так и для отдельных регионов.

Характеристика данных

Из 2500 станций глобальной радиозондовой сети в массиве КАРДС было выбрано 967 станций с достаточно полным количеством данных для формирования 795 временных рядов (см. рис. 4.1). Требования к данным были несколько ослаблены для регионов с редкой сетью станций. Некоторые временные ряды состоят из наблюдений двух или даже трех станций вследствие открытия, закрытия или перенесения станций. Необходимым условием для объединения данных станций являлось удаление их друг от друга не более чем на 150 км. Исследования проводились для атмосферного слоя 0–10 км для центральных месяцев сезонов – января, апреля, июля и октября – на основе наблюдений в 00 и 12 GMT. При изучении трендов были использованы только те зондирования, при которых имелись данные как для температуры, так и для влажности от поверхности земли до высоты 10 км, и месяц должен иметь не менее 25 зондирований.

Так как во время зондирования облачность могла отсутствовать, облачность не предсказывалась при каждом зондировании; только те месяцы (январь, апрель, июль и октябрь), которые содержат, по крайней мере, 10 зондирований с облачностью, были включены во временные ряды. Временные ряды были созданы для градации 0–100 %, а также для каждой градации количества облачности, предсказанному по СЕ-методу: 0–20,

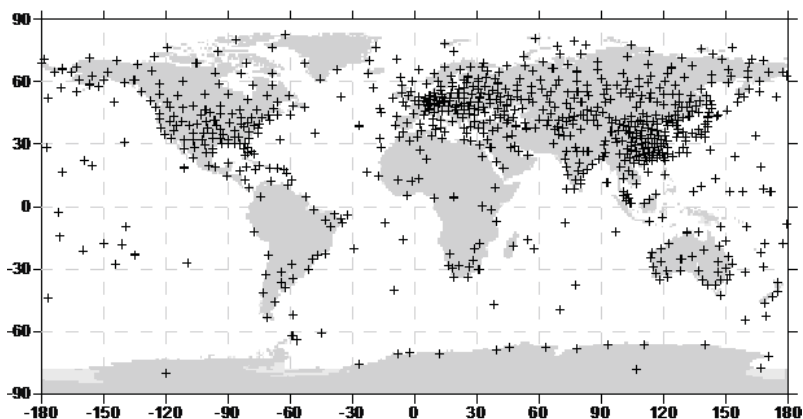


Рис. 4.1. Распределение станций радиозондирования, использованных в данном исследовании. КАРДС. Приведено из [190]

20–60, 60–80 и 80–100 %. Ниже в работе 0–20 % называется малым, 20–60 % – рассеянным, 60–80 % – разорванным, 80–100 % – сплошным покрытием небосвода облаками. Облака изучались во всем атмосферном слое 0–10 км, а также для более детального изучения они были также разделены по высоте: 0–2 км для нижней облачности, 2–6 км для средней и 6–10 км для верхней облачности. Следующим ограничением было требование, чтобы временные ряды для месяцев (января, апреля, июля и октября) имели данные, по крайней мере, для 18 лет из 35-летнего периода для каждой станции [190].

Глобальные тренды были вычислены простым осреднением данных всех станций. Этот метод дает больший вес регионам с густой сетью станций наблюдений (т.е. умеренным широтам Северного полушария).

Для визуализации и анализа географического распределения удобнее работать с полями в регулярной сетке, чем со значениями в нерегулярном множестве станций. Чтобы проинтерполировать тренды облачности на 5×5 -градусную сетку, был использован метод взвешенной анизотропной интерполяции (BAI):

$$\hat{f}_0 = \frac{\sum_{i=1}^m a_i \cdot f_i}{\sum_{i=1}^m a_i}, \quad (4.1)$$

где a_i – веса для каждой из m соседних станций для точки сетки, и они входят как решения системы линейных уравнений

$$\sum_{i=1}^m a_i \cdot r_{ij} = r_{0j}, \quad \text{для } j = 1, \dots, m, \quad (4.2)$$

где r_{ij} – это расстояние между i -й и j -й станциями и r_{0j} – это расстояние между 0-точкой сетки и j -й станцией. Для большинства параметров атмосферы [68] этот метод дает почти такую же точность, как оптимальная интерполяция (ОИ). Но ВАИ имеет существенное преимущество по сравнению с ОИ, т.к. для его использования не требуется знать статистической структуры интерполируемых величин. Ценой за простоту является то, что ВАИ-метод не дает оценки ошибки интерполяции.

Тренды нижней и верхней границ облачных слоев

Табл. 4.1 и рис. 4.2 а показывают, что глобальное среднее для нижней границы облачности убывает со скоростью около 44 м/десятилетие и для верхней границы возрастает со скоростью около 154 м/десятилетие с 1964 по 1998 г. для всех высот и количества облачности. Однако декадные изменения глобального среднего нижней границы облачности (Δh_L) и верхней границы (Δh_H) зависят от количества облачности и сезона (табл. 4.1, рис. 4.2 и 4.3). Табл. 4.1 показывает, что для каждой градации количества облачности декадные изменения нижней и верхней границ облачности имеют некоторую сезонную зависимость [190].

Таблица 4.1

Декадные изменения глобальной средней высоты в м/десятилетие для нижних (Δh_L) и верхних границ (Δh_H) ОС, вычисленные по уравнению линейной регрессии для различного количества облачности в атмосферном слое 0–10 км. Подчеркнутые значения не соответствуют 95 %-ному уровню значимости [190]

Кол-во облач.	Январь		Апрель		Июль		Октябрь		В сумме	
	Δh_L	Δh_H	Δh_L	Δh_H	Δh_L	Δh_H	Δh_L	Δh_H	Δh_L	Δh_H
0–20 %	-15,1	223,2	-35,6	226,2	-42,0	147,8	-29,3	213,4	-30,6	204,2
20–60 %	6,7	129,8	-5,6	102,0	7,2	12,5	3,1	83,8	3,0	83,4
60–80 %	63,6	73,0	62,6	65,6	51,0	11,3	61,8	58,7	59,8	53,6
80–100 %	-26,6	-78,5	-26,9	-113,5	-19,2	-123,8	-24,8	-117,6	-24,1	-108,8
0–100 %	-35,0	157,7	-49,0	159,6	-50,6	136,2	-41,4	159,5	-43,8	154,1

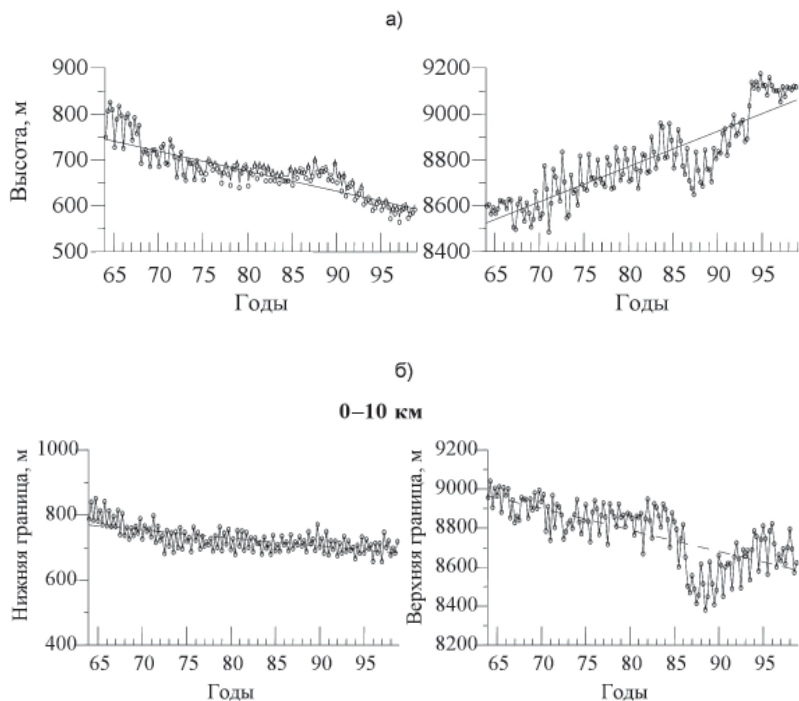
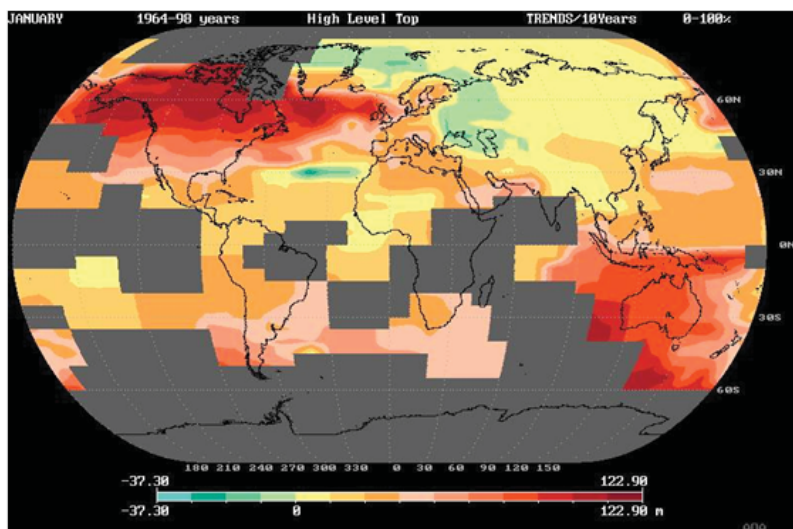


Рис. 4.2. Временной ряд средних значений нижней (слева) и верхней (справа) границ и соответствующие линейные тренды для ОС с количеством облачности 0–100 % (а – из [190]), 80–100 % (б – из [181]).

Значения определены по данным центральных месяцев сезонов за период 1964–1998 гг. КАРДС. Атмосферный слой 0–10 км

а) Декадные изменения для средних высот верхних границ ОС для января



б) Декадные изменения для средних высот нижних границ ОС для января

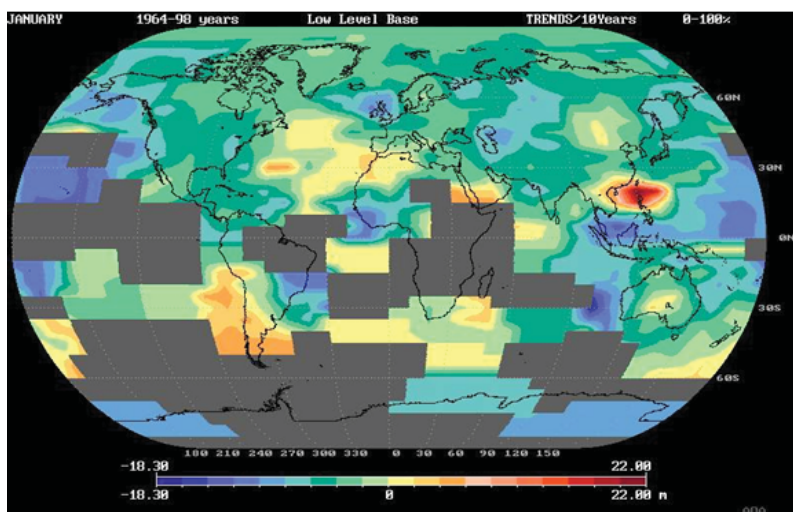
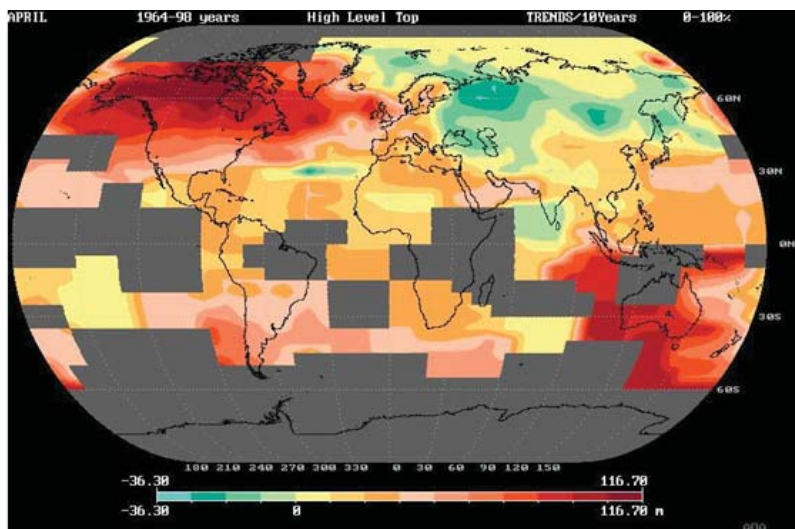


Рис. 4.3 (а, б). Географическое распределение декадных изменений, рассчитанных по модели линейных трендов, для средних высот верхних (а) и нижних (б) границ ОС с количеством облачности 0–100 % для января, апреля, июля, октября. 0–10 км. 1964–1998 гг. КАРДС

в) Декадные изменения для средних высот верхних границ ОС для апреля



г) Декадные изменения для средних высот нижних границ ОС для апреля

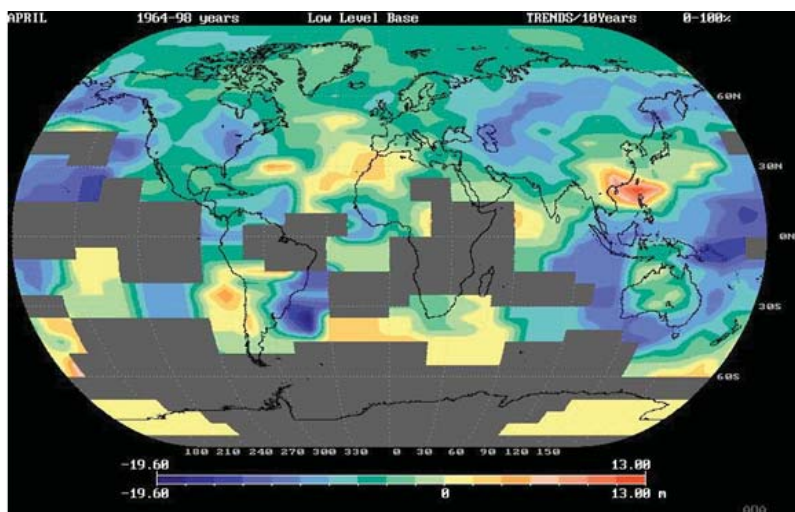
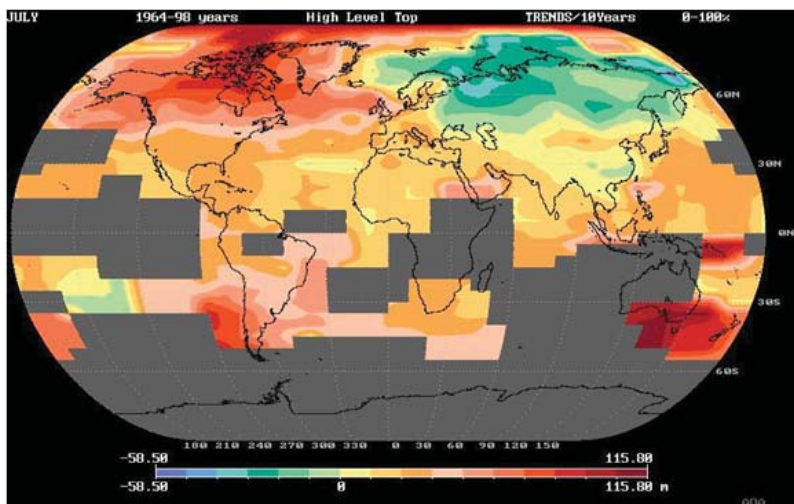


Рис. 4.3 (в, г). Географическое распределение декадных изменений, рассчитанных по модели линейных трендов, для средних высот верхних (в) и нижних (г) границ ОС с количеством облачности 0–100 % для января, апреля, июля, октября. 0–10 км. 1964–1998 гг. КАРДС

д) Декадные изменения для средних высот верхних границ ОС для июля [190]



е) Декадные изменения для средних высот нижних границ ОС для июля [190]

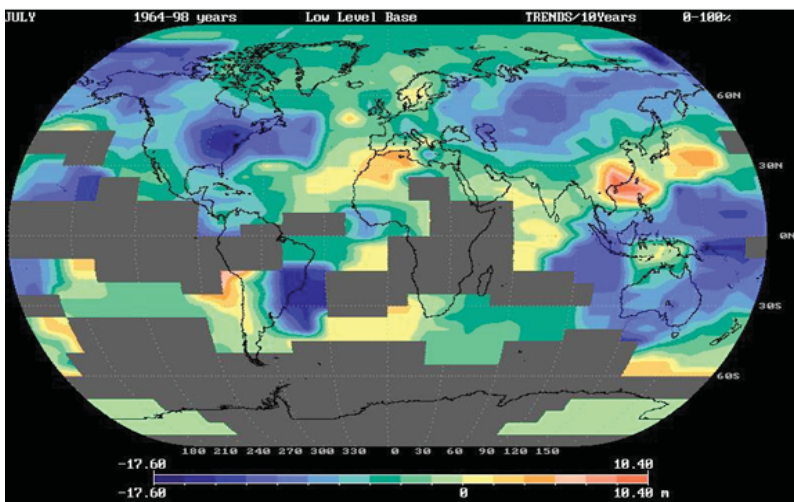
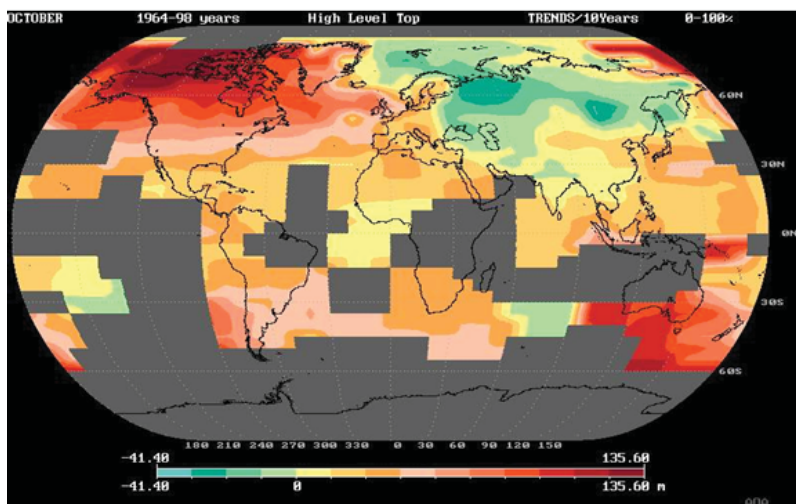


Рис. 4.3 (д, е). Географическое распределение декадных изменений, рассчитанных по модели линейных трендов, для средних высот верхних (д) и нижних (е) границ ОС с количеством облачности 0–100 % для января, апреля, июля, октября. 0–10 км. 1964–1998 гг. КАРДС

ж) Декадные изменения для средних высот верхних границ ОС для октября



з) Декадные изменения для средних высот нижних границ ОС для октября

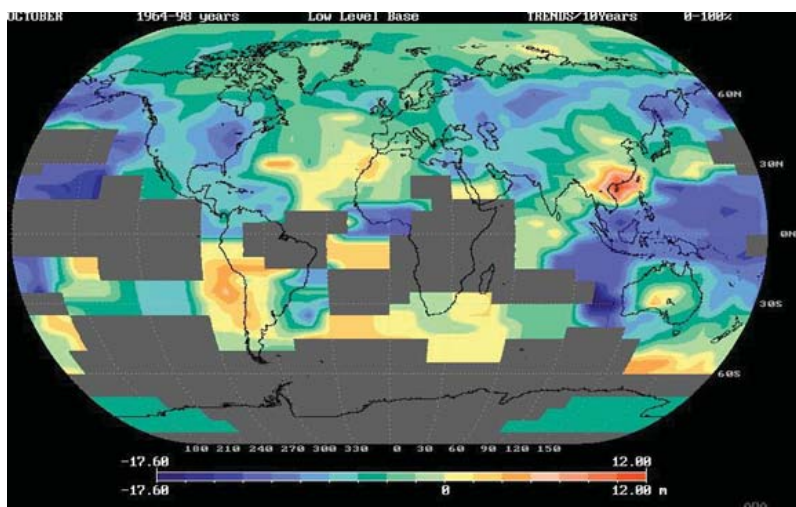


Рис. 4.3 (ж, з). Географическое распределение декадных изменений, рассчитанных по модели линейных трендов, для средних высот верхних (ж) и нижних (з) границ ОС с количеством облачности 0–100 % для января, апреля, июля, октября. 0–10 км. 1964–1998 гг. КАРДС

Для всех сезонов облачные слои с малым количеством и со сплошным покрытием дают основной вклад в убывание нижней границы облачных слоев (табл. 4.1). Повторяемость облачных слоев нижнего (0–2 км) и среднего (2–6 км) ярусов возрастает для всех месяцев (табл. 4.2). Повторяемость рассеянной и разорванной облачности нижнего и среднего ярусов возрастает слабо или даже убывает для некоторых случаев разорванной облачности (табл. 4.2). Высота нижней границы для рассеянной и разорванной облачности стабильна или даже возрастает, за исключением апреля, когда нижняя граница рассеянной облачности убывает (табл. 4.1).

Таблица 4.2

Глобальные декадные изменения (%/десятилетие) повторяемости ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100, 0–100 % небосвода для различных атмосферных слоев. Подчеркнутые значения не соответствуют 95 %-ному уровню значимости

Кол-во облачности, % небосвода	Атмосферный слой 0–2 км				
	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	В сумме
0–20 %	6,1	6,4	4,8	6,1	5,9
20–60 %	2,1	1,8	2,0	1,9	1,9
60–80 %	-0,1	-0,4	-0,4	-0,5	-0,4
80–100 %	5,1	4,0	4,2	3,8	4,2
0–100 %	6,5	5,5	4,1	4,8	5,3
	Атмосферный слой 2–6 км				
0–20 %	7,5	7,1	6,1	6,1	7,1
20–60 %	2,2	2,3	2,8	2,1	2,4
60–80 %	0,6	0,5	0,4	0,2	0,4
80–100 %	3,4	4,4	4,8	3,7	4,1
0–100 %	4,9	4,8	4,3	4,8	4,6
	Атмосферный слой 6–10 км				
0–20 %	7,5	7,1	6,8	6,1	7,1
20–60 %	4,0	3,8	3,3	3,5	3,6
60–80 %	2,0	1,5	1,0	1,4	1,4
80–100 %	1,5	1,9	3,7	1,8	2,2
0–100 %	6,6	6,0	5,2	5,6	6,0
	Весь атмосферный слой 0–10 км				
0–20 %	6,5	6,9	4,3	6,1	6,4
20–60 %	6,1	5,7	5,5	5,5	5,8
60–80 %	2,0	1,4	1,0	1,1	1,4
80–100 %	4,3	4,3	5,0	3,8	4,3
0–100 %	1,8	1,7	1,5	1,6	1,7

За исключением сплошного облачного покрытия (табл. 4.1 и рис. 4.2 б), высота верхней границы облачных слоев возрастает для всех сезонов. Повторяемость сплошного облачного покрытия возрастает значительно для нижнего и среднего ярусов. Повторяемость верхней облачности для всех сезонов возрастает с максимальным увеличением малой облачности. Кроме того, наблюдается тенденция к увеличению многослойной облачности.

Повторяемость облачных слоев возрастает приблизительно на 1,7 % за десятилетие.

Рис. 4.3 показывает, что географическое распределение декадных изменений границ облачности для каждого из центральных месяцев сезонов пространственно неоднородно. Так, для всех центральных месяцев сезонов для большей части Северного полушария характерно убывание высоты нижней границы облачных слоев и возрастание верхней границы. Ограниченность данных в Южном полушарии делает затруднительным сделать окончательное заключение, но данные показывают тренды, аналогичные тем, что были найдены в Северном полушарии. Анализ показал, что тренды высоты нижней границы облачности зависят от сезона (рис. 4.3). Для всех сезонов высота верхней границы облачных слоев возрастает на большей части глобуса, за исключением высоких и средних широт Восточного полушария. Максимальная площадь убывания трендов верхней границы облачных слоев наблюдается в июле (рис. 4.3 д).

В [226] Эстерлинг (Easterling) с соавторами анализировал географическое распределение декадных изменений минимальной и максимальной температуры для земного шара. Они нашли, что среднемесячные аномалии температуры (DTR, Daily Temperature Rang) убывают на большей части земного шара благодаря в значительной степени возрастанию минимальной температуры и возрастанию облачности как фактора. Результаты данного исследования качественно согласуются с результатами Эстерлинга [226]. Авторами было найдено, что глобальная облачность возрастает. Это показывает убывание высоты нижней границы и возрастание верхней границы облачных слоев, а также увеличение числа облачных слоев в течение периода с 1964 по 1998 год.

Сравнение географических распределений DTR [226] и декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов, суммарной толщины облачных слоев для любого количества облачности в слое от 2 до 6 км для января (рис. 4.4) показывает, что убывание DTR наиболее часто имеет место в регионах с убыванием суммарной толщины облачных слоев среднего яруса.

Итак, в результате использования радиозондовых данных для вычисления трендов облачности было найдено, что для любого количества облачности (от 0 до 100 %) нижняя граница облачности убывает для всех сезонов. За период с 1964 по 1998 год нижняя граница облачных слоев понизилась приблизительно на 150 м. Высота верхней границы облачных слоев увеличилась приблизительно на 540 м за этот период. Повторяемость облачных слоев увеличилась приблизительно на 5 % в каждой высотной градации. Тренды зависят от количества облачности, сезона и высоты облачных слоев и согласуются с убыванием дневного температурного ранга, очевидного для большей части земного шара [180].

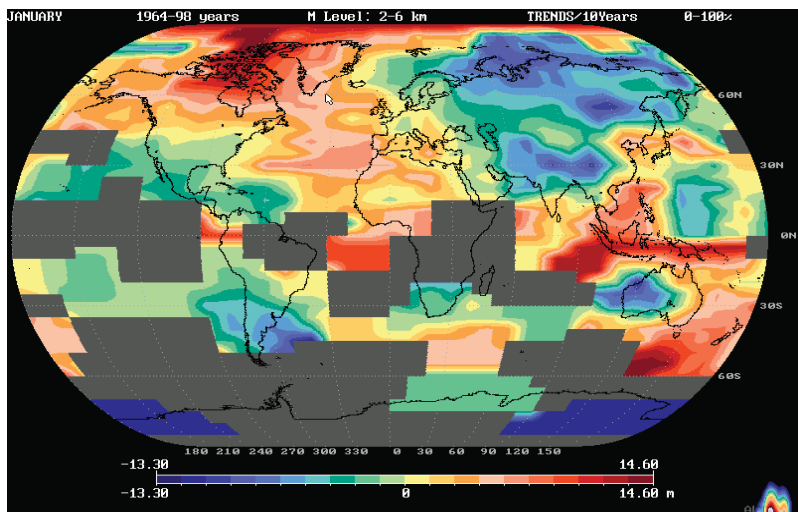


Рис. 4.4. Географическое распределение декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов, средней суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % небосвода в атмосферном слое 2–6 км. Январь 1964–1998 гг. КАРДС. Приведено из [381]

Тренды средней повторяемости состояний небосвода с количеством облачности менее 20 %

Из-за истощения озонового слоя в высоких широтах стало возможно увеличение доз коротковолновой радиации. Вопрос о влиянии облачности на приходящую радиацию при различных состояниях небосвода обсуждается, например, в [60, 116, 117]. Исследования, проведенные на основе данных многолетних измерений (1981–1990 гг.) в метеорологической обсерватории МГУ (Московский государственный университет им. Ломоносова), показали увеличение приходящей ультрафиолетовой радиации при наличии облачности менее 20 %, по сравнению с безоблачным небосводом [131].

Основная цель этого исследования состоит в предварительных оценках климатических изменений средней повторяемости состояний небосвода без облаков или присутствием облаков с количеством менее 20 % (F1); средней повторяемости безоблачного небосвода, наличия облачности менее 20 % или тонких облачных слоев с суммарной толщиной менее 300 м (F2).

На рис. 4.5 показаны временные ряды этих повторяемостей F1, F2 и соответствующие линейные тренды. За полный период исследования – 1964–1998 гг. – тренды имеют тенденцию к понижению.

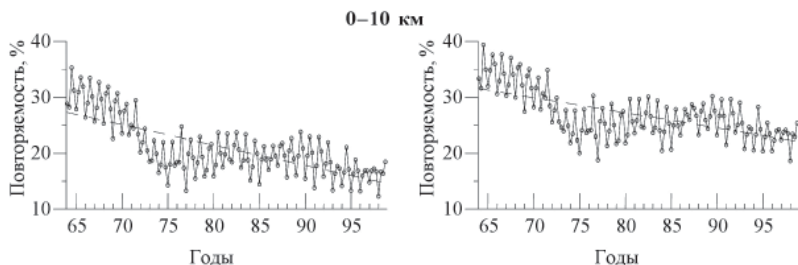


Рис. 4.5. Временные ряды осредненной повторяемости (%) состояний небосвода без облаков или присутствием облаков с количеством менее 20 % (слева); средней повторяемости (%) безоблачного небосвода, наличия облачности менее 20 % или тонких ОС с суммарной толщиной менее 300 м (справа) и соответствующих линейных трендов. КАРДС. Центральные месяцы сезонов. 1964–1998 гг. [180]

Декадные изменения, вычисленные для модели линейных трендов, во временных рядах осредненных повторяемостей различных состояний небосвода показывают убывание F1 и F2 (табл. 4.3). При этом имеют место некоторые сезонные изменения.

Таблица 4.3

Декадные изменения (%/десятилетие) средних повторяемостей различных состояний небосвода в атмосферном слое 0–10 км, вычисленные для модели линейных трендов для глобуса за период 1964–1998 гг. для центральных месяцев сезонов. КАРДС.
Приведено из [180]

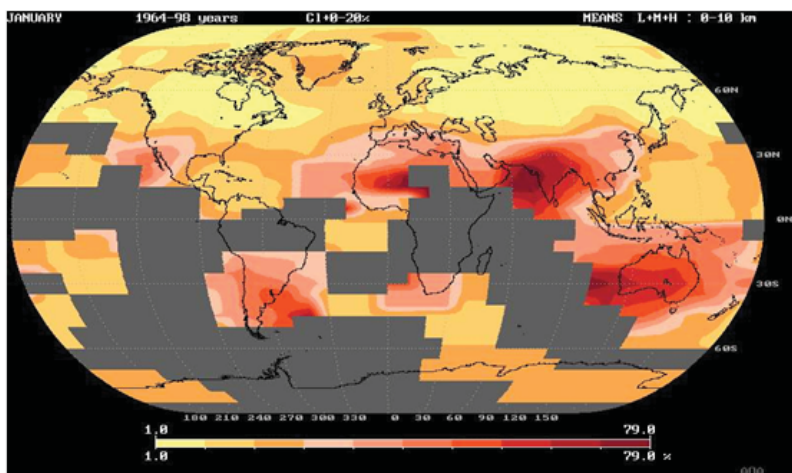
Состояние небосвода	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	В сумме
Отсутствие ОС или присутствие облачности с количеством облачности менее 20 % (F1)	-3,8	-3,5	-4,1	-3,2	-3,6
Отсутствие ОС или присутствие ОС с количеством облачности менее 20 % (F1) или тонких ОС с суммарной толщиной менее 300 м (F2)	-2,8	-2,6	-3,3	-2,3	-2,7

Для тренда F1 характерен более крутой угол наклона по отношению к тренду F2 для всех месяцев. Это означает, что число тонких слоев (с суммарной толщиной менее 300 м) с количеством облачности более 20 % имеет слабую тенденцию к возрастанию.

Для центральных месяцев сезонов было получено географическое распределение декадных изменений F1 в атмосферном слое 0–10 км. Для него имеют место сезонные изменения. На рис. 4.6 показано географическое распределение средних значений и декадных изменений осредненной повторяемости случаев с количеством облачности менее 20 % (F1) для центральных месяцев сезонов.

Для части Западной Африки (между 10 и 20° с.ш.) декадные изменения положительны только для января и апреля. Для этого региона имеет

а) Средние значения повторяемости случаев с количеством облачности менее 20 % в слое 0–10 км для января



б) Декадные изменения повторяемости ОС с количеством облачности менее 20 % в слое 0–10 км для января [180]

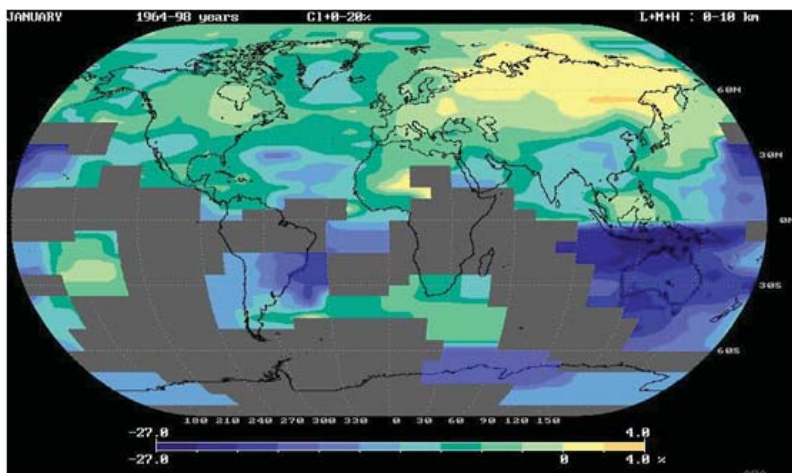
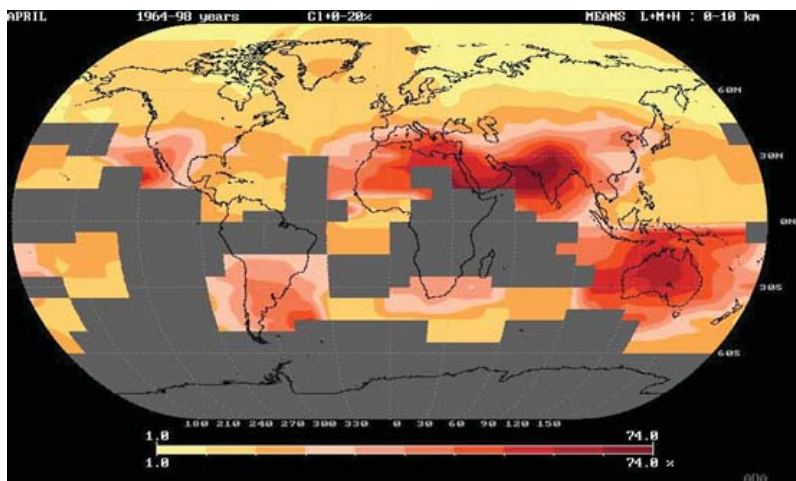


Рис. 4.6 (а, б). Географическое распределение средних значений (%) и декадных изменений (%/десятилетие), вычисленных по модели линейных трендов для осредненной повторяемости случаев с количеством облачности менее 20 % в атмосферном слое 0–10 км. КАРДС. Январь, апрель, июль, октябрь. 1964–1998 гг.

в) Средние значения повторяемости случаев с количеством облачности менее 20 % в слое 0–10 км для апреля



г) Декадные изменения повторяемости ОС с количеством облачности менее 20 % в слое 0–10 км для апреля

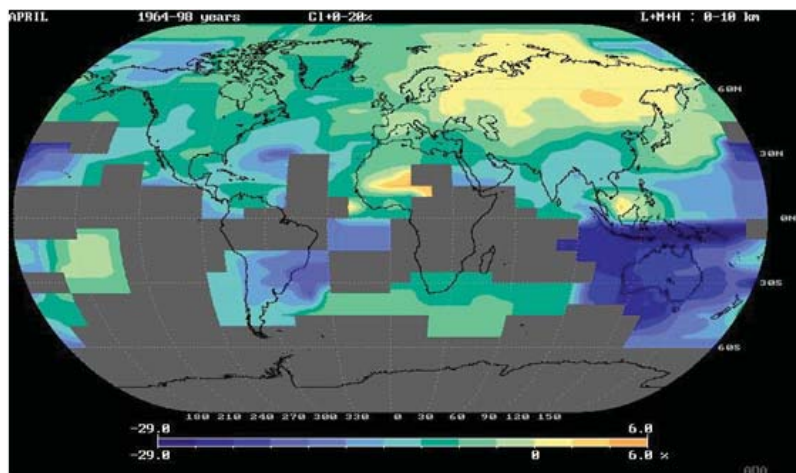
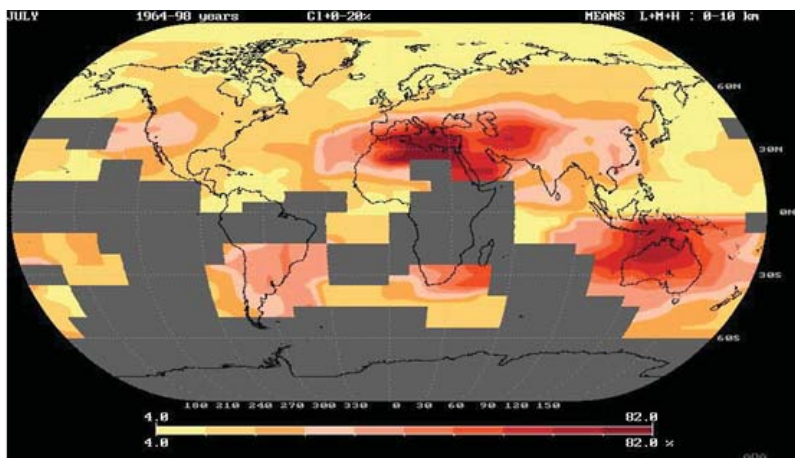


Рис. 4.6 (в, г). Географическое распределение средних значений (%) и декадных изменений (%/десятилетие), вычисленных по модели линейных трендов для осредненной повторяемости случаев с количеством облачности менее 20 % в атмосферном слое 0–10 км. КАРДС. Январь, апрель, июль, октябрь. 1964–1998 гг.

д) Средние значения повторяемости ОС с количеством облачности менее 20 % в слое 0–10 км для июля



е) Декадные изменения повторяемости ОС с количеством облачности менее 20 % в слое 0–10 км для июля

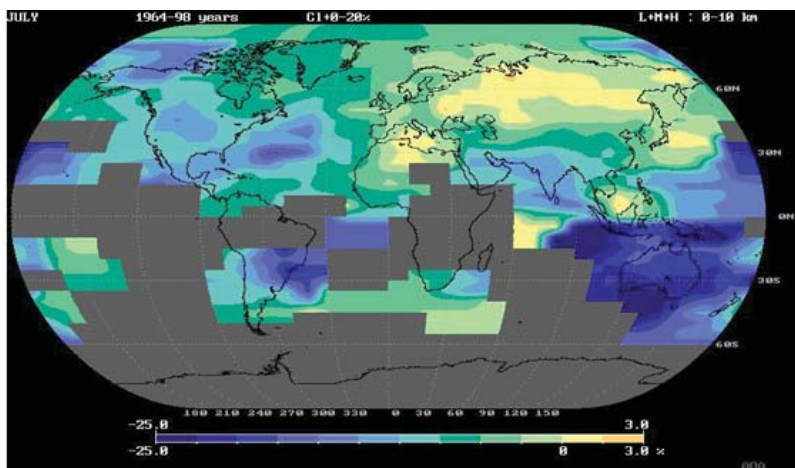
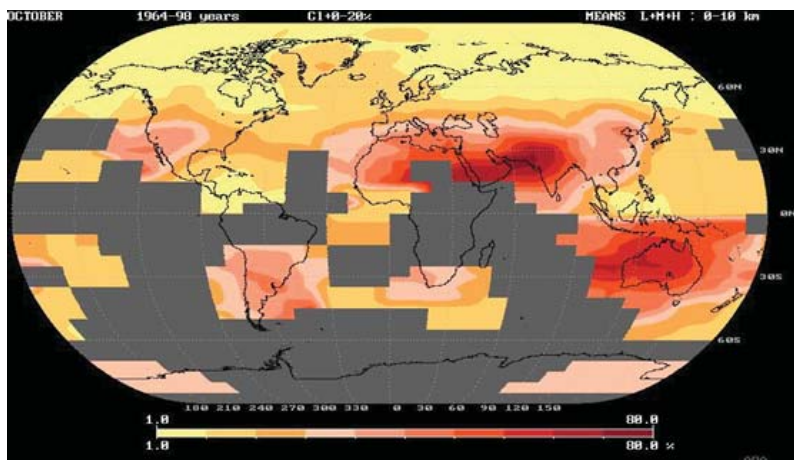


Рис. 4.6 (д, е). Географическое распределение средних значений (%) и декадных изменений (%/десятилетие), вычисленных по модели линейных трендов для осредненной повторяемости случаев с количеством облачности менее 20 % в атмосферном слое 0–10 км. КАРДС. Январь, апрель, июль, октябрь. 1964–1998 гг.

ж) Средние значения повторяемости ОС с количеством облачности менее 20 % в слое 0–10 км для октября



з) Декадные изменения повторяемости ОС с количеством облачности менее 20 % в слое 0–10 км для октября

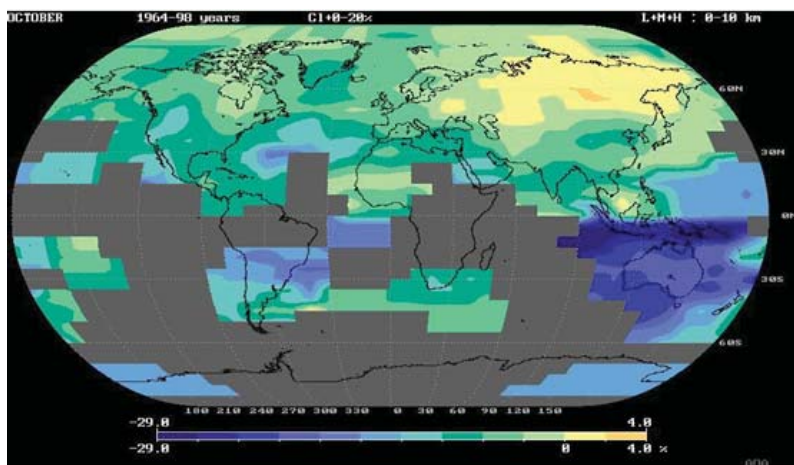


Рис. 4.6 (ж, з). Географическое распределение средних значений (%) и декадных изменений (%/десятилетие), вычисленных по модели линейных трендов для осредненной повторяемости случаев с количеством облачности менее 20 % в атмосферном слое 0–10 км. КАРДС. Январь, апрель, июль, октябрь. 1964–1998 гг.

место высокая повторяемость состояний небосвода с количеством облачности менее 20 %.

Для всех сезонов минимальные значения трендов характерны для низких широт, особенно для Австралии и тропической и субтропической частей Тихого океана.

Изменения средней повторяемости случаев с отсутствием облачных слоев или с наличием облачных слоев с количеством облачности менее 20 % в атмосферном слое 0–10 км были обнаружены по данным о восстановленной облачности по данным КАРДС за 1964–1998 гг. Для большей части глобуса декадные изменения показывают убывание. Только для высоких и средних широт Восточного полушария имеют место слабовозрастающие тренды, где средние значения повторяемости имеют низкие значения.

Тренды суммарной толщины и границ облачных слоев с количеством облачности 80–100 %

Как было отмечено ранее, взаимодействие между радиацией и облачностью играет важную роль в атмосферной циркуляции и формировании климата. Интенсивность входящей и уходящей радиации зависит от сезона, времени дня [83, 175, 256, 422], а также от форм облаков [17, 124, 174, 257], высоты облачности, ее балльности, вертикальной мощности, микро- и макроструктуры, оптических свойств [37, 63, 72, 75, 78, 80, 83, 116, 195, 206, 359, 454]. В частности, увеличение облачности верхнего яруса ведет к потеплению климата, в то время как облаков нижнего яруса – к охлаждающему эффекту [175, 343]. Изменения в количестве облачности могут уменьшить или усилить глобальное потепление [81, 175]. Например, суммарная ультрафиолетовая радиация убывает до 70–85 % при сплошном покрытии небосвода облаками нижнего яруса [131]. Предварительные оценки трендов для границ облачных слоев, восстановленных по данным КАРДС, показали, что декадные изменения глобальных средних нижней и верхней границ облачности зависят от количества облачности [182, 190].

Основной целью данного раздела является оценка трендов средних значений повторяемости, суммарной толщины и границ восстановленных облачных слоев с количеством облачности 80–100 % [181].

На рис. 4.2 и 4.7 показаны временные ряды средних значений нижней и верхней границ, осредненной повторяемости и суммарной толщины ОС для различных атмосферных слоев и соответствующие линейные тренды.

Наиболее значительные изменения повторяемостей сплошных ОС имеют место в атмосферных слоях 0–2 и 2–6 км (табл. 4.2). Характер сезонных изменений различный для слоев нижней, средней и верхней облачности. Для нижнего слоя она падает до минимального значения в октябре и возрастает до максимального – в январе. Для слоев средней и верхней облачности минимальное и максимальное значения декадных изменений имеют место в январе и июле соответственно.

Декадные изменения суммарной толщины ОС показывают тенденцию к убыванию для слоя 0–10 км. Их величины зависят от сезона, достигая

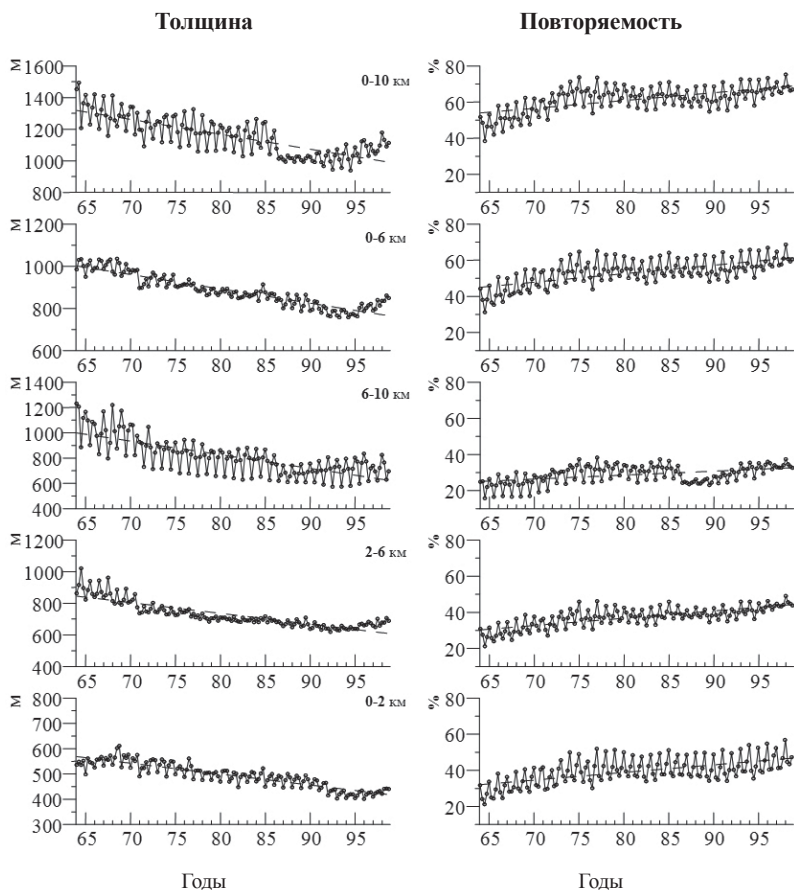


Рис. 4.7. Временные ряды осредненных суммарной толщины, повторяемости и соответствующие линейные тренды для ОС с количеством облачности 80–100 % для различных атмосферных слоев. КАРДС. Центральные месяцы сезонов. 1964–1998 гг. Приведено из [181]

наименьшего и наибольшего значений в июле и январе (табл. 4.4). Для всех сезонов, кроме лета, наиболее значительное уменьшение суммарной толщины наблюдается в слое 6–10 км.

Установлено понижение нижней и верхней границ ОС с количеством облачности 80–100 % (табл. 4.1). Декадные изменения имеют некоторые сезонные изменения. В июле имеют место наименьшее убывание нижней границы и наибольшее убывание верхней границы. Для января, наоборот, характерно наибольшее убывание нижней границы и наименьшее убывание верхней границы.

Таблица 4.4

Декадные изменения средней суммарной толщины (м/десятилетие) ОС с количеством облачности 80–100 %, вычисленные по модели линейных трендов для различных атмосферных слоев для глобуса за период 1964–1998 гг. для центральных месяцев сезонов. КАРДС. Приведено из [181]

Атмосферный слой, км	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	В сумме
0–10	-113	-106	-65	-90	-94
6–10	-124	-114	-82	-107	-108
2–6	-60	-70	-83	-61	-68
0–2	-39	-47	-43	-46	-43

Для земного шара рис. 4.7 и табл. 4.2 и 4.4 показывают увеличение средней повторяемости и уменьшение средней суммарной толщины сплошных ОС. Но анализ географического распределения показал, что для каждого месяца на земном шаре существуют области как с положительными, так и отрицательными декадными изменениями. Географическое распределение изменяется с сезоном. Это видно из рис. 4.8, на котором показаны распределения для центральных месяцев сезонов.

Декадные изменения осредненной повторяемости ОС положительные для всех месяцев для глобуса, за исключением некоторой части бывшего СССР (для всех сезонов), части Африки (январь и апрель) и части Индийского океана (июль). Наиболее значительное возрастание трендов отмечено для Австралии и части Атлантического и Тихого океанов.

Декадные изменения средней суммарной толщины ОС отрицательны для большей части глобуса. Возрастающие тренды имеют место только для средних и высоких широт Западного полушария для всех сезонов.

Для большей части глобуса увеличение повторяемости имеет место с одновременным уменьшением суммарной толщины сплошных ОС. Возрастание как повторяемости, так и толщины сплошных ОС имеет место для средних и высоких широт Западного полушария. Убывание этих характеристик имеет место для части Восточной Сибири.

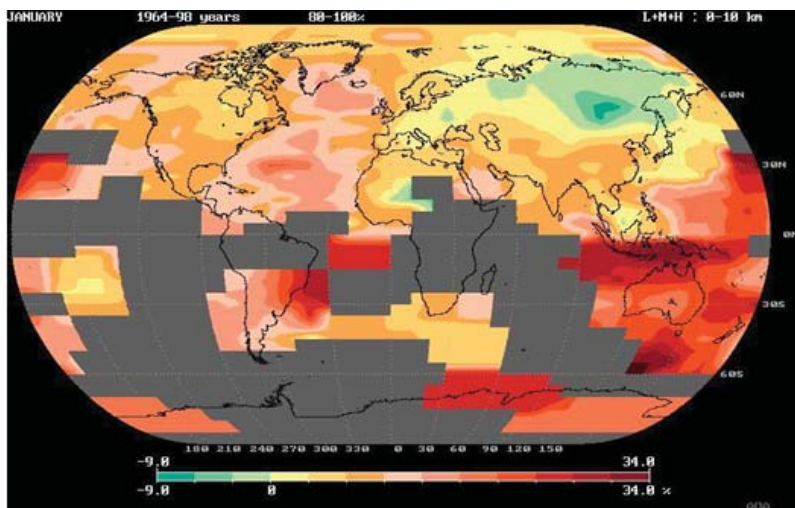
Временные изменения толщины слоев нижней облачности

Основной целью данного раздела является исследование трендов средней суммарной толщины и повторяемости слоев нижней облачности (в атмосферном слое 0–2 км) по градациям количества облачности (0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % небосвода) по данным о восстановленной облачности [179].

Временные ряды средней повторяемости ОС в слое 0–2 км, их суммарной толщины для градаций количества облачности и соответствующие линейные тренды показаны на рис. 4.9.

Для земного шара декадные изменения средней повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % (с любым из 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 %) небосвода показывают возрастание в атмосферном слое

а) Декадные изменения для повторяемости ОС с количеством облачности 80–100 % в слое 0–10 км для января [181]



б) Декадные изменения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 80–100 % в слое 0–10 км для января [181]

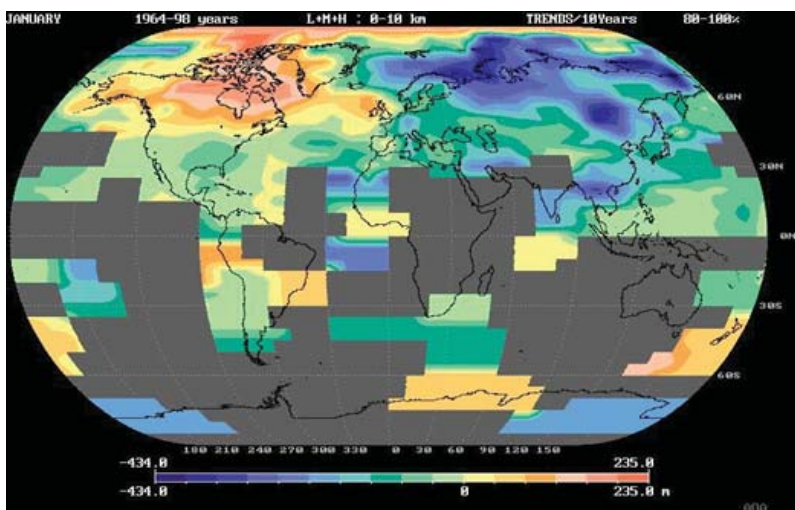
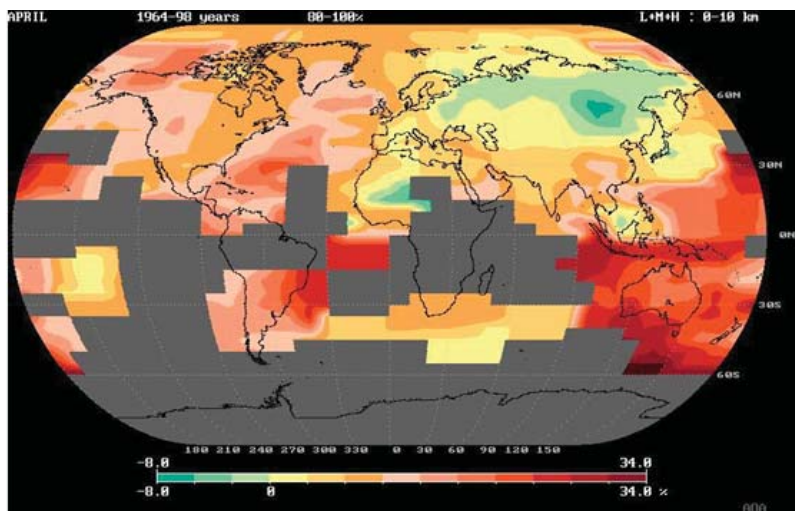


Рис. 4.8 (а, б). Географическое распределение декадных изменений, вычисленных для моделей линейных трендов, для повторяемости (%/десятилетие) (а) ОС с количеством облачности 80–100 % и их суммарной толщины (м/ десятилетие) (б). 0–10 км. КАРДС. Январь, апрель, июль, октябрь. 1964–1998 гг.

в) Декадные изменения для повторяемости ОС с количеством облачности 80–100 % в слое 0–10 км для апреля



г) Декадные изменения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 80–100 % в слое 0–10 км для апреля

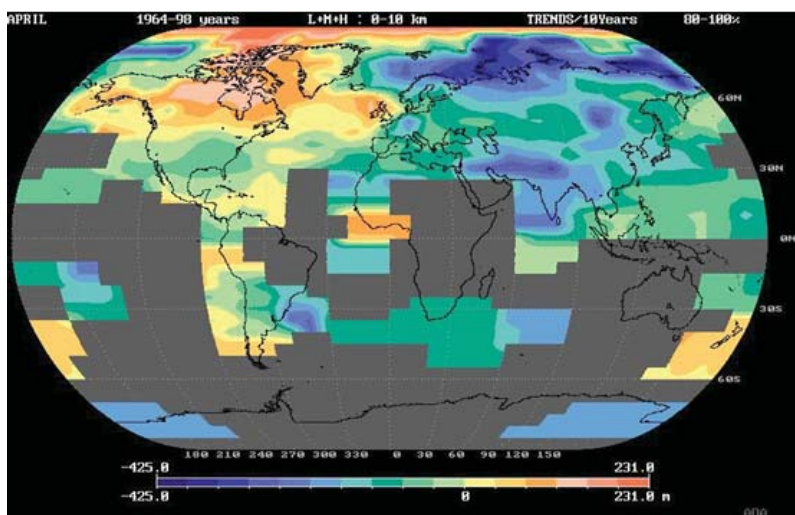
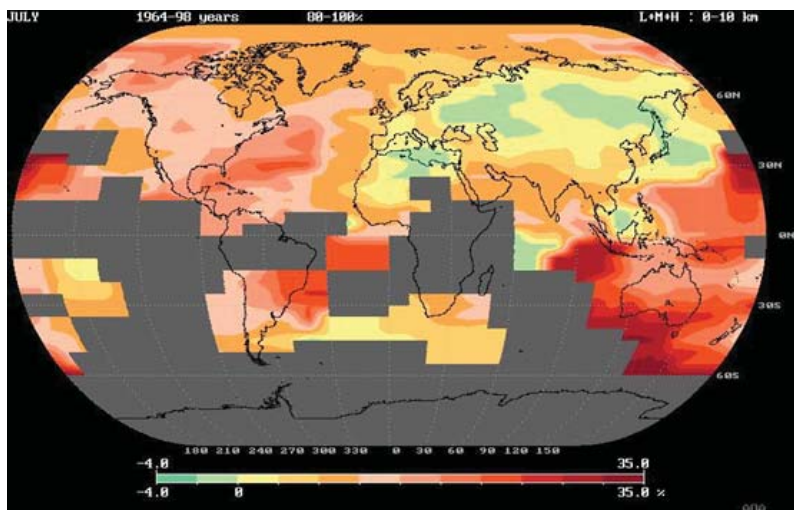


Рис. 4.8 (в, г). Географическое распределение декадных изменений, вычисленных для моделей линейных трендов, для повторяемости (%/десятилетие) (в) ОС с количеством облачности 80–100 % и их суммарной толщины (м/ десятилетие) (г). 0–10 км. КАРДС. Январь, апрель, июль, октябрь. 1964–1998 гг.

д) Декадные изменения для повторяемости ОС с количеством облачности 80–100 % в слое 0–10 км для июля



е) Декадные изменения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 80–100 % в слое 0–10 км для июля

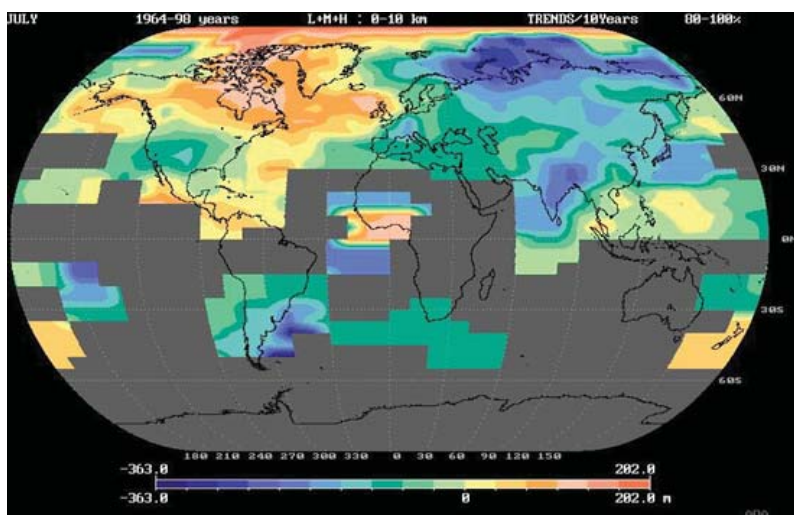
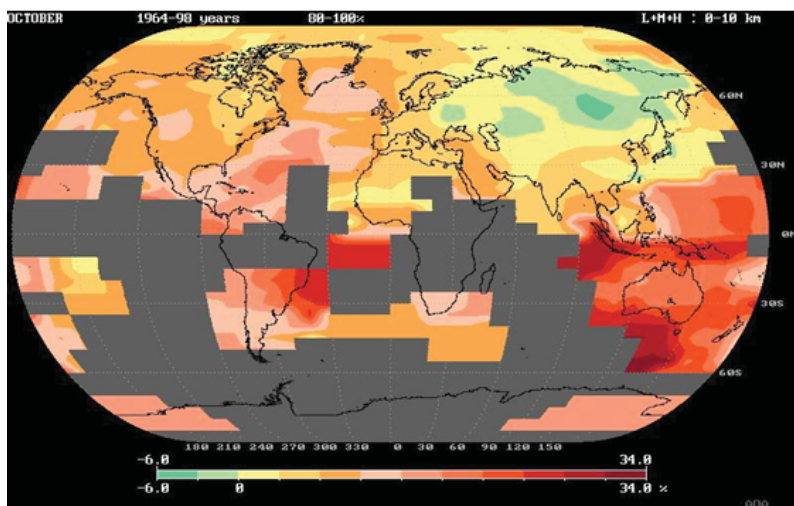


Рис. 4.8 (д, е). Географическое распределение декадных изменений, вычисленных для моделей линейных трендов, для повторяемости (%/десятилетие) (д) ОС с количеством облачности 80–100 % и их суммарной толщины (м/ десятилетие) (е). 0–10 км. КАРДС. Январь, апрель, июль, октябрь. 1964–1998 гг.

ж) Декадные изменения для повторяемости ОС с количеством облачности 80–100 % в слое 0–10 км для октября



з) Декадные изменения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 80–100 % в слое 0–10 км для октября

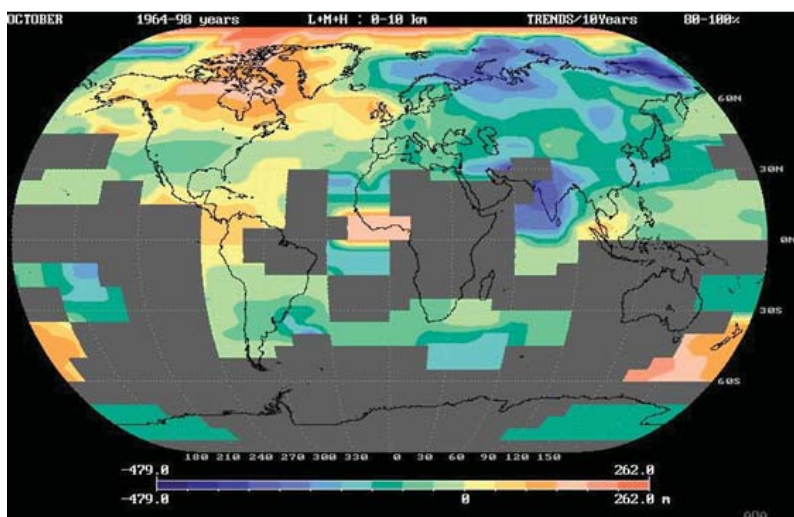


Рис. 4.8 (ж, з). Географическое распределение декадных изменений, вычисленных для моделей линейных трендов, для повторяемости (%/десятилетие) (ж) ОС с количеством облачности 80–100 % и их суммарной толщины (м/десятилетие) (з). 0–10 км. КАРДС. Январь, апрель, июль, октябрь. 1964–1998 гг.

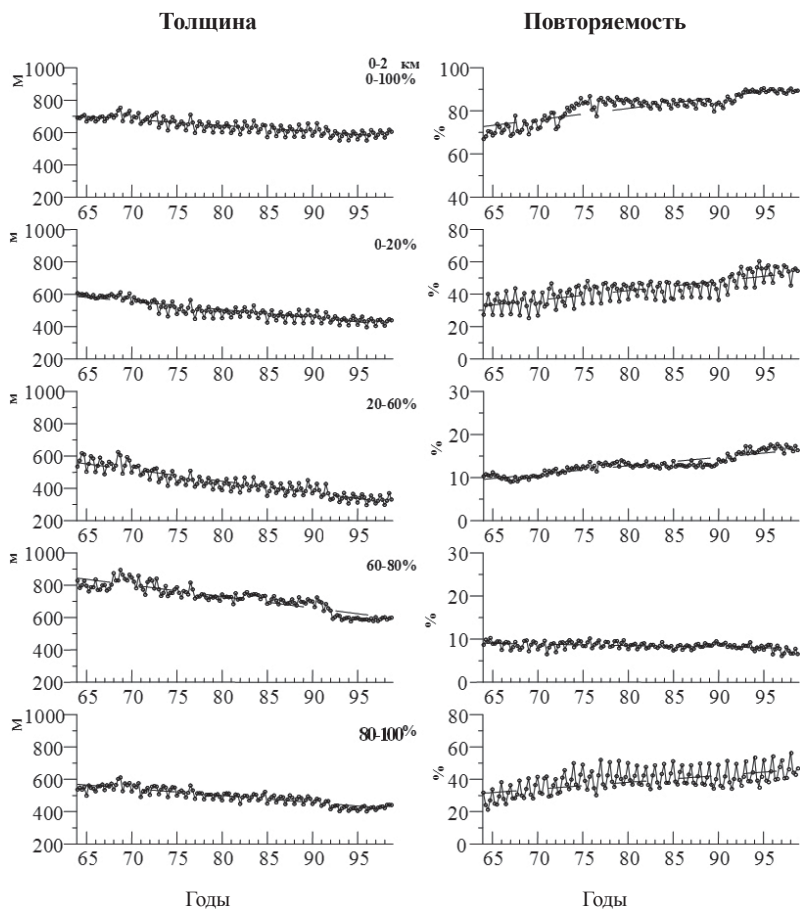


Рис. 4.9. Временные ряды и соответствующие линейные тренды для средних суммарной толщины (слева) и повторяемости (справа) восстановленных ОС в атмосферном слое 0–2 км для различных градаций количества облачности (0–100, 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % поверхности небосвода). КАРДС. Центральные месяцы сезонов. 1964–1998 гг. [179]

0–2 км (табл. 4.2) с декадным изменением около 5,3 %/десятилетие. Имеют место некоторые сезонные различия декадных изменений повторяемости с максимальным значением в январе и минимальным значением в июле.

Декадные изменения с различным количеством облачности изменяются, завися от сезона. Наиболее значительное возрастание повторяемости имеет место для ОС нижнего яруса с количеством облачности 0–20 и 80–100 % поверхности небосвода для всех сезонов.

Для земного шара декадные изменения средней суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % небосвода показывают убывание в атмосферном слое 0–2 км (табл. 4.5) со скоростью около -37 м/десятилетие. Декадные изменения толщины нижней облачности с различным ее количеством также изменяются с сезоном. Величина декадных изменений имеет минимальное значение в январе только для ОС с количеством облачности 20–60 и 80–100 % небосвода. Минимальные изменения суммарной толщины для других градаций количества облачности имеет место в июле.

Таблица 4.5

Декадные изменения, вычисленные по модели линейных трендов суммарной толщины (м/десятилетие) ОС с различным количеством облачности (0–100, 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % небосвода) для атмосферного слоя 0–2 км. Подчеркнуты значения, не удовлетворяющие 99 %-ному уровню значимости. КАРДС. Центральные месяцы сезонов. 1964–1998 гг. [179]

Кол-во облач., % небосвода	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	В сумме
0–20 %	-58	-49	-44	-52	-50
20–60 %	-66	-72	-72	-78	-71
60–80 %	-75	-70	-62	-78	-71
80–100 %	-39	-47	-43	-46	-43
0–100 %	-40	-39	-31	-41	-37

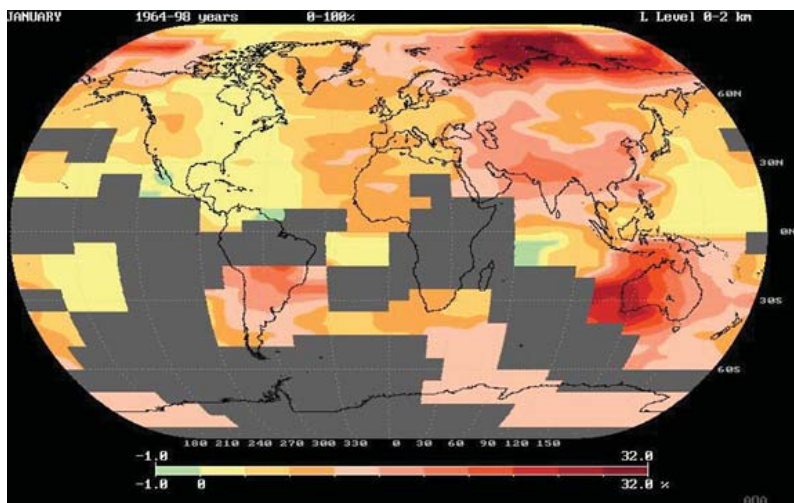
Рис. 4.9, табл. 4.2 и 4.5 указывают на возрастание средней повторяемости и убывание средней суммарной толщины ОС нижнего яруса для земного шара. Но анализ географического распределения декадных изменений толщины показал, что существуют регионы как с положительными, так и с отрицательными значениями для центральных месяцев всех сезонов. Декадные изменения для толщины положительны для некоторых низких и средних широт.

Итак, для земного шара убывание средней суммарной толщины для облачных слоев нижнего яруса с количеством облачности 0–100 % составляет около -37 м/десятилетие и возрастание средней повторяемости около 5,3 %/десятилетие [179].

Анализ географического распределения декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов для средней суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–2 км, показывает ее убывание для большей части земного шара. Для различных регионов глобуса убывание толщины не более чем -33 м/десятилетие и возрастание не более чем 10 м/десятилетие для всех центральных месяцев сезонов. Результаты для января показаны на рис. 4.10 а.

Для высоких широт небольшое возрастание трендов толщины (около 3 м/десятилетие) имеет место для некоторых регионов Северного Ледовитого океана в Западном полушарии для всех сезонов, за исключением лета. Наибольшая область с ее возрастанием была отмечена в апреле.

а) Декадные изменения для средней повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–2 км для января [179]



б) Декадные изменения для суммарной толщины ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–2 км для января [179]

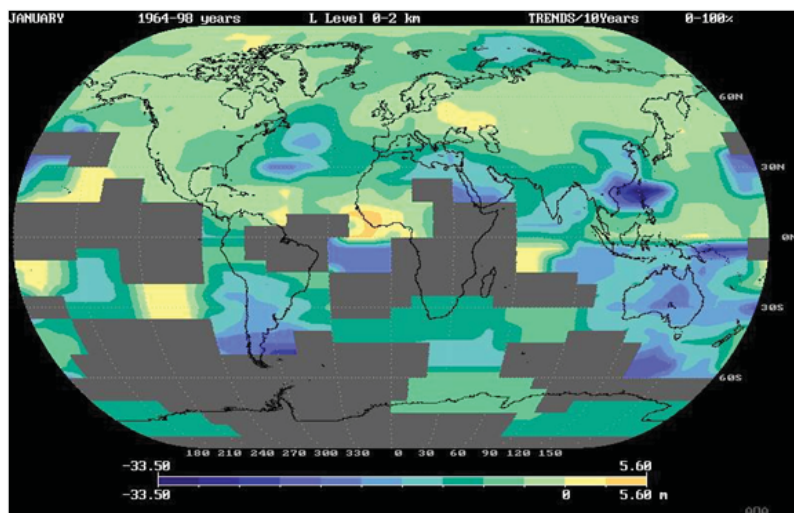


Рис. 4.10. Географическое распределение декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов средней повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % в слое 0–2 км и их средней суммарной толщины (м/десятилетие). КАРДС. Январь. 1964–1998 гг. [179]

Для средних широт небольшое возрастание трендов толщины (2–3 м/десятилетие) имеет место для некоторых регионов Европы в январе и восточной части Северной Америки в июле, а также восточной части Тихого океана в октябре.

Для низких широт декадные изменения показывают возрастание толщины для некоторых регионов Тихого и Атлантического океанов для всех сезонов, а для Индийского океана они отмечены только в январе и апреле.

Для земного шара декадные изменения средней повторяемости ОС с количеством облачности 0–100 % показывают возрастание в атмосферном слое 0–2 км со скоростью около 5,2 %/десятилетие. Географическое распределение декадных изменений средней повторяемости показано на рис. 4.10 б.

4.2. Связь глобальных климатических изменений ОС и параметров атмосферы

О климатических изменениях вертикальной макроструктуры облачных слоев и некоторых аэрологических параметров в атмосферном слое 0–6 км над Арктическим регионом

Важными взаимосвязанными и наиболее изменчивыми элементами климата являются облачность и осадки [199, 200]. Наличие облачности является необходимым условием для выпадения осадков. Для уточнения ее роли в изменении климата важно понять, какого рода изменения происходят на различных уровнях в атмосфере. Являются ли они пространственно однородными на фиксированных высотах над уровнем подстилающей поверхности? Как было показано в серии работ [145, 178–182, 184–190, 192, 381], климатические изменения температуры, параметров влажности в тропосфере и параметров вертикальной макроструктуры облачных слоев пространственно неоднородны. В данном разделе основное внимание уделено долгопериодным изменениям на различных высотах в атмосферном слое ниже 6 км, их внутригодовой изменчивости и пространственной неоднородности для температуры, влажности и облачности, потому что хорошо известно, что наибольшее количество осадков выпадает именно из облаков среднего яруса [76].

В связи со значительным потеплением в северной полярной области и уменьшением протяженности морского льда [41, 166] большое значение придается исследованию облачности над Арктикой [159, 176, 193, 222, 223, 283, 284, 302, 314, 359–361, 363, 365, 370, 373, 382, 409, 419, 420, 453]. Так как наибольшее количество влаги в Арктический регион приносится при адвекции, поэтому ниже приведены географические распределения трендов метеопараметров и характеристик ОС для земного шара, но анализ некоторых особенностей климатических изменений представлен только регионов, расположенных в высоких и средних широтах.

Анализ был ограничен слоем тропосферы до 6 км для центральных месяцев зимы и лета, января и июля, сроков наблюдений 00 GMT и 12 GMT.

При исследовании были использованы только зондирования с данными как для температуры, так и влажности от поверхности земли до 6 км, и за месяц должно быть не менее 25 зондирований.

Поскольку облака могли отсутствовать во время зондирования, поэтому облачные слои могли не определяться при каждом зондировании. Только те месяцы (январь, июль), которые содержали, по крайней мере, 10 зондирований с облаками, были включены во временные ряды. Временные ряды были созданы для облачных слоев с количеством облачности, находящимся в интервале 80–100 % поверхности небосвода.

Табл. 4.6 показывает нам потепление и уменьшение относительной влажности для всех изучаемых уровней для земного шара. Но анализ географического распределения показал, что на земном шаре существуют регионы как с положительными, так и с отрицательными значениями декадных изменений для температуры и относительной влажности для каждой изобарической поверхности и месяца (рис. 4.11 и 4.12).

Таблица 4.6

Декадные изменения, вычисленные по модели линейных трендов, для аномалий температуры T ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$) и относительной влажности R ($\%/\text{десятилетие}$) для уровня земли и стандартных изобарических поверхностей для земного шара. КАРДС. 1964–1998 гг.

Изобарическая поверхность, гПа	Январь		Июль	
	ΔT	ΔR	ΔT	ΔR
500	0,12	– 0,88	0,11	– 0,08
700	0,20	– 0,88	0,22	– 0,54
850	0,34	– 0,56	0,22	– 0,07
Уровень подстилающей поверхности	0,31	0,06	0,12	0,04

В качестве характеристик ОС в данном разделе выбрана суммарная толщины и повторяемости ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода в слоях 0–2 и 2–6 км.

Табл. 4.2, 4.4, 4.7 и рис. 4.7 показывают убывание суммарной толщины и возрастание осредненной повторяемости ОС с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода для различных атмосферных слоев для земного шара. Такой же результат, как и для температуры, имеет место и для географических распределений декадных изменений средних значений повторяемости сплошных облачных слоев и средних их суммарной толщины для атмосферных слоев 0–2 и 2–6 км (рис. 4.13). Географические распределения зависят от сезона. Например, географические распределения декадных изменений средних значений повторяемости сплошных облачных слоев и их суммарной толщины в слое 2–6 км для января и июля указывают на возрастание толщины в некоторых регионах в высоких и средних широтах Западного полушария и убывания в тех же широтах Восточного полушария, возрастание повторяемости облачных слоев для большинства регионов земного шара.

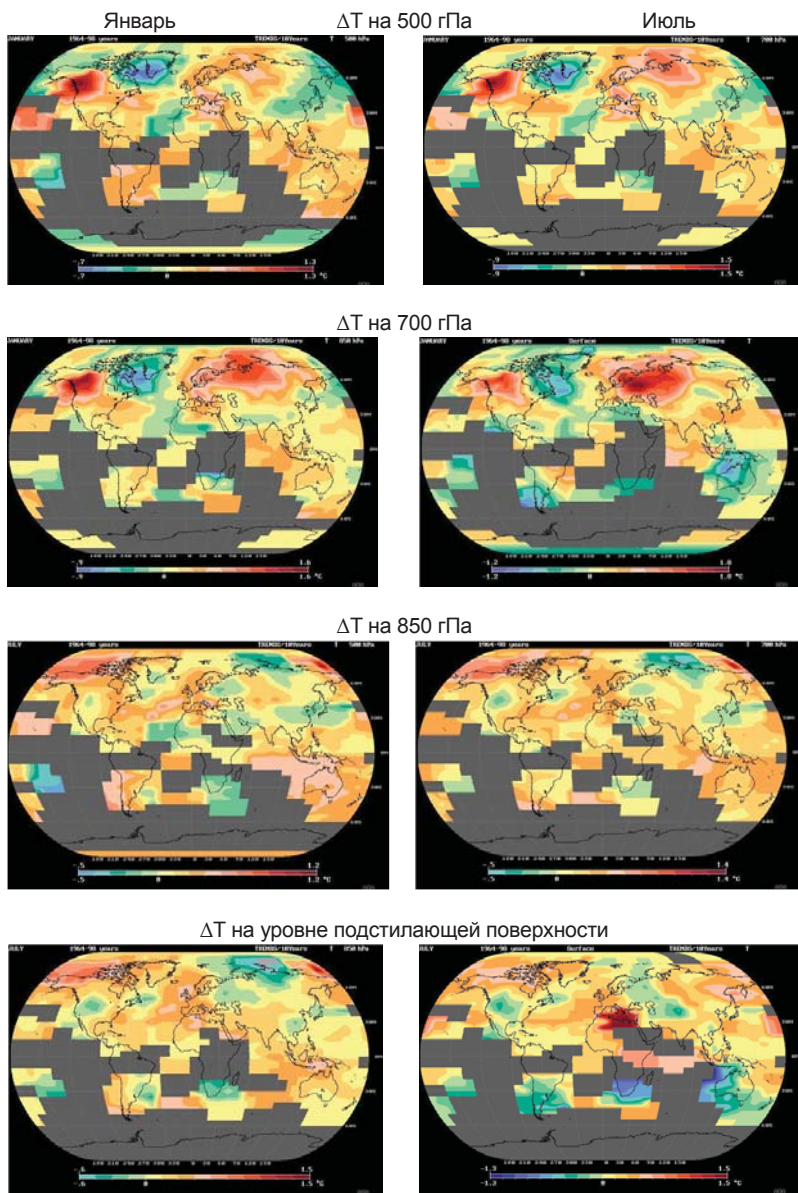


Рис. 4.11. Географическое распределение декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов, для температуры на уровне подстилающей поверхности и изобарических поверхностях 850, 700, 500 гПа для января и июля. КАРДС. 1964–1998 гг. [186]

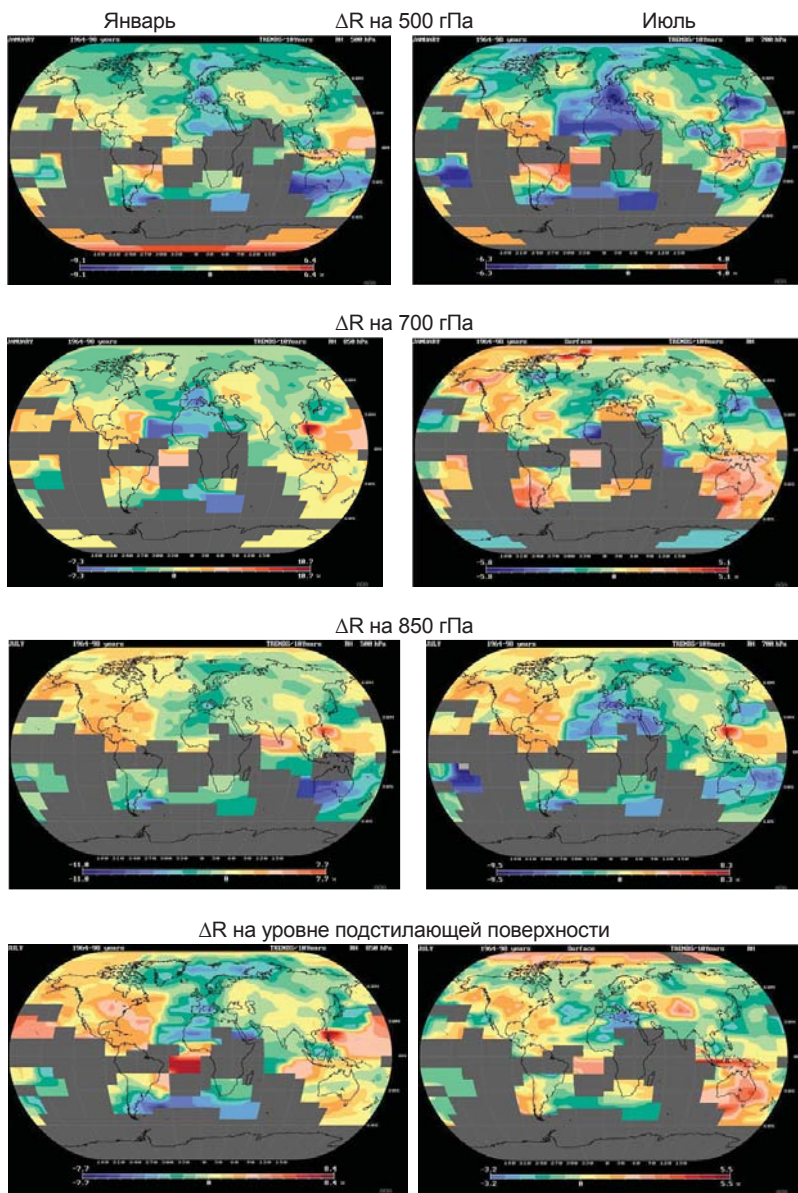
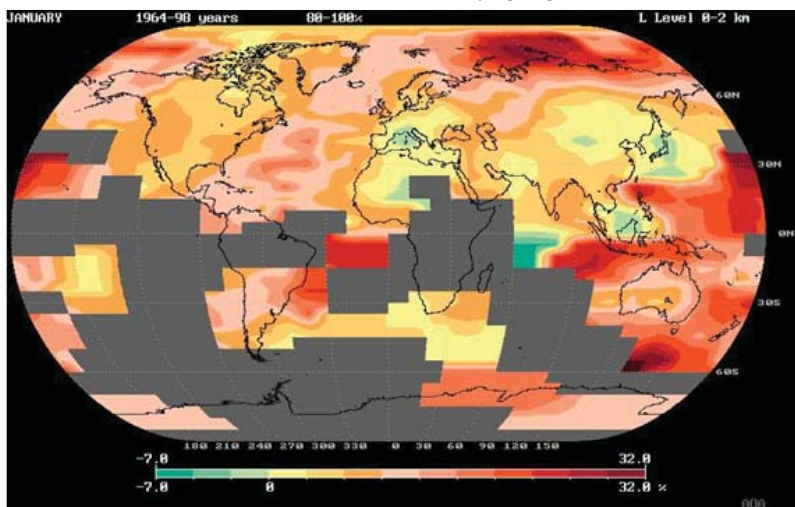


Рис. 4.12. Географическое распределение декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов, для относительной влажности на уровне подстилающей поверхности и изобарических поверхностях 850, 700, 500 гПа для января и июля. КАРДС.1964–1998 гг. [186, 187]

а) Декадные изменения повторяемости сплошных ОС
в слое 0–2 км для января [179]



б) Декадные изменения для толщины сплошных ОС
в слое 0–2 км для января [179]

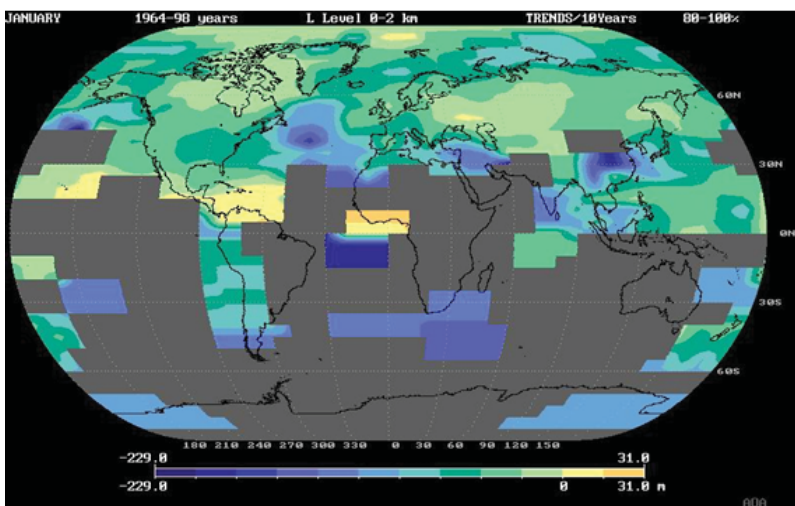
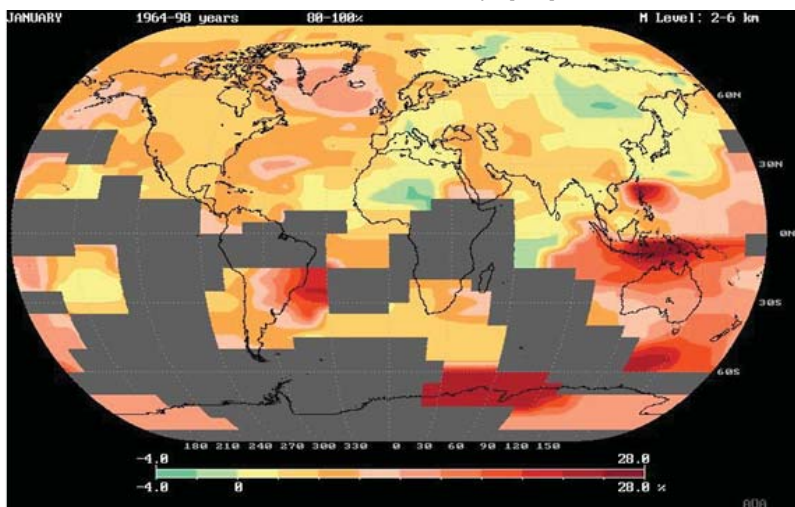


Рис. 4.13 (а, б). Географические распределения декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов, для повторяемости сплошных облачных слоев и их суммарной толщины в слоях 0–2 и 2–6 км для января и июля. КАРДС. 1964–1998 гг.
Январь. 0–2 км. Количество облачности 80–100 %

в) Декадные изменения повторяемости сплошных ОС
в слое 2–6 км для января [186]



г) Декадные изменения для толщины сплошных ОС
в слое 2–6 км для января [186]

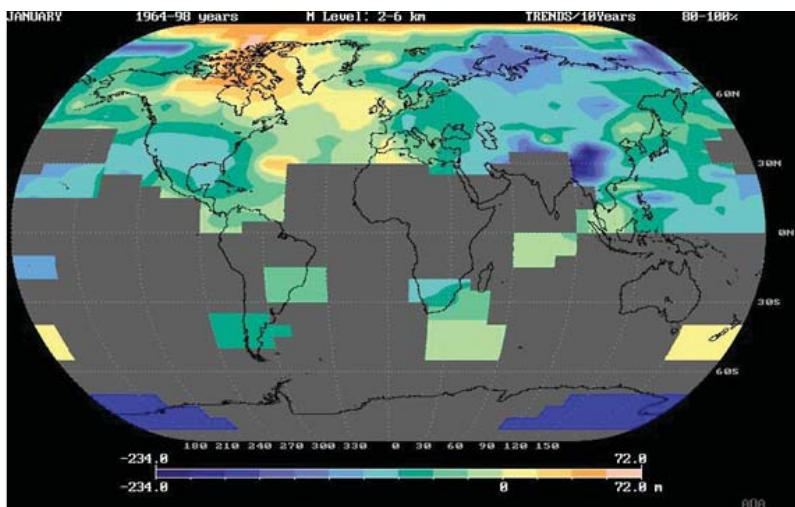
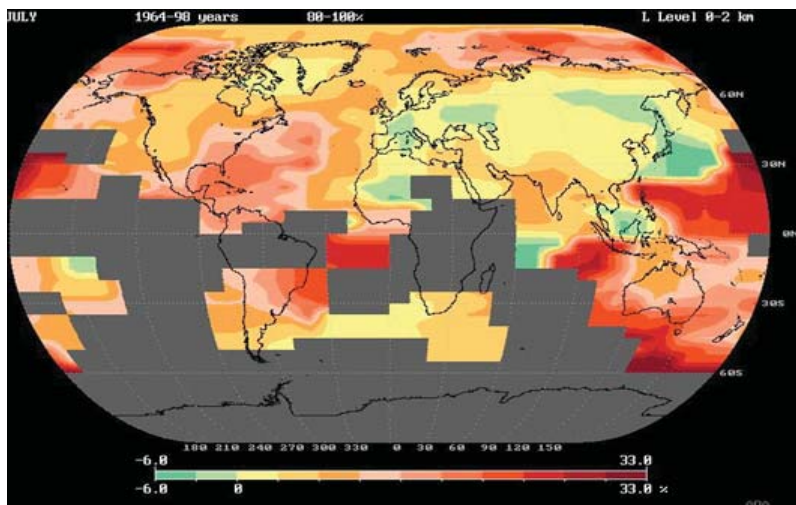


Рис. 4.13 (в, г). Географические распределения декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов, для повторяемости сплошных облачных слоев и их суммарной толщины в слоях 0–2 и 2–6 км для января и июля. КАРДС. 1964–1998 гг.
Январь. 2–6 км. Количество облачности 80–100 %

д) Декадные изменения повторяемости сплошных ОС
в слое 0–2 км для июля



е) Декадные изменения для толщины сплошных ОС
в слое 0–2 км для июля

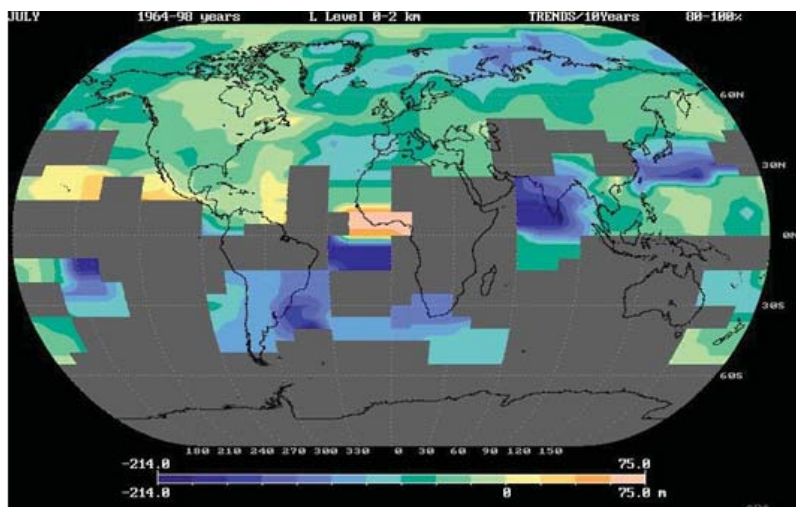
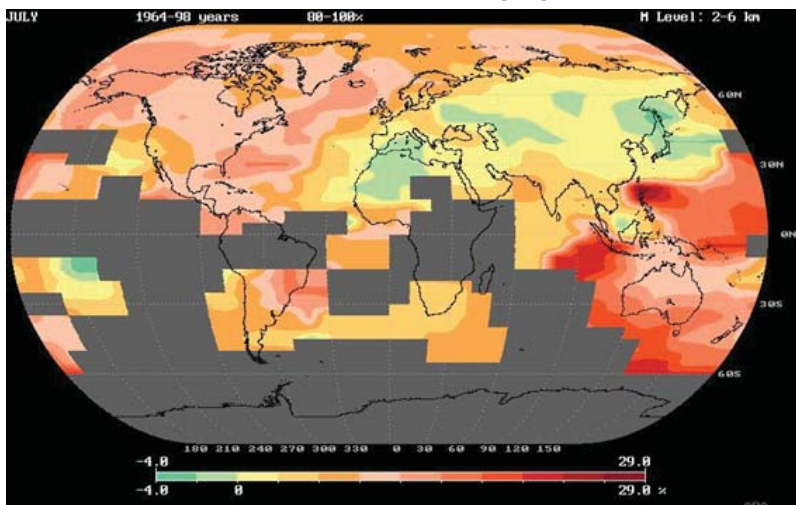


Рис. 4.13 (д, е). Географические распределения декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов, для повторяемости сплошных облачных слоев и их суммарной толщины в слоях 0–2 и 2–6 км для января и июля. КАРДС. 1964–1998 гг. Июль. 0–2 км. Количество облачности 80–100 %

ж) Декадные изменения для повторяемости сплошных ОС
в слое 2–6 км для июля [186]



з) Декадные изменения для толщины сплошных ОС
в слое 2–6 км для июля [186]

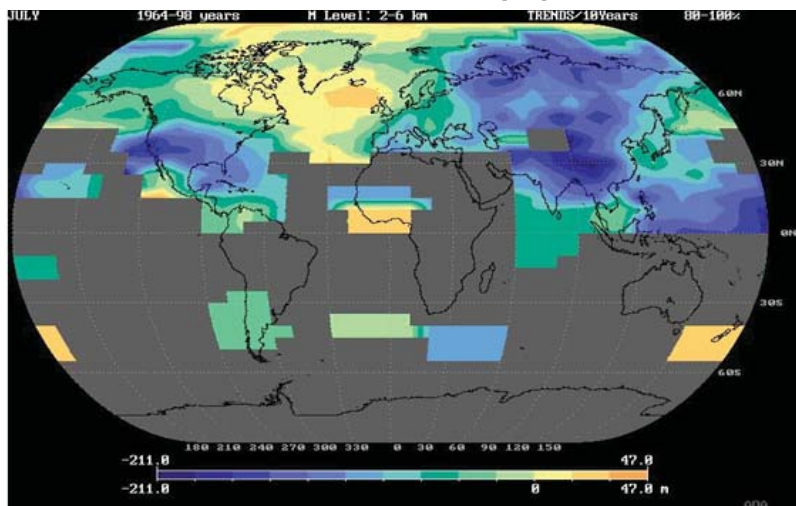


Рис. 4.13 (ж, з). Географические распределения декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов, для повторяемости сплошных облачных слоев и их суммарной толщины в слоях 0–2 и 2–6 км для января и июля. КАРДС. 1964–1998 гг. Июль. 2–6 км. Количество облачности 80–100 %

Таблица 4.7

Декадные изменения, вычисленные по модели линейных трендов, для средних суммарной толщины (м/десятилетие) и осредненной повторяемости (%/десятилетие) облачных слоев с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода для различных атмосферных слоев для земного шара. КАРДС. 1964–1998 гг.

Атмосферный слой	Январь		Июль	
	Толщина, м/десятилетие	Повторяемость, %/десятилетие	Толщина, м/десятилетие	Повторяемость, %/десятилетие
0–6 км	-65	4,8	-69	5,0
2–6 км	-60	3,4	-83	4,9
0–2 км	-39	5,1	-43	4,2

Для многих регионов в высоких и средних широтах тренды температуры имеют значительную внутригодовую изменчивость с возрастанием в январе и убыванием в июле и наоборот (рис. 4.11).

В июле область слабого похолодания на уровне земли в Восточной Европе с увеличением высоты перемещается в направлении на северо-восток и на уровне 500 гПа область наибольшего похолодания расположена над морем Лаптевых и Карским морем (рис. 4.11).

В январе на Дальнем Востоке выделяется регион со слабым похолоданием на уровне земли. Но более значительное похолодание отмечается на уровнях 850, 700, 500 гПа. Область похолодания возрастает с высотой и распространяется и на всю восточную и юго-восточную часть России, и значительную часть Китая на уровне 500 гПа.

Убывание температуры на уровне подстилающей поверхности в районе Гренландии в январе было отмечено совместно: а) убыванием температуры на стандартных изобарических поверхностях 850, 700, 500 гПа (рис. 4.11); б) убыванием относительной влажности на уровне подстилающей поверхности над Атлантическим океаном и слабое возрастание над северной частью Гренландии (рис. 4.12); в) стабильностью наблюдаемых значений относительной влажности на стандартных изобарических поверхностях 850, 700, 500 гПа (рис. 4.12); г) небольшим уменьшением суммарной толщины и увеличением повторяемости средней облачности над регионом (рис. 4.13 в, 4.13 г); д) увеличением как суммарной толщины так и повторяемости средней облачности к западу от данного региона (рис. 4.13 в, 4.13 г). Возможно, причиной этого является изменение концентрации ядер конденсации. Необходимы дальнейшие исследования.

Уменьшение толщины средней облачности (рис. 4.13 г) и относительная стабильность ее повторяемости (рис. 4.13 б) определены для Восточной Сибири в январе. К западу от этого региона расположена зона сильно-го потепления на уровне земли.

В июле в средних широтах над Атлантическим океаном отмечено увеличение как суммарной толщины (рис. 4.13 з), так и повторяемости средней облачности (рис. 4.13 ж). Уменьшение средних значений суммарной толщины средней облачности и относительная стабильность или возрастание

ее повторяемости определены для Западной Европы. Это частично может быть объяснено возрастанием температуры в тропосфере над Европой.

Знания об изменениях температуры, относительной влажности и параметров облачных слоев в пространстве и во времени улучшат наше понимание происходящих климатических изменений в атмосфере.

4.3. Тренды во временных рядах некоторых параметров зондирования

Используя массив аэрологических данных КАРДС и СЕ-метод для восстановления облачности, были определены некоторые изменения в глобальном распределении облачности (повторяемости облачности, толщины, нижней и верхней границ облачных слоев) [145, 178–182, 184–190, 192, 381] за период 1964–1998 гг. Детектированные тренды показали в основном вполне ожидаемые результаты, которые следуют из многих других обнаруженных изменений климатической системы [210, 226, 239, 279, 280, 332, 336].

Но за период 1964–1998 гг. произошли некоторые изменения в инструментах наблюдений, которые могли оказать влияние на детектированные долгопериодные тренды для многих метеорологических параметров [238, 240, 378, 446, 455]. Как пример, улучшение в распределении уровней радиозондирования вдоль вертикального профиля параметров свободной атмосферы, может быть рассмотрено как одна из возможных причин для определения изменений в параметрах восстановленной облачности за 1964–1998 гг. [145, 179]. Конечно, трудно полностью отрицать эффект влияния изменений в характеристиках зондирования на результаты восстановления облачности. Поэтому достаточно интересно сравнить некоторые обнаруженные для облачности тренды с инструментальными (радиозондовыми) изменениями.

Основным изменением в технологии радиозондирования является передача более детальных профилей наблюдаемых параметров вследствие уменьшения расстояния между передаваемыми уровнями.

Рис. 4.14 и табл. 4.8 показывают, что глобальное среднее число N_{HTR} стандартных и особых уровней с данными H , T и R возрастает с десятилетним изменением около $4,3$ n /десятилетие для периода 1964–1998 гг. Среднее расстояние между уровнями Δh_{HTR} с данными H , T и R убывает с десятилетним изменением $149,6$ м/десятилетие (табл. 4.8). Годовые изменения глобального среднего Δh_{HTR} меньше чем 100 м для каждого года периода 1964–1998 гг. (рис. 4.14).

Рассмотрим изменения в радиозондовых наблюдениях в течение 1964–1998 гг. для январей. Осредненная по глобальному множеству 795 станций максимальная высота с передаваемыми данными по температуре (T) и влажности (R) составляет около $13\,107$ м с доминантной тенденцией к возрастанию [145]. Осредненное число уровней с T - и R -значениями равно $19,7$, в то время как осредненное число уровней в аэрологических сообщениях составляет $28,1$. Линейные тренды для январей 1964–1998 гг. в осредненном числе уровней с переданными T - и R -значениями показаны

на рис. 4.15 а. Для визуализации данных тренды были интерполированы из ближайших станций на регулярную сетку. Легко видеть, что везде на глобусе тренды положительны с минимальным значением 1 уровень/десятилетие до 15 уровней/десятилетие и средним значением около 4 уровней/десятилетие. Наиболее значительное возрастание числа уровней (до 10–15 уровней/десятилетие) имеет место на территории США (включая Аляску), центральной части Тихого океана и несколько меньше для большей части Южного полушария.

Осредненная по 795 глобальным станциям толщина между такими уровнями (с переданными T - и R -значениями) Δh_{HTR} составляет около 800 м. Линейные тренды для январей 1964–1998 гг. в осредненной Δh_{HTR} показаны на рис. 4.15 (опять тренды по станциям были интерполированы на ближайшие узлы сетки). Отрицательный тренд является преобладающим для большей территории глобуса. Это означает, что осредненная Δh_{HTR} для январей убывает со скоростью около -148 м/десятилетие, будучи осредненной по территории.

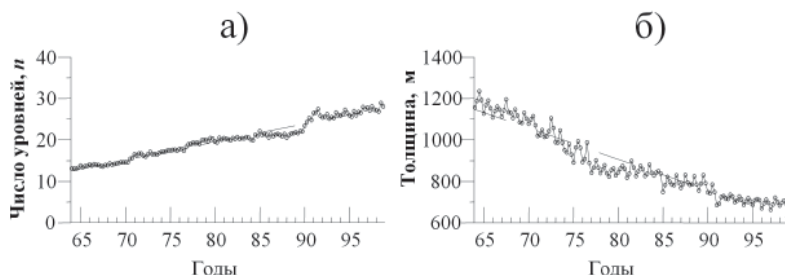


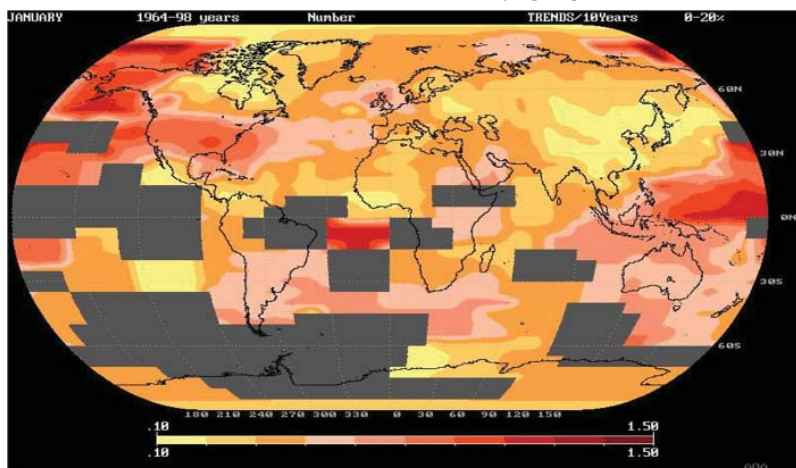
Рис. 4.14. Временные ряды для некоторых характеристик зондирования: (а) – для среднего числа уровней (N_{HTR}) с данными о высоте (H), температуре (T) и влажности (R); (б) – для средней толщины слоя между такими уровнями (Δh_{HTR}) и соответствующие тренды. КАРДС. Центральные месяцы сезонов, 1964–1998 гг. Приведено из [179]

Таблица 4.8

Декадные изменения, вычисленные по модели линейных трендов (п/десятилетие и м/десятилетие соответственно) для характеристик зондирования: среднего числа уровней (N_{HTR}) с данными о высоте (H), температуре (T) и влажности (R); среднего расстояния между такими уровнями (Δh_{HTR}). КАРДС. Центральные месяцы сезонов, 1964–1998 гг. Приведено из [179]

Характеристики зондирования	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	В сумме
N_{HTR}	4,2	4,2	4,5	4,2	4,3
Δh_{HTR}	-148,1	-150,0	-155,6	-146,2	-149,6

а) Декадные изменения среднего числа уровней N_{HTR} с присутствующими T - и R -значениями для января [145]



б) Декадные изменения для средней толщины слоев между уровнями (Δh_{HTR}) с присутствующими T - и R -значениями для января [145]

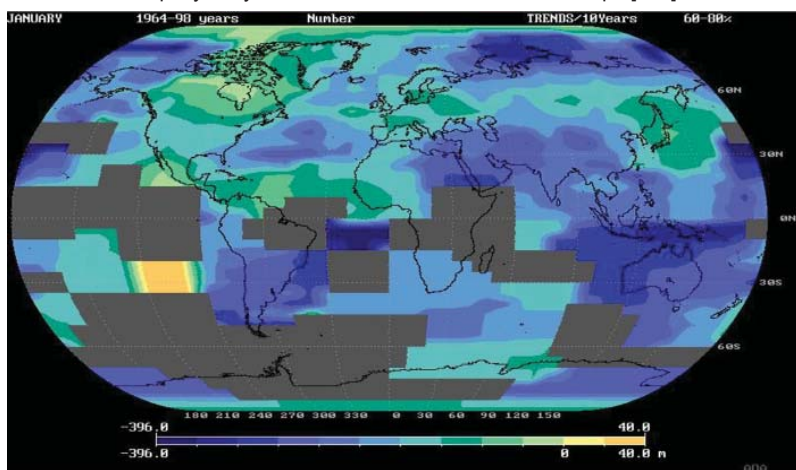


Рис. 4.15. Географическое распределение декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов, среднего числа уровней с присутствующими T - и R -значениями (а) и средней толщины слоев (б) между уровнями (Δh_{HTR}) с переданными T - и R -значениями (м/десятилетие). КАРДС. Январь. 1964–1998 гг.

Анализ географического распределения декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов для средней Δh_{HTR} , показал тенденцию к убыванию толщины с декадным изменением приблизительно до -100 – -200 м/десятилетие для некоторых регионов в высоких широтах Северного полушария и низких широт обоих полушарий (рис. 4.15 а). Для января и апреля существует небольшой регион в Тихом океане с возрастанием Δh_{HTR} со скоростью 40 м/десятилетие. Для большей части территории средних широт декадные изменения обычно изменяются в пределах от -40 до -160 м/десятилетие для всех сезонов.

Для большей части глобуса повторяемость слоев нижней облачности возрастает и суммарная толщина этих слоев убывает. Результаты согласуются с результатами, полученными Норисом и Леови [332], Парунго с соавторами [336] об увеличении повторяемости слоистых форм облачности над некоторыми регионами земного шара.

Совместный анализ географических распределений декадных изменений параметров облачности [179, 381] и характеристик зондирования для всех месяцев показал, что декадные изменения параметров облачности нельзя объяснить только изменениями в характеристиках зондирования.

4.4. Исследование вертикальной макроструктуры облачности при различных погодных условиях в Арктике

В связи с изменением площади пространства, занимаемой льдом, и изменением его границ в северном полярном регионе [41, 166] в последние годы активно проводятся исследования облачности над Арктикой [159, 176, 193, 222, 223, 283, 284, 302, 314, 359, 361, 363, 365, 370, 373, 382, 409, 419, 420, 453]. Высота нижней границы облачности, продолжительность выпадения осадков и их тип оказывают влияние на процесс испарения с поверхности подстилающей поверхности. Известно, что тип осадков и их интенсивность зависят от форм облачности [76, 175, 266], а существование различных форм облаков ассоциируется с широкой изменчивостью термодинамических процессов в климатической системе [76, 199, 200].

Как отмечалось выше, долгопериодные изменения характеристик облачного покрова отмечены на основе метеорологических [2, 38, 95, 104–107, 121, 138, 175, 213, 222–225, 227, 259–261, 276, 280, 385, 386, 388, 422], аэрологических [128, 129, 178–182, 184–190, 193, 381] и спутниковых наблюдений [419, 435]. По данным наземных наблюдений за облачностью в различных регионах земного шара были отмечены изменения количества облачности ее нижней границы, повторяемости отдельных форм облаков. На основе анализа более коротких (по сравнению с рядами наземных наблюдений) рядов спутниковых данных ISCCP [352, 353] за период 1983–2001 гг. [353] и HIRS за период 1979–2001 гг. [435] получены результаты об изменении глобального количества облачности.

В разделах 4.1 и 4.2 были приведены оценки глобальных и региональных трендов во временных рядах параметров облачных слоев, восстановленных с использованием CE-метода на основе данных радиозондовых

наблюдений, содержащихся в массиве КАРДС, за период 1964–1998 гг. для центральных месяцев сезонов, упорядоченных хронологически. Они позволяют сделать вывод о территориальной и сезонной неоднородности происходящих изменений облачности с преобладанием регионов, над которыми их нижняя граница понижается, а верхняя возрастает; определена тенденция к увеличению повторяемости многослойных облачных систем с увеличением суммарной толщины ОС в атмосферном слое 0–10 км и убыванием в слое 0–2 км [190].

Для сплошных ОС в атмосферном слое 0–10 км отмечено убывание как нижней, так и верхней границ; декадные изменения показывают возрастание их повторяемости с уменьшением суммарной толщины. Значения трендов несколько изменяются с сезоном. Для большей части земного шара увеличение их повторяемости имеет место с уменьшением их толщины; возрастание как повторяемости, так и толщины характерно для средних и высоких широт Западного полушария; убывание как повторяемости, так и толщины отмечено для Восточной Сибири.

Некоторое влияние на величину трендов параметров ОС, безусловно, оказывает неоднородность в данных о влажности, причиной которой является смена датчиков влажности [57, 191, 367, 443]. Существуют ли естественные причины для этих изменений и можно ли по данным стандартного радиозондирования атмосферы их определить?

К объективным факторам, взаимосвязанным с климатическими изменениями параметров ОС, можно отнести изменения распределения температуры воздуха в тропосфере [4, 101–107, 381], циркуляции атмосферы [69, 83, 84, 209, 417, 452] и циклонической активности в отдельных регионах [3, 86, 95, 329, 355, 407], изменение количества облачности и повторяемости различных форм облачности [95, 121, 151, 154, 175, 213, 218, 222–225, 227, 254, 259–261, 276, 280, 301, 310, 317, 326–328, 330, 332, 336, 341, 361, 384–389, 422, 428], а также режима осадков [95, 138, 211, 244, 372, 379, 390, 422, 437, 438, 452].

Остановимся более подробно на вопросе взаимосвязи изменений временных характеристик осадков и параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы на облачные слои и безоблачные прослойки между ними. Климатические изменения в распределении температуры и влажности в тропосфере и изменения концентрации ядер конденсации ведет к долгопериодным изменениям размеров облачных капель в облаках и, следовательно, типу осадков, их количеству и интенсивности [421]. Поэтому долгопериодные изменения в режиме осадков могут привести к климатическим изменениям границ облачности, в первую очередь многобалльной, числа сплошных облачных слоев, их суммарной толщины.

Ниже приведены данные об изменении параметров сплошных ОС перед началом выпадения осадков, в процессе их выпадения и после их окончания на основе данных аэрологических наблюдений и метеорологических наблюдений за облачностью, осадками, прошедшей и текущей погодой [345].

Данные и метод

Ниже приведены результаты исследования изменений параметров вертикальной макроструктуры облачности при различных погодных условиях (перед началом, в течение и после окончания осадков), выполненного на основе совместного анализа данных радиозондирования атмосферы и наземных метеорологических наблюдений за облачностью, осадками, прошедшей и текущей погодой, проведенных в Арктическом регионе. Его целью являлось расширение наших знаний о макроструктуре полярной облачности, ее коротко- и долгопериодных изменениях и их возможных причинах с точки зрения изменений временных характеристик осадков.

В качестве информационной базы использованы результаты наземных наблюдений [345] за период 1966–1990 гг. и соответствующие профили температуры и влажности из аэрологического массива КАРДС, полученные на прибрежной станции «Остров Диксон» (20674; 73.50° с.ш., 80.40° в.д.).

Для определения параметров вертикальной макроструктуры облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности был использован СЕ-метод. (Облачные слои с толщиной менее чем 100 м в рассмотрение не включены.)

На основе данных об осадках, прошедшей и текущей погоде было сформировано четыре группы наблюдений в зависимости от фазы выпадения осадков (см. табл. 4.9).

Затем для каждой из них получены оценки средних значений для границ, числа облачных слоев с количеством облачности 80–100 % небулосвода, их суммарной толщины и суммарной толщины прослоек между ними (см. табл. 4.10 и 4.11) и их изменения (см. табл. 4.12) при различных погодных условиях (перед началом, в течение и после окончания осадков).

Из данных табл. 4.12 виден характер изменения параметров сплошных ОС при начале и конце осадков, при их длительном выпадении и отсутствии. Например, во время начала выпадения осадков высоты нижней и верхней границ сплошных облачных слоев понижаются, их число возрастает, суммарная толщина уменьшается, суммарная толщина прослоек (пространства между сплошными облачными слоями) возрастает. Это может быть только при условии, что вначале опускается нижняя граница вместе с возрастанием числа облачных слоев и суммарной толщины прослоек. Кроме того, величина понижения верхней границы меньше, чем величина понижения нижней границы.

Таблица 4.9

Идентификаторы, используемые в данной работе, для обозначения различных погодных условий, в зависимости от кодов прошедшей и текущей погоды, осадков

Идентификатор погодных условий	Прошедшая погода	Текущая погода
1	Осадков нет	Осадки
2	Осадки	Осадки
3	Осадки	Осадков нет
4	Осадков нет	Осадков нет

Таблица 4.10

Средние значения числа сплошных облачных слоев, их границ и суммарной толщины, суммарной толщины прослоек, N – число наблюдений для различных погодных условий согласно табл. 4.9.
Прошедшая погода

Параметр	Идентификатор погодных условий			
	1	2	3	4
Число ОС	3,6	4,0	3,7	3,5
Верхняя граница ОС, м	7509	7396	6989	7324
Суммарная толщина ОС, м	1894	1995	1786	1719
Суммарная толщина прослоек, м	3656	4072	3686	3355
Нижняя граница ОС, м	1942	1322	1499	2237
N	896	2254	874	1084

Таблица 4.11

Средние значения числа сплошных облачных слоев, их границ и суммарной толщины, суммарной толщины прослоек, N – число наблюдений для различных погодных условий согласно табл. 4.9.
Текущая погода

Параметр	Идентификатор погодных условий			
	1	2	3	4
Число ОС	3,9	3,9	3,4	3,6
Верхняя граница ОС, м	7357	7181	7361	7388
Суммарная толщина ОС, м	1861	1929	1899	1772
Суммарная толщина прослоек, м	3978	3836	3533	3375
Нижняя граница ОС, м	1502	1409	1913	2227
N	896	2254	874	1084

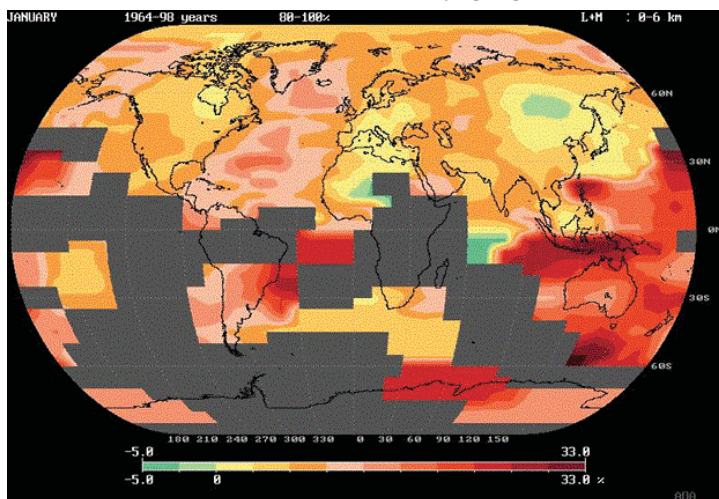
Таблица 4.12

Разница между средними значениями параметров сплошных ОС для текущей и прошедшей погоды, N – число наблюдений для различных погодных условий согласно табл. 4.9

Параметр	Идентификатор погодных условий			
	1	2	3	4
Число ОС	0,3	-0,1	-0,3	0,1
Верхняя граница ОС, м	-152	-215	372	64
Суммарная толщина прослоек, м	322	-236	-153	20
Суммарная толщина ОС, м	-33	-66	113	53
Нижняя граница ОС, м	-440	87	414	-10
N	896	2254	874	1084

На рис. 4.16 и 4.12 показаны географические распределения декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов, для суммарной толщины сплошных облачных слоев, их повторяемости в атмосферном слое 0–6 км и относительной влажности на уровне подстилающей поверхности и стандартных изобарических поверхностях 850, 700, 500 гПа для января и июля, полученные на основе КАРДС за период наблюдений 1964–1998 гг. [186, 187]. Они демонстрируют долгопериодные изменения в распределении

а) Декадные изменения для повторяемости сплошных ОС
в слое 0–6 км для января [187]



б) Декадные изменения для суммарной толщины сплошных ОС
в слое 0–6 км для января [187]

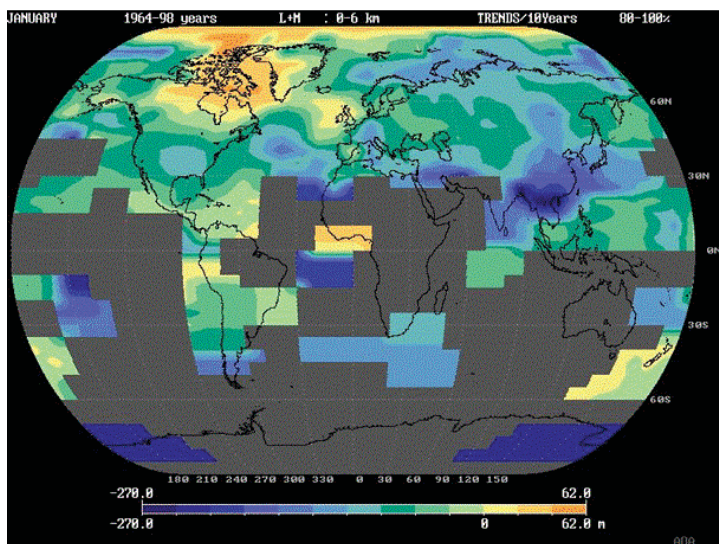
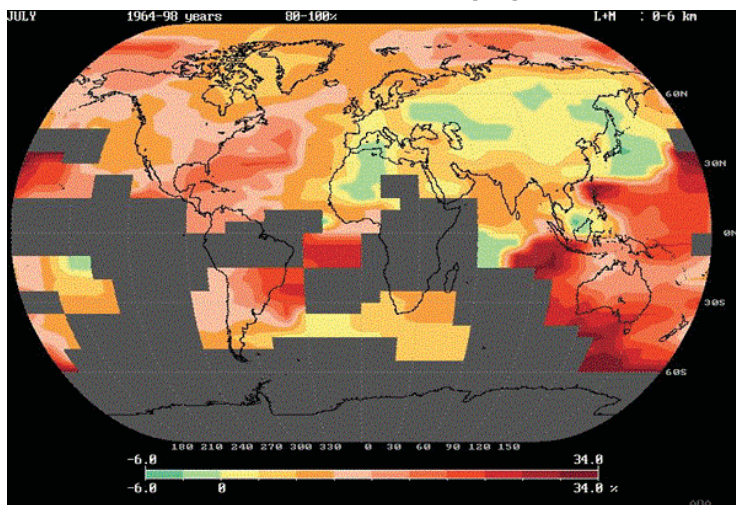


Рис. 4.16 (а, б). Географическое распределение декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов, (а, в) – для повторяемости (%/десятилетие) и (б, г) – суммарной толщины (м/десятилетие) сплошных облачных слоев в атмосферном слое 0–6 км. КАРДС. Январь и июль. 1964–1998 гг.

в) Декадные изменения для повторяемости сплошных ОС
в слое 0–6 км для июля [187]



г) Декадные изменения для суммарной толщины сплошных ОС
в слое 0–6 км для июля [187]

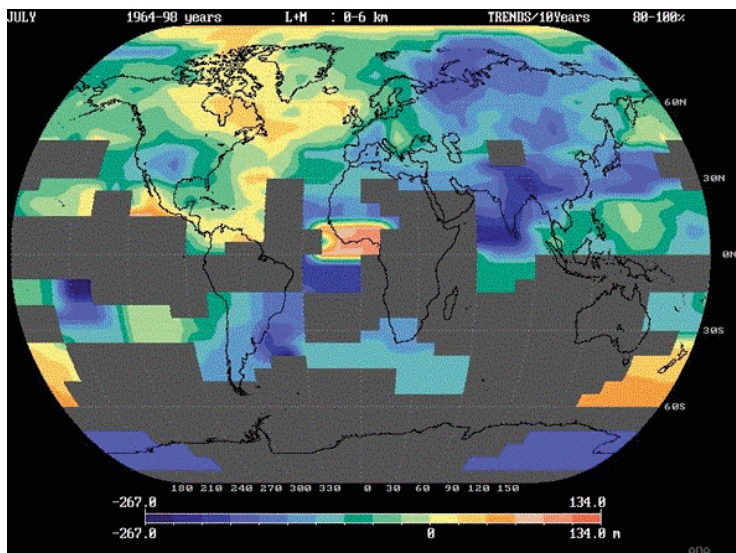


Рис. 4.16 (в, г). Географическое распределение декадных изменений, вычисленных по модели линейных трендов, (а, в) – для повторяемости (%/десятилетие) и (б, г) – суммарной толщины (м/десятилетие) сплошных облачных слоев в атмосферном слое 0–6 км. КАРДС. Январь и июль. 1964–1998 гг.

параметров облачности над поверхностью Земли, их пространственную неоднородность в атмосферном слое ниже 6 км, из которого выпадает наибольшее количество осадков [76].

Для большей части Арктики в январе и июле рис. 4.16 показывает увеличение повторяемости и уменьшение толщины сплошных ОС в слое 0–6 км, что согласуется с увеличением повторяемости или продолжительности осадков (идентификаторы погодных условий 1 или 2). Возрастание как повторяемости, так и толщины сплошных ОС для января и июля в высоких северных широтах отмечено только для района моря Баффина и Канадского арктического архипелага к западу от Гренландии. Здесь возможно увеличение продолжительности существования сплошных ОС без осадков (идентификаторы погодных условий 3 или 4).

Из результатов, представленных в табл. 4.12, следует, что изменения в повторяемости выпадения осадков и продолжительности их выпадения приведут к изменениям средних значений параметров макроструктуры облачности.

В частности, если в течение длительного временного интервала повторяемость выпадения осадков будет возрастать, то нижняя и верхняя границы будут понижаться, а толщина уменьшаться. Эти результаты согласуются с ранее полученными глобальными результатами для параметров сплошной облачности для слоя атмосферы 0–10 км [181].

Полученные знания об изменениях параметров облачных слоев перед началом, в течение и после окончания осадков улучшают наше понимание современных климатических изменений облачности.

Выводы

1. Относительно климатических изменений границ ОС в атмосферном слое 0–10 км получены следующие результаты:

- для земного шара в целом для градации количества облачности 0–100 % среднее значение нижней границы ОС убывает со скоростью 44 м/десятилетие; среднее значение верхней границы при этом возрастает с декадным изменением около 154 м/десятилетие;
- знак и величина соответствующих декадных изменений нижней и верхней границ ОС, вычисленных для градаций количества облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 %, изменяется с градацией;
- убывание как нижней, так и верхней границ отмечено только для ОС с количеством облачности 80–100 %; при этом значения декадных изменений несколько изменяются с сезоном.

2. Относительно климатических изменений суммарной толщины ОС в атмосферном слое 0–10 км получены следующие результаты:

- для всех сезонов суммарная толщина ОС в атмосферном слое 0–10 км возрастает с декадными изменениями 70–85 м/десятилетие;
- для всех сезонов суммарная толщина ОС в атмосферном слое 0–2 км убывает со скоростью 30–40 м/десятилетие; слабое убывание или возрастание суммарной толщины ОС в слоях 2–6 и 6–10 км изменяется с сезонами;

- возрастание суммарной толщины и некоторое убывание (или стабильность, или слабое возрастание) толщины для отдельных атмосферных слоев может быть объяснено возрастанием повторяемости многослойной облачности (см. п. 4 ниже).

3. Относительно климатических изменений повторяемости облачного состояния небосвода в слое 0–10 км получены следующие результаты:

- увеличение повторяемости облачного состояния небосвода с градацией количества облачности 0–100 % составляет около 1,7 %/десятилетие;
- значения декадных изменений повторяемости ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % различаются.

4. Относительно климатических изменений структуры облачности в атмосферном слое 0–10 км получены следующие результаты:

- тенденция к возрастанию многослойных облачных систем имеет место для всех сезонов;
- для ОС с количеством облачности 80–100 % декадные изменения средней повторяемости показывают возрастание, а декадные изменения средней суммарной толщины показывают тенденцию к уменьшению; их величины изменяются с сезоном.

5. Относительно географического распределения декадных изменений для параметров ОС в атмосферном слое 0–10 км получены следующие результаты:

- географическое распределение декадных изменений для средней суммарной толщины ОС пространственно неоднородно и изменяется с сезонами;
- для ОС с количеством облачности 80–100 %, для большей части земного шара возрастание повторяемости имеет место с уменьшением толщины ОС; возрастание как повторяемости, так и толщины характерно для средних и высоких широт Западного полушария; убывание как повторяемости, так и толщины имеет место для Восточной Сибири.

6. Совместный анализ географических распределений декадных изменений параметров облачности и характеристик зондирования для всех месяцев показал, что декадные изменения параметров облачности нельзя объяснить только изменениями в характеристиках зондирования.

7. Сравнение географических распределений декадных изменений DTR (среднемесячного значения амплитуды температуры [226]) и декадных изменений суммарной толщины ОС в атмосферном слое 2–6 км для января показало, что убывание DTR часто имеет место в регионах с убыванием суммарной толщины облачных слоев в этом атмосферном слое.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ к тому 2

Сформулируем основные результаты, полученные в настоящей работе.

1. Изложен разработанный метод определения облачных слоев (их границ и количества облачности) по профилям температуры и влажности. В результате сравнения профилей температуры и относительной влажности и их вторых производных с результатами наземных наблюдений за облаками были найдены условия для существования облачных слоев в форме условий на вторые производные вдоль вертикальных профилей температуры и влажности. Он позволяет получить существенно более детальную картину вертикальной структуры облачности, по сравнению с ранее используемыми методами, и в то же время является менее чувствительным к временным и пространственным инструментальным неоднородностям наблюдений датчиков температуры и влажности, что позволяет использовать его для изучения климатических изменений параметров вертикальной макроструктуры облачности на базе глобальных массивов аэрологических наблюдений.

2. Проведена апробация метода на базе многолетних аэрологических и метеорологических наблюдений для станций, расположенных в различных широтных зонах, а также данных измерений сейлометра, радара, лидара, аппаратуры со спутника, и при самолетном зондировании во время эксперимента SHEBA. Особое внимание было уделено исследованию возможности детектирования предложенным методом тонких облачных слоев.

3. СЕ-метод был применен для исследования климатических изменений параметров облачных слоев (границ, повторяемости и суммарной толщины) в различных атмосферных слоях по данным КАРДС.

4. Показано, что разница между границами облачности, определенными по истинным и наблюдаемым значениям пропорциональна скорости подъема радиозонда и значениям постоянной времени для датчиков влажности и температуры, что позволяет, зная даты смен радиозондов и датчиков влажности и их постоянные времени, получить более точные оценки трендов границ облачности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович К.Г. Некоторые особенности распределения метеорологических элементов в нижней части тропосферы в облачные и безоблачные дни // Труды ЦИП. – 1964. – Вып. 136. – С. 3–11.
2. Алдухов О.А., Булыгина О.Н., Иванов В.Н., Стерин А.М., Черных И.В., Хохлова А.В. Изменчивость метеорологических параметров в атмосфере для Калужского региона // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. – Калуга, 2004. – Вып. 7. – С. 475–488.
3. Алдухов О.А., Лагун В.Е., Черных И.В. О климатических изменениях параметров свободной атмосферы и циклонической активности над Антарктическим полуостровом // Тезисы докладов Всемирной конференции по изменению климата. 29.09–3.10.2003 г. – М.: Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, 2003. – С. 367.
4. Алдухов О.А., Лагун В.Е., Черных И.В., Яговкина С.В. Об изменении климата в тропосфере над Антарктическим полуостровом // Problemy Klimatologii Polarniej. – 2006. – V. 16. – P. 7–22.
5. Алдухов О.А., Оржеховская В.А., Садовникова Т.О., Руденкова Т.В. Архив текущей аэрологической информации «АЭРОСТАБ». Описание архива. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1990. – 28 с.
6. Алдухов О.А., Черных И.В. О климатических изменениях температурно-влажностного режима в тропосфере над Антарктическим полуостровом // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». – 2008. – Вып. 173. – С. 270–294.
7. Арабей Е.Н. Данные радиозондирования как средство выявления облачных слоев // Метеорология и гидрология. – 1975. – № 6. – С. 32–37.
8. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели). – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 509 с.
9. Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Милехин О.Е., Соловьев В.И., Успенский А.Б. Использование спутниковых данных ДЗЗ для решения задач гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды // Вопросы электромеханики. – 2008. – Т. 105. – С. 6–16.
10. Балагуров А.М., Фридзон М.Б., Дозорцев А.Р. К оценке постоянной времени сорбционных датчиков влажности радиозондов // Метеорология и гидрология. – 1984. – № 4. – С. 114–117.
11. Баранов А.М. Облака верхнего яруса и условия полета в них. – Л.: ЛКВВИА им. Можайского, 1960. – 100 с.
12. Баранов А.М. Облака и безопасность полетов. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 231 с.
13. Баранов А.М. Видимость в атмосфере и безопасность полетов. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 206 с.
14. Бедрицкий А.И. О влиянии погоды и климата на устойчивость и развитие экономики // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 10. – С. 5–21.
15. Бедрицкий А.И., Коршунов А.А., Хандожко Л.Д., Шаймарданов М.З. Показатели влияния погодных условий на экономику: чувствительность потребителя к воздействию гидрометеорологическому фактору // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 2. – С. 5–9.
16. Берлянд Т.Г., Строкина П.А. Глобальное распределение общего количества облачности. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 71 с.
17. Беспалов Д.П., Девяткин А.М., Довгалик Ю.А., Кондратюк В.И., Кулешов Ю.В., Светлова Т.П., Суворов С.С., Тимофеев В.И. Атлас облаков. – Санкт-Петербург: Д'Арт, 2011. – 248 с.

18. Борзенкова И.И., Будыко М.И., Бютнер Э.К., Величко А.А., Винников К.Я., Голицын Г.С., Израэль Ю.А., Кароль И.Л., Кобак К.И., Кузьмин И.И., Легасов В.А., Менжулин Г.В. / Под ред. М.И. Будыко, Ю.А. Израэля. Антропогенные изменения климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 406 с.
19. Боровиков А.М., Гайворонский И.И., Зак Е.Г., Костарев В.В., Мазин И.П., Минервин В.Е., Хргиан А.Х., Шметер С.М. / Под ред. А.Х. Хргиана. Физика облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 459 с.
20. Боровиков А.М., Костарев В.В. О точности измерения высоты облаков радиолокационным методом // Труды ЦАО. – 1961. – Вып. 36. – С. 37–42.
21. Булыгина О.Н., Веселов В.М., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н. Научно-прикладной электронный справочник «Климат России» // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». – 2012. – Вып. 176. – С. 302–312.
22. Будыко М.И., Израэль Ю.А., Маккракен М.С., Хект А.Д. Предстоящие изменения климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 272 с.
23. Бурковская С.Н., Иванова Э.Т., Мазин И.П. О степени взаимного перекрытия облаков верхнего яруса и нижележащих слоев над территорией СССР // Метеорология и гидрология. – 1990. – № 3. – С. 11–17.
24. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 262 с.
25. Бызова Н.Л., Гаргер Е.К., Иванов В.Н. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примеси. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 278 с.
26. Варгин П.Н., Юшков В.А., Хайкин С.М., Цветкова Н.Д., Кострыкин С.В., Володин Е.М. Изменение климата и средняя атмосфера – вопросов все больше // Вестник Российской академии наук. – 2010. – Т. 80, № 2. – С. 114–130.
27. Веселов В.М. Архивы Госфонда на ПЭВМ и технология их организации // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2002. – Вып. 170. – С. 16–30.
28. Веселов В.М. Структура и информационные технологии баз и банков архивных данных Госфонда (1976–2004) // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2007. – Вып. 172. – С. 38–59.
29. Ветрова Е.Н., Скриптунова Е.Н., Шакина Н.П. Режим низкой облачности и ее прогноз на аэродромах Европейской территории бывшего СССР // Метеорология и гидрология. – 2013. – № 1. – С. 12–31.
30. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 359 с.
31. Герман М.А. О турбулентном обмене в облаках // Метеорология и гидрология. – 1963. – № 10. – С. 15–21.
32. Гетманчук И.В. Анализ облачности с использованием наземных данных и результатов инфракрасных измерений с геостационарных спутников // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 11. – С. 24–33.
33. Горбатенко В.П., Дульзон А.А., Решетько М.В. Пространственные и временные вариации грозовой активности над Томской областью // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 12. – С. 21–28.
34. Гордин В.А. Математические задачи гидродинамического прогноза погоды. Вычислительные аспекты. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 264 с.
35. Гордин В.А. Математические задачи и методы гидродинамического прогноза погоды: автореф. дис. на соис. уч. ст. д-ра физ.-мат. наук. – Долгопрудный, 2000. – 50 с.

36. Гордин В.А., Локтионова Е.А. О применении сплайн-аппроксимации к расчету профилей температуры // Труды Гидрометцентра СССР. – 1978. – № 212. – С. 56–68.
37. Горчакова И.А., Репина И.А., Фейгельсон Е.М. Воздействие облаков на радиационный теплообмен в атмосфере // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1998. – Том. 34, № 1. – С. 154–156.
38. 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 последствиях на территории Российской Федерации. Том 1. Изменения климата. – М.: Росгидромет, 2008. – 227 с.
39. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Оценка климатологического отклика на изменение концентрации тепличных газов по данным наблюдений за приземной температурой воздуха на территории России // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1999. – Т. 35, № 6. – С. 742–749.
40. Груза Г.В., Рейтенбах Р.Г. Статистика и анализ гидрометеорологических данных. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 215 с.
41. 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.
42. Данилов А.И., Лагун В.Е., Клепиков А.В., Катцов В.М., Вавулин С.В. Текущие изменения климата Антарктики и сценарии его будущих изменений // Арктика и Антарктика. – М.: Наука, 2003. – Вып. 2 (36). – С. 114–125.
43. Девятова В.А. Статистические характеристики вертикальной структуры однослойной слоистообразной облачности полей температуры и влажности // Труды Гидрометцентра СССР. – 1975. – Вып. 165. – С. 107–140.
44. Девятова В.А. Статистические характеристики вертикальной структуры двухслойной слоистообразной облачности полей температуры и влажности // Труды ГосНИЦИПР. – 1976. – Вып. 1. – С. 48–67.
45. Дерюгина Т.Н., Маховер З.М., Нудельман Л.А., Пеньков А.П. Авиационно-климатические характеристики зарубежных стран. Вып. 2, т. 1. Облачность. – Обнинск: Гидрометеиздат, 1979. – 212 с.
46. Дерюгина Т.Н., Маховер З.М., Нудельман Л.А., Пеньков А.П. Авиационно-климатические характеристики зарубежных стран. Вып. 3, т. 1. Облачность. – М.: Гидрометеиздат, 1982. – 231 с.
47. Дмитриева-Аппаго Л.Р., Колоскова Л.Ф. О приближенном способе определения границ облачности // Метеорология и гидрология. – 1969. – № 6. – С. 47–52.
48. Дмитриева-Аппаго Л.Р., Колоскова Л.Ф., Орлова Л.С. Испытание графика Дж. Смагоринского для определения балла облачности // Труды ГГО. – 1969. – Вып. 236. – С. 31–34.
49. Дозорцев А.Р. Экспериментальные исследования динамических характеристик радиозондовых датчиков влажности // Метеорология и гидрология. – 1986. – № 6. – С. 118–122.
50. Долгин М.И. Схема параметризации облачности по данным аэрологического зондирования атмосферы в Антарктиде // Метеорология и гидрология. – 1983. – № 11. – С. 47–51.
51. Дубровина Л.С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 216 с.
52. Дубровина Л.С. Структура облаков и осадков нижней и средней тропосферы по данным самолетного зондирования: автореф. дис. на соис. уч. ст. д-ра геогр. наук. – Л.: ГГО, 1984. – 28 с.

53. Дымников В.П. О предсказуемости изменений климата // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1998. – Т. 34, № 6. – С. 741–751.
54. Елисеев А.В., Мохов И.И., Мурышев К.Е. Оценки изменений климата XX–XXI веков с использованием версии климатической модели ИФА РАН, включающей модель общей циркуляции океана // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 2. – С. 5–16.
55. Заболоцкая Т.Н., Мазин И.П. Температурный режим облаков слоистых форм над территорией Украины // Метеорология и гидрология. – 1988. – № 11. – С. 11–21.
56. Заварина М.В. Определение высоты верхней границы слоисто-образных облаков по данным радиозондовых наблюдений // Труды ГГО. – 1966. – Вып. 200. – С. 111–118.
57. Зайцева Н.А. Аэрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 325 с.
58. Зак Е.Г., Марфенко О.В. Структура нижней кромки облачного покрова // Труды ЦАО. – 1952. – Вып. 7. – С. 3–15.
59. Зак Е.Г. Температурная характеристика облаков верхнего яруса // Труды ЦАО. – 1964. – Вып. 55. – С. 32–53.
60. Изакова О.М., Тарасова Т.А., Чубарова Н.Е., Шиловцева О.А. Пропускание суммарной радиации слоисто-кучевыми облаками и оптические толщины облаков по данным многолетних измерений в различных участках спектра // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1994. – № 3. – С. 378–382.
61. Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Анализ современных и ожидаемых в будущем изменений климата и криолитозоны в северных регионах России // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 3. – С. 18–27.
62. Катцов В.М., Вавулин С.В., Говоркова В.А., Павлова Т.В. Сценарий изменений климата Арктики в XXI веке // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 10. – С. 5–19.
63. Кондратьев К.Я., Биненко В.И. Влияние облачности на радиацию и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 240 с.
64. Кондратьев К.Я., Дьяченко Л.Д., Козодеров В.В. Радиационный баланс Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 349 с.
65. Копылов В.Н. Космический мониторинг окружающей среды. – Ханты-Мансийск: Полиграфист, 2008. – 216 с.
66. Королев А.В., Мазин И.П. Влажность воздуха и время фазовой релаксации в смешанных облаках (теоретическое рассмотрение) // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 3. – С. 5–24.
67. Косарев А.Л., Мазин И.П. О влиянии взаимного перекрытия облачных слоев на мониторинг облачности разных ярусов при наземных и спутниковых наблюдениях // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 10. – С. 22–37.
68. Костюков В.В. Объективный анализ и согласование метеорологических полей. – М.: Гидрометеиздат, 1982. – 192 с.
69. Куражов В.К., Иванов В.В., Коржиков А.Я. Роль атмосферной циркуляции в формировании долгопериодных колебаний климата Арктики // Труды ААНИИ. – 2007. – Т. 447. – С. 33–43.
70. Лагун В.Е., Иванов Н.Е., Яговкина С.В. К вопросу о потеплении в районе Антарктического полуострова // Problemy Klimatologii Polarnej. – 2006. – V. 16. – Р. 23–46.
71. 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.

72. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостьянов В.И. Облака и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 512 с.
73. Мазин И.П., Хргиан А.П. Облака и облачная атмосфера. Справочник. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 647 с.
74. Мазин И.П., Минервин В.Е. Об упорядочении терминологии в физике облаков // Метеорология и гидрология. – 1993. – № 4. – С. 5–14.
75. Мазин И.П. О климатологии и физическом строении облаков // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1994. – Т. 30, № 3. – С. 338–344.
76. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 751 с.
77. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 311 с.
78. Матвеев Ю.Л., Матвеев Л.Т., Солдатенко С.А. Глобальное поле облачности. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 278 с.
79. Маховер З.М., Нудельман Л.А. Авиаационно-климатические характеристики Северного полушария. Т. 1. Облачность. – М.: Гидрометеиздат, 1987. – 278 с.
80. Мелешко В.П., Катцов В.М., Спорышев П.В., Вавулин С.В. Говоркова В.А. Обратные связи в климатической системе: взаимодействие облачности, водяного пара и радиации // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 2. – С. 22–45.
81. Мохов И.И. О влиянии CO_2 на термический режим земной климатической системы // Метеорология и гидрология. – 1981. – № 4. – С. 24–34.
82. Мохов И.И., Акперов М.Г. Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по данным реанализа // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2006. – Т. 42, № 4. – С. 467–475.
83. Мохов И.И., Галин В.Я., Дегтярев А.И., Круглова Е.Н., Мелешко В.П., Соколов А.П., Спорышев П.В., Стенчиков Г.Л., Тростников И.В., Шейнин Д.А. Сравнение моделей общей циркуляции атмосферы: диагностика внутригодовой эволюции облачности // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1994. – Т. 30, № 4. – С. 527–542.
84. Мохов И.И., Хон В.Ч. Межгодовая изменчивость и долгопериодные тенденции изменений центров действия атмосферы в Северном полушарии. Анализ данных наблюдений // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2005. – Т. 41, № 6. – С. 723–732.
85. Мохов И.И., Строчкая О.П., Остапенко И.Г. О перекрывании облаков различных ярусов в моделях общей циркуляции атмосферы // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1994. – Т. 30, № 4. – С. 558–563.
86. Мохов И.И., Чернокульский А.В., Акперов М.Г., Дюфрен Ж.-Л., Ле Трет Э. Изменения характеристик циклонической активности и облачности в атмосфере внетропических широт Северного полушария по модельным расчетам в сопоставлении с данными реанализа и спутниковыми данными // Доклады АН. – 2009. – Т. 424, № 3. – С. 393–397.
87. Мохов И.И., Чернокульский А.В., Школьник И.М. Региональные модельные оценки пожароопасности при глобальных изменениях климата // Доклады АН. – 2006. – Т. 411, № 6. – С. 808–811.
88. Мошников А.Н. Использование аэрологических диаграмм для диагноза вертикальной протяженности облаков // Труды ЛВИКА им. Можайского. – 1959. – Вып. 308. – С. 44–51.

89. Нагурный А.П., Зайцева Н.А., Алексеев Г.В., Медведченко Е.Ю., Шумбер А., Каль Дж., Шнелл Р. Об архиве данных радиозондирования, полученных на ледовых дрейфующих станциях «Северный полюс» // Метеорология и гидрология. 2001. – № 6. – С. 55–61.

90. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 4. Аэрологические наблюдения на станциях. Ч. 3а. Температурно-ветровое зондирование атмосферы системой «Метеорит»-РКЗ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 256 с.

91. Петренко И.В., Бачурина А.А., Романов Н.Н. Прогноз видимости // Сборник методических указаний по авиационной метеорологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1959. – С. 40–109.

92. Плохенко Ю.В., Соловьев В.И., Успенский А.Б., Баркова Г.Н., Олешева М.А., Сидорова Е.И. Построение цифровых карт температуры поверхности океана и параметров облачного покрова // Труды ГосНИЦИПР. – 1989. – Серия Б, вып. 33. – С. 51–43.

93. Попова Т.П. Диагноз и прогноз облачности в средней и верхней тропосфере // Методические указания ЦИП. – 1961. – Вып. 38. – 55 с.

94. Прессман Д.Я. К определению давления насыщенного пара в капельно-кристаллическом облаке в прогностических моделях // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 6. – С. 25–33.

95. Разуваев В.Н., Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Мартуганов Р.А., Шерстюков Б.Г. Исследование связи глобального потепления и изменчивости регионального климата с изменениями в повторяемости экстремальных климатических явлений на территории Калужской области, а также влияния этих процессов на условия жизнедеятельности // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. Вып. 9. – Калуга: Полиграф-Информ, 2006. – С. 15–21.

96. Решетов Г.Д. Облачность на больших высотах // Метеорология и гидрология. – 1962. – № 4. – С. 39–43.

97. Скроцкая О.П., Остапенко И.Г. Об определении некоторых характеристик облачности при моделировании общей циркуляции атмосферы // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1994. – Т. 30, № 4. – С. 564–571.

98. Смирнов В.В., Шевченко В.П. Дымки и туманы полярных морей // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 1. – С. 49–57.

99. Спорышев П.В., Катцов В.М., Матюгин В.А. Согласованность изменений температуры на территории России в ансамблевых модельных расчетах и данных наблюдений // Метеорология и гидрология. – 2012. – № 1. – С. 5–19.

100. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 343 с.

101. Стерин А.М. Анализ линейных трендов в рядах температуры свободной атмосферы за 1958–1997 гг. // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 5. – С. 52–68.

102. Стерин А.М. О чувствительности оценок трендов температуры тропосферы и нижней стратосферы по радиозондовым данным. Ч. 1. Выбор массива данных, периода рядов и техники их анализа // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 5. – С. 21–36.

103. Стерин А.М. О чувствительности оценок трендов температуры тропосферы и нижней стратосферы по радиозондовым данным. Ч. 2. Обнаружение неоднородностей в рядах месячного разрешения // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 6. – С. 5–22.

104. 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.
105. Стерин А.М., Алдухов О.А., Булыгина О.Н., Черных И.В., Хохлова А.В. Основные тенденции изменений климата в атмосфере над Калужским регионом (эмпирико-статистический анализ) // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. Вып. 11. – Калуга, 2007. – С. 486–505.
106. 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.
107. Стерин А.М., Алдухов О.А., Бадашова Л.Ф., Булыгина О.Н., Тимофеев А.А., Хохлова А.В., Черных И.В. Параметры изменений климата атмосферы конца XX – начала XXI вв. для Калужского региона // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. Вып. 14. – Калуга, 2010. – С. 386–403.
108. Стечкин С.Б., Субботин Ю.Н. Сплаины в вычислительной математике. – М.: Наука, 1976. – 248 с.
109. Тверской П.Н. Курс метеорологии (Физика атмосферы). – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 700 с.
110. Ткаченко А.В. Некоторые вопросы методики исследования теплообмена и влагообмена в турбулентной атмосфере при наличии облачных слоев // Труды УкрНИГМИ. – 1966. – Вып. 54. – С. 3–18.
111. Ткаченко А.В. Некоторые особенности строения пограничного слоя атмосферы при слоистой облачности // Труды УкрНИГМИ. – 1974. – Вып. 130. – С. 50–60.
112. Третьяков В.Е., Успенский А.Б. О редактировании и согласовании спутниковых оценок влагосодержания атмосферы и параметров облачного покрова // Труды ГосНИЦИПР. – 1989. – Серия Б, вып. 33. – С. 28–43.
113. Трищенко А.П., Андриевский А.Н., Радюхина О.Б., Трутнев С.В. Архив цифровых данных радиометров «КЛИМАТ», «ЧАЙКА» и СРРБ спутниковой серии «МЕТЕОР» в Госфонде гидрометеорологических данных // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1996. – Вып. 161. – С. 51–58.
114. Трищенко А.П., Шерстюков Б.Г. Анализ погрешностей при измерении влажности в атмосфере радиозондовым методом // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1988. – Вып. 147. – С. 47–56.
115. Успенский А.Б. Методы и алгоритмы обработки данных измерений метеорологических ИСЗ в целях дистанционного термического зондирования атмосферы: автореф. дис. на соис. уч. ст. д-ра физ.-мат. наук. – Л.: ГГО, 1989. – 32 с.
116. Фейгельсон Е.М. Лучистый теплообмен и облака. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 230 с.
117. Фейгельсон Е.М., Шиловцева О.А. Видимая солнечная радиация, приходящая к поверхности земли, при ясном небе // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1998. – Том 34, № 1. – С. 151–152.

118. Фролов А.В., Важник А.И., Астахова Е.Д., Алферов Ю.В., Киктев Д.Б., Розинкина И.А. Система диагноза состояния нижних слоев атмосферы для моделей переноса примесей: подготовка данных об осадках и облачности // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 6. – С. 5–16.
119. Фролов А.В., Важник А.И., Цветков В.И., Астахова Е.Д. Глобальная спектральная модель атмосферы с высоким разрешением по вертикали // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 2. – С. 10–21.
120. Фролов А.В. Прогноз погоды как задача XXI века // Федеральный справочник. – 2011. – Т. 25. – С. 419–426.
121. Хлебникова Е.И., Салль И.А. Особенности климатических изменений облачного покрова над территорией России // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 7. – С. 5–13.
122. Хворостьянов В.И. Трехмерная мезомасштабная модель эволюции облачности с детальным учетом микрофизических, радиационных процессов, орографии и ее применение для моделирования перистых облаков // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1994. – Т. 30, № 4. – С. 543–557.
123. Хохлова А.В., Тимофеев А.А. Многолетние изменения ветрового режима свободной атмосферы над Европейской территорией России // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 4. – С. 21–33.
124. Хргиан А.Х., Новожилов Н.И. Атлас облаков. – Л.: Гидрометеопиздат, 1978. – 267 с.
125. Черных И.В., Трищенко А.П., Шерстюков Б.Г. Некоторые особенности распределения высоты нижней границы облачности форм (St, Frnb, Cu, Cb, Sc) // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1990. – Вып. 153. – С. 83–93.
126. Черных И.В. Контроль данных об облачности, погоде и атмосферных явлениях, основанный на свойствах внутримассовых и фронтальных облачных систем // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1996. – Вып. 162. – С. 28–39.
127. Черных И.В. Распределение наземной относительной влажности при наличии некоторых форм облачности // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2000. – Вып. 167. – С. 95–107.
128. Черных И.В., Алдухов О.А. Климатические изменения границ облачности, восстановленной по данным радиозондовых измерений за период 1964–1998 гг. // Генеральные доклады, тезисы докладов. Конгресс на Международном научно-промышленном форуме «Великие реки» (15–18 мая 2001 г., г. Нижний Новгород). – Нижний Новгород, 2001. – С. 100–101.
129. Черных И.В., Алдухов О.А. Совместный анализ климатических изменений вертикальной макроструктуры облачности и параметров свободной атмосферы в Антарктике // Тезисы докладов Всемирной конференции по изменению климата. 29.09–3.10.2003 г., г. Москва. – М.: Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, 2003. – С. 384.
130. Черных И.В., Алдухов О.А. Об определении вертикального распределения облачных слоев по данным радиозондирования атмосферы // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 2004. – Т. 40, № 1. – С. 45–59.
131. Чубарова Н.Е. Ультрафиолетовая радиация в условиях разорванной облачности по данным многолетних наземных наблюдений // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1998. – Том. 34, № 1. – С. 145–150.
132. Шаймарданов М.З. Методы автоматизированного контроля, обработки и накопления метеорологической информации: автореф. дис. на соис. уч. ст. канд. физ.-мат. наук. – Л., 1981. – 16 с.

133. Шаймарданов М.З., Ковалев Н.П., Пуголовкин В.В. Автоматизированная система сбора, контроля, накопления гидрометеорологической информации. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 12 с.
134. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. I. Аэропорты Московского аэроузла // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 6. – С. 40–58.
135. 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.
136. Шерстюков Б.Г. Вертикальный градиент температуры воздуха в подоблачном слое // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1996. – Вып. 161. – С. 23–34.
137. Шерстюков Б.Г. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. – Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2008. – 246 с.
138. Шерстюков Б.Г., Булыгина О.Н., Разуваев В.Н. Современное состояние климатических условий Калужской области и их возможные изменения в условиях глобального потепления. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2001. – 229 с.
139. Шмелер С.М. Физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 288 с.
140. Ahlgrim M., Forbes R. The impact of low clouds on surface shortwave radiation in the ECMWF model // Mon. Wea. Rev. – 2012. – V. 140, N 11. – P. 3783–3794.
141. Ahlgrim M., Randall D.A., Köhler M. Evaluating cloud frequency of occurrence and cloud-top height using spaceborne lidar observations // Mon. Wea. Rev. – 2009. – V. 137, N 12. – P. 4225–4237.
142. Albert P., Bennartz R., Fischer J. Remote sensing of atmospheric water vapor from backscattered sunlight in cloudy atmospheres // J. Atmos. and Oceanic Technology. – 2001. – V. 18, N 6. – P. 865–874.
143. Albrecht B.A., Penc R.S., Schubert W.H. An observational study of cloud-topped mixed layers // J. Atmos. Sci. – 1985. – V. 42, N 8. – P. 800–822.
144. Albrecht B.A., Jensen M.P., Syrett W.J. Marine boundary layer structures and fractional cloudiness // J. Geophys. Res. – 1995. – V. 100, N D7. – P. 14209–14222.
145. Alduchov O.A., Chernykh I.V. Geographical distribution of the instrumental changes and changes in some cloud parameters reconstructed from CARDS of 1064–1998 // Proceedings of 25 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. Palisades, New York, October 23–27, 2001. – U.S. Department of Commerce, NOAA, NWS, 2001. – P. 121–124.
146. 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. – 1996. – 135 p.
147. 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.
148. Angell J. K. Variations and trends in tropospheric and stratospheric global temperatures, 1958–1987 // J. Climate. – 1988. – V. 1, N 12. – P. 1296–1313.
149. Angell J.K. Variations in the United States cloudiness and sunshine duration between 1950 and the drought year of 1988 // J. Climate. – 1990. – V. 3, N 2. – P. 296–308.
150. Angell J.K. Variation with height and latitude of radiosonde temperature trends in North America, 1975–94 // J. Climate. – 1999. – V. 12, N 8. – P. 2551–2561.

151. Arias P.A., Fu R., Hoyos C.D., Li W., Zhou L. Changes in cloudiness over the Amazon rainforests during the last two decades: diagnostic and potential causes // *Climate Dynamics*. – 2010. – V. 37, N 5–6. – P. 1151–1164.
152. Arking A. The radiative effects of clouds and their impact on climate // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1991. – V. 72, N 6. – P. 795–813.
153. Aumann H.H., Ruzmaikin A., Behrangi A. On the Surface Temperature Sensitivity of the Reflected Shortwave, Outgoing Longwave, and Net Incident Radiation // *J. Climate*. – 2012. – V. 25, N 19. – P. 6585–6593.
154. Bajuk L.J., Leovy C.B. Are there real interdecadal variations in marine low clouds? // *J. Climate*. – 1998. – V. 11, N 11. – P. 2910–2921.
155. Bary E. De, Möller F. The vertical distribution of clouds // *J. Appl. Meteorol.* – 1963. – V. 2, N 6. – P. 806–808.
156. 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.
157. Bartholomew M.J., Reynolds R.M., Vogelmann A.M., Min Q., Edwards R., Smith S. Design of a Shadowband Spectral Radiometer for the retrieval of thin cloud optical depth, liquid water path, and the effective radius // *J. Atmos. Oceanic Techn.* – 2011. – V. 28, N 11. – P. 458–465.
158. Bender F. A.-M., Ramanathan V., Tselioudis G. Changes in extratropical storm track cloudiness 1983–2008: Observational support for a poleward shift // *Climate Dyn.* – 2012. – V. 38, N 9–10. – P. 2037–2053.
159. Bengtsson L., Hodges K.I., Koumoutsaris S., Zahn M., Berrisford P. The Changing Energy Balance of the Polar Regions in a Warmer Climate // *J. Climate*. – 2013. – V. 26, N 10. – P. 3112–3129.
160. Bengtsson L., Hodges K.I., Roeckner E. Storm tracks and climate change // *J. Climate*. – 2006. – V. 19, N 15. – P. 3518–3543.
161. Bennhold F., Sherwood S. Erroneous relationships among humidity and cloud forcing variables in three global climate models // *J. Climate*. – 2008. – V. 21, N 17. – P. 4190–4206.
162. Berry E., Mace G.G. Cirrus cloud properties and the large-scale meteorological environment: relationships derived from A-Train and NCEP–NCAR Reanalysis Data // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2013. – V. 52, N 5. – P. 1253–1276.
163. Bony S., Dufresne J.-L. Marine boundary clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models // *Geophys. Res. Lett.* – 2005. – V. 32, L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
164. Borovikov A.M., Khrgian A.K. *Cloud physics*. – Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations, 1963. – 315 p.
165. Boucher O. Air traffic may increase cirrus cloudiness // *Nature*. – 1999. – V. 397. – P. 30–31.
166. Bourassa M.A., Gille S.T., Bitz C., Carlson D., Ceroveckii 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.
167. Bretherton C.S., Uttal T., Fairall C.W., Yuter S.E., Weller R., Baumgardner D., Comstock K., Wood R. The EPIC 2001 stratocumulus study // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 2004. – V. 85, N 7. – P. 967–977.
168. 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.

169. Carey L.D., Niu J., Yang P., Kankiewicz J.A., Larson V.E., Vonder Haar T.H. The vertical profile of liquid and ice water content in midlatitude mixed-phase altocumulus clouds // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2008. – V. 47, N 9. – P. 2487–2495.
170. Cawkwell F.G.L., Bamber J.L., Muller J.-P. Determination of cloud top amount and altitude at high latitudes // *Geophys. Res. Lett.* – 2001. – V. 28, N 9. – P. 1675.
171. Cermak J., Eastman R.M., Bendix J., Warren S.G. European climatology of fog and low stratus based on geostationary satellite observations // *Quarterly J. Royal Meteorol. Soc.* – 2009. – V. 135, N 645. – P. 2125–2130.
172. 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.
173. Changnon S.A. Midwestern cloud, sunshine, and temperature trends since 1901: Possible evidence of jet effects // *J. Appl. Meteorol.* – 1981. – V. 20, N 5. – P. 496–508.
174. Chen T., Rossow W.B., Zhang Y. Radiative effects of cloud-type variations // *J. Climate.* – 2000. – V. 13, N 1. – P. 264–286.
175. Chernokulsky F.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. 035202 doi:10.1088/1748-9326/6/3/035202.
176. Chernokulsky A., Mokhov I.I. Climatology of total cloudiness in the Arctic: an intercomparison of observations and reanalyses // *Adv. Meteorol.* – 2012. – V. 2012. ID 542093, 15 p. doi:10.1155/2012/542093.
177. Chernykh I.V. Averages of relative humidity at the cloud base level // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling.* – Geneva: WMO, 1999. – Report N 28. – P. 2.7–2.8.
178. Chernykh I.V. Reconstructed clouds layers thickness for different sky conditions // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling.* – Geneva: WMO, 2001. – Report N 31. – P. 2.8–2.9.
179. Chernykh I.V. Changes in thickness of low cloud layers reconstructed from CARDS of 1964–1998 // *Proceedings of 25 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop.* Palisades, New York, October 23–27, 2001. – U.S. Department of Commerce, NOAA, NWS, 2001. – P. 125–128.
180. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Trends of the average frequency of the sky condition with cloud coverage less than 20% of the sky 1964–1998 // *Proceedings of 24 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop.* – 2000. – P. 191–194.
181. 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.* – 2000. – P. 187–190.
182. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Trends in the clouds layers boundaries reconstructed from CARDS of 1964–1998 // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling.* – Geneva: WMO, 2000. – Report N 30. – P. 2.9–2.10.
183. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Comparison of cloud layers detecting by different methods // *The Fifth International Cloud Modelling Workshop, Working Group on Polar Clouds.* 7–11 August. Colorado. – 2000. – P. 22. http://paos.colorado.edu/~curryja/wg5/ca_comprfa.pdf.
184. 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.

185. 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. – N 33. WMO/TD No 1161. – P. 07-05–07-06. <http://www.cmc.ec.gc.ca/rpn/wgne/>.
186. Chernykh I.V., Alduchov O.A. About climatic changes of cloud layers vertical structure and some upper-air parameters in Arctic region. Extended abstract. Proceeding of ACSYS Final Science Conference. St. Petersburg, Russia, 11–14 November 2003. WCRP-11 (CD), WMO/TD N 1232. September 2004. – 4 p.
187. 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. Extended abstract. Proceeding of ACSYS Final Science Conference. St. Petersburg, Russia, 11–14 November 2003. WCRP-11 (CD), WMO/TD N 1232. September 2004. – 4 p.
188. Chernykh I.V., Alduchov O.A. Trends in low cloud boundary for Antarctic region // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. – Geneva: WMO, 2007. – N 2300, CH-1211. – P. 02-09–02-10. <http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/wgne/BlueBook/>.
189. 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. – N 2300, CH-1211. – P. 02-11–02-12. <http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/wgne/BlueBook/>.
190. 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.
191. 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.
192. 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.
193. Chernykh I.V., Eskridge R.E. Polar cloud layers detecting from upper-air observations // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. – Geneva: WMO. – 2001. – N 31. – P. 2.10–2.11.
194. Christy J.C. Temperature above the surface layer // Climatic Change. – 1995. – V. 31, N 2–4. – P. 455–474.
195. Clement A.C., Burgman R., Norris J.R. Observational and model evidence for positive low-level cloud feedback // Science. – 2009. – V. 325, N 5939. – P. 460–464.
196. Climate Change 1995. Economical and Social Dimensions of Climate Change // IPCC. – U.K., Cambridge: Cambridge University Press, 1996. – 448 p.
197. Climate Change 1995. Impacts, Adaptation and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses // IPCC. – Cambridge University Press, 1996. – 879 p.
198. Climate Change 1995. The Science of Climate Change // IPCC. – U.K., Cambridge: Cambridge University Press, 1996. – 572 p.
199. Climate Change 2001. The Scientific Basis // IPCC. – U.K., Cambridge: Cambridge University Press, 2001. – 881 p.
200. Climate Change 2007. The Physical Science Basis // IPCC. – U.K., Cambridge: Cambridge University Press, 2007. – P. 996.

201. CLIVAR: A study of climate variability and predictability. CLIVAR Scientific Steering Group. Science Plan. – Geneva: WMO, 1995. – WMO/TD N 690. – 157 p.
202. Cloud Types for Observations // Meteorological Office, Her Majesty's Stationary Office. MO. – 1982. – 37 p.
203. 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.
204. Cooper S.J., Garrett T.J. Identification of small ice cloud particles using passive radiometric observations // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2010. – V. 49, N 11. – P. 2334–2347.
205. Costa-Surós M., Calbó J., González J.A., Martín-Vide J. Behavior of cloud base height from ceilometer measurements // Atmos. Res. – 2013. – V. 127. – P. 64–76.
206. Curry J.A., Ebert, E.E. Annual cycle of radiation fluxes over the Arctic Ocean: Sensitivity to cloud optical properties // J. Climate. – 1992. – V. 5, N 11. – P. 1267–1280.
207. Curry J.A., Rossow W.B., Randall D., Schramm J.L. Overview of Arctic Cloud and Radiation Characteristics // J. Climate. – 1996. – V. 9, N 8. – P. 1731–1764.
208. Curry J.A., Hobbs P.V., King M.D., Randall D.A., Minnis P., Isaac G.A., Pinto J.O., Uttal T., Bucholtz A., Cripe D.G., Gerber H., Fairall C. W., Garrett T. J., Hudson J., Intrieri J.M., Jakob C., Jensen T., Lawson P., Marcotte D., Nguyen L., Pilewskie P., Rangno A., Rogers D.C., Strawbridge K.B., Valero F.P.J., Williams A.G., Wylie D. FIRE Arctic Clouds Experiment // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2000. – V. 81, N 1. – P. 5–29.
209. Curtis S., Hastenrath S. Long-term trends and forcing mechanisms of circulation and climate in the equator Pacific // J. Climate. – 1999. – V. 12, N 4. – P. 1134–1144.
210. Dai A., Del Genio A.D., Fung I. Clouds, precipitation and temperature range // Nature. – 1997. – V. 386, N 6626. – P. 665–666.
211. Dai A., Fung I., Del Genio A.D. Surface observed global land precipitation variations during 1900–1988 // J. Climate. – 1997. – V. 10, N 11. – P. 2943–2962.
212. 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.
213. 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.
214. Deng M., Mace G. Cirrus microphysical properties and air motion statistics using cloud radar Doppler moments. Part I: Algorithm description // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2006. – V. 45, N 12. – P. 1690–1709.
215. Deng M., Mace G.G. Cirrus Microphysical Properties and Air Motion Statistics Using Cloud Radar Doppler Moments. Part II: Climatology // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2008. – V. 47, N 12. – P. 3221–3235.
216. DeVore J.G., Stair A.T., LePage A., Rall D., Atkinson J., Villanucci D., Rappaport S.A., Joss P.C., McClatchey R.A. Retrieving properties of thin clouds from Solar Aureole Measurements // J. Atmos. Ocean. Techn. – 2009. – V. 26, N 12. – P. 2531–2548.

217. DeVore J.G., Stair A.T., LePage A.J., Villanucci D.P. Using scattering calculations to compare MODIS retrievals of thin cirrus optical properties with SAM solar disk and aureole radiance measurements // *J. Geophys. Res.* – 2012. – V. 117, N D1. Doi: 10.1029/2011JD015858.

218. Dim J.R., Murakami H., Nakajima T.Y., Nordell B., Heidinger A.K., Takamura T. The recent state of the climate: Driving components of cloud-type variability // *J. Geophys. Res.* – 2011. – V. 116, N D11117. Doi:10.1029/2010JD014559.

219. Dmitrieva-Arrago L.R., Shatunova M.V. The approximate method of the cloud boundaries definition and its vertical distribution restoration // *Research Activities in Atmospheric and Ocean Modelling.* – Geneva: WMO, 1999. – N 28. – P. 4.5–4.6.

220. Donohoe A., Battisti D.S. Atmospheric and surface contributions to planetary albedo // *J. Climate.* – 2011. – V. 24, N 16. – P. 4402–4418.

221. Durre I., Peterson T.C., Vose R.S. Evaluation of the effect of the Luers–Eskridge radiation adjustments on radiosonde temperature homogeneity // *J. Climate.* – 2002. – V. 15, N 11. – P. 1335–1347.

222. 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.

223. Eastman R.M., Warren S.G. Arctic cloud changes from surface and satellite observations // *J. Climate.* – 2010. – V. 23, N 15. – P. 4233–4242.

224. 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.

225. 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.

226. 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.

227. Endo N., Yasunari T. Changes in low cloudiness over China between 1971 and 1996 // *J. Climate.* – 2006. – V. 19, N 7. – P. 1204–1213.

228. Esau I., Davy R., Outten S. Complementary explanation of temperature response in the lower atmosphere // *Environmental Res. Lett.* – 2012. – V. 7, N 4. 044026 doi:10.1088/1748-9326/7/4/044026.

229. 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.

230. Eskridge R.E., Polansky A.C., Doty S.R., Frederick H.V. A Comprehensive Aerological Reference Data Set (CARDS): The database. – Asheville, NC: NCDC, 1996. – 35 p.

231. Eskridge R.E., Sterin A.M. Detection of climate change using the CARDS data set // *Instruments and Observing Methods.* – Geneva: WMO, 1993. – Report N 49. WMO/TD N 462. – P. 461–463.

232. Ferlay N., Thieuleux F., Cornet C., Davis A.B., Dubuisson P., Ducos F., Parol F., Riédi J., Vanbaucé C. 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.

233. Foster M.J., Bennartz R., Heidinger A. Estimation of liquid cloud properties that conserve Total-Scene Reflectance using satellite measurements // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2011. – V. 50, N 1. – P. 96–109.
234. Fowler L.D., Randall D.A., Rutledge S.A. Liquid and ice cloud microphysics in the CSU general circulation model. Part I: model description and simulated microphysical processes // *J. Climate.* – 1996. – V. 9, N 3. – P. 489–529.
235. Fowler L.D., Randall D.A. Liquid and ice cloud microphysics in the CSU general circulation model. Part II: impact on cloudiness, the earth's radiation budget, and the general circulation of the atmosphere // *J. Climate.* – 1996. – V. 9, N 3. – P. 530–560.
236. Fowler L.D., Randall D.A. Liquid and ice cloud microphysics in the CSU general circulation model. Part III: sensitivity to modeling assumptions // *J. Climate.* – 1996. – V. 9, N 3. – P. 561–586.
237. 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.
238. Gaffen D.J. Historical changes in radiosonde instruments and practices // *Instruments and Observing Methods.* – Geneva: WMO, 1993. – Report N 50. – 123 p.
239. 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.
240. 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.
241. Gordin V.A. Mathematical problem and methods in hydrodynamical weather forecasting. – Gordon & Breach, 2000. – 842 p.
242. Grabowski W.W., Morrison H. Indirect impact of atmospheric aerosols in idealized simulations of convective–radiative quasi equilibrium. Part II: Double-Moment Microphysics // *J. Climate.* – 2011. – V. 24, N 7. – P. 1897–1912.
243. Greuell W., Roebeling R.A. Toward a standard procedure for validation of satellite-derived cloud liquid water path: a study with SEVIRI data // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2009. – V. 48, N 8. – P. 1575–1590.
244. Groisman P.Ya., Karl T.R., Easterling, D.R., Knight R.W., Jamason P., Hennessy K.J., Suppiah R., Page C.M., Wibid J., Fortuniak K., Razuvaev V., Douglas A., Forland E., Zhai P.-M. Changes in the probability of heavy precipitation: important indicators of climatic change // *Clim. Change.* – 1999. – V. 42, N 1. – P. 243–283.
245. Guide to meteorological instruments and methods of observation / Switzerland. – Geneva: WMO, 1983. – Rep. WMO N 6, 5-th ED. – 320 p.
246. Hahn C.J., Warren S.G. A Gridded Climatology of Clouds Observations over Land (1971–96) and Ocean (1954–97) from Surface Worldwide // NDP-026E. Oak Ridge, TN: Carbon Dioxide Information Analysis Center. – 2003. – 71 p.
247. Hahn C.J., Warren S.G. Extended edited synoptic cloud reports from ships and land stations over the globe, 1952–1996. Numerical Data Package NDP-026C // Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC). – 2009. [Available online at <http://cdiac.ornl.gov/epubs/ndp/ndp026c/ndp026c.html>.]
248. Hahn C.J., Warren S.G. A gridded climatology of clouds over land (1971–96) and ocean (1954–97) from surface observations worldwide // Carbon Dioxide Information Analysis Center. – Rep. NDP-026E. – 2009. – 71 p. [Available online at <http://cdiac.ornl.gov/ftp/ndp026e/>.]

249. Hahn C.J., Warren S.G., Eastman R. Cloud climatology for land stations worldwide, 1971–1996 // Carbon Dioxide Information Analysis Center. Tech. Rep. NDP-026D. – 2003. – 35 p. [Available online at <http://cdiac.ornl.gov/ftp/ndp026d/>; associated data files have been updated to 2012.]
250. Hahn C.J., Warren S.G., Eastman R. A gridded climatology of clouds over land (1971–96) and ocean (1954–97) from surface observations worldwide // Carbon Dioxide Information Analysis Center. Rep. NDP-026E. – 2007. – 71 p. [Available online at <http://cdiac.ornl.gov/ftp/ndp026e/>; associated data files have been updated to 2010.]
251. Hahn C.J., Warren S.G., London J., Chervin R.M., Jenne R. Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over ocean. – NCAR Tech. Note TN-201 + STR. – 1982. – 212 p.
252. Hahn C.J., Warren S.G., London J., Chervin R.M., Jenne R. Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over land. – NCAR Tech. Note TN-241 + STR. – 1984. – 211 p.
253. 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.
254. Halladay K., Malhi Y., New M. Cloud frequency climatology at the Andes/Amazon transition: 2. Trends and variability // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N D23. Doi: 10.1029/2012JD0.
255. 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 Science. – 1997. – V. 9, N 3. – P. 355–363.
256. Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Ramanathan V., Cess R.D., Gibson G.G. Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment // J. Geophys. Res. – 1990. – V. 95. – N D11. – P. 18687–18703.
257. Hartmann D.L., Ockert-Bell M.E., Michelsen M.L. The effect of cloud type on Earth's energy balance: Global analysis // J. Climate. – 1992. – V. 5, N 11. – P. 1281–1304.
258. Haynes J.M., Jakob C., Rossow W.B., Tselioudis G., Brown J. Major characteristics of southern ocean cloud regimes and their effects on the energy budget // J. Climate. – 2011. – V. 24, N 19. – P. 5061–5080.
259. Henderson-Sellers A. Cloud changes in a warmer Europe // Climatic Change. – 1986. – V. 8, N 1. – P. 25–52.
260. Henderson-Sellers A. North American total cloud amount variations this century // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. – 1989. – V. 75. – P. 175–194.
261. Henderson-Seller A. Continental cloudiness changes this century // Geo J. – 1992. – V. 27, N 3. – P. 255–262.
262. Henken C.C., Schmeits M.J., Deneke H., Roebeling R.A. Using MSG-SEVIRI cloud physical properties and weather radar observations for the detection of Cb/TCu clouds // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2011. – V. 50, N 7. – P. 1587–1600.
263. Hennon C.C., Papin P.P., Zarzar C.M., Michael J.R., Caudill J.A., Douglas C.R., Groetsema W.C., Lacy J.H., Maye Z.D., Reid J.L., Scales M.A., Talley M.D., Helms C.N. Tropical cloud cluster climatology, variability, and genesis productivity // J. Climate. – 2013. – V. 26, N 10. – P. 3046–3066.

264. 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.
265. Hóirváth Á., Gentemann C. Cloud-fraction-dependent bias in satellite liquid water path retrievals of shallow, non-precipitating marine clouds // *Geophys. Res. Lett.* – 2007. – V. 34, N 22. DOI: 10.1029/2007GL030625.
266. Isaac G.A., Stuart R.A. Relationship between cloud type and amount, precipitation, and surface temperature in the Mackenzie River Valley–Beaufort Sea area // *J. Climate*. – 1996. – V. 9, N 8. – P. 1921–1941.
267. Ishida H., Nakjima T.Y., Yokota T., Kikuchi N., Watanabe H. Investigation of GOSAT TANSO-CAI cloud screening ability through an intersatellite comparison // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2011. – V. 50, N 7. – P. 1571–1586.
268. Ivanov A., Kats A., Kurnosenko S., Nash N., Zaitseva N.A. International radiosonde comparison. Instruments and observing method. – Geneva: WMO, 1991. – N 40. – 135 p.
269. Jagovkina S.V., Lagun V.E. Climatology of Antarctic upper-air parameters // *Polish Polar Studies. Gdynia*. – 2004. – P. 131–142.
270. Jagovkina S.V., Alduchov O.A., Chernykh I.V., Lagun V.E. Antarctic free atmosphere parameters variability diagnosis: Abstract I SCAR Open Science Conference. 26–28 July 2004. – Bremen. Germany, 2004. – P. 371.
271. Jakob C., Schumacher C. Precipitation and latent heating characteristics of the major tropical western Pacific cloud regimes // *J. Climate*. – 2008. – V. 21, N 17. – P. 4348–4364.
272. Jones P.A., Henderson-Sellers A. Historical records of cloudiness and sunshine in Australia // *J. Climate*. – 1992. – V. 5, N 3. – P. 260–267.
273. Jin X., Wu T., L. Li, C. Shi. Cloudiness characteristics over Southeast Asia from satellite FY-2C and their comparison to three other cloud data set // *J. Geophys. Res.* – 2009. – V. 114, N D17207. Doi: 10.1029/2008JD011422.
274. Joro S., Hyvärinen O., Kotro J. Comparison of Satellite Cloud Masks with Ceilometer Sky Conditions in Southern Finland // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2010. – V. 49, N 12. – P. 2508–2526.
275. Jovanovic B., Collins D., Braganza K., Jakob D., Jones D.A. A high-quality monthly total cloud amount dataset for Australia // *Climatic Change*. – 2010. – V. 108, N 3. – P. 485–517.
276. Kaiser D.P. Decreasing cloudiness over China: An updated analysis examining additional variables // *Geophys. Res. Lett.* – 2000. – V. 27, N 15. – P. 2193–2196.
277. Kalogiros J., Anagnostou M.N., Anagnostou E.N., Montopoli M., Picciotti E., Marzano F.S. Correction of polarimetric radar reflectivity measurements and rainfall estimates for apparent vertical profile in stratiform rain // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2013. – V. 52, N 5. – P. 1170–1186.
278. Karl T.R., Knight R.W., Kukla G., Gavin J. Evidence for radiative effects of anthropogenic aerosols in the observed climate record // *Aerosol Forcing of Climate*, R. Charlson and J. Heintzenberg, Eds., Wiley and Sons Ltd., Chichester. – 1996. – P. 363–382.
279. 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.

280. Karl T.R., Steuer P.M. Increased cloudiness in the United States during the first half of the twentieth century: fact or fiction // *Geophys. Res. Lett.* – 1990. – V. 17, N 11. – P. 1925–1928.
281. Kato S. Interannual variability of the global radiation budget // *J. Climate.* – 2009. – V. 22, N 18. – P. 4893–4907.
282. Kato S., Rose F.G., Rutan D.A., Charlock T.P. Cloud effects on the meridional atmospheric energy budget estimated from Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Data // *J. Climate.* – 2008. – V. 21, N 17. – P. 4223–4241.
283. Kay J.E., Gettelman A. Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss // *J. Geophys. Res.* – 2009. – V. 114, N D18204. Doi: 10.1029/2009JD011773.
284. Kay J. E., L'Ecuyer T., Gettelman A., Stephens G., O'Dell C. The contribution of cloud and radiation anomalies to the 2007 Arctic sea ice extent minimum // *Geophys. Res. Lett.* – 2008. – V. 35, N 8. Doi:10.1029/2008GL033451.
285. Khairoutdinov M., DeMott C., Randall D. Evaluation of the simulated interannual and subseasonal variability in an AMIP-style simulation using the CSU Multiscale Modeling Framework // *J. Climate.* – 2008. – V. 21, N 3. – P. 413–431.
286. 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. Doi: 10.1029/2002GL015580.
287. 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.
288. Kinter J.L., 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., 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.
289. Klein G., Hilton A. An intercomparison of the Vaisala Humicap and the VIZ carbon hygrometer under operational conditions // *Atmospheric Environmental Service.* – 1987. – Tech. Record N TR-16. – 32 p.
290. Klein S.A., Zhang Y., Zelinka M.D., Pincus R., Boyle J., Gleckler P.J. Are climate model simulations of clouds improving? An evaluation using the ISCCP simulator // *J. Geop. Res. Atmos.* – 2013. – V. 118, N 3. – P. 1329–1342.
291. Knippertz P., Wernli H., Gläser G. A Global Climatology of Tropical Moisture Exports // *J. Climate.* – 2013. – V. 26, N 10. – P. 3031–3045.
292. Kubar T.L., Waliser D.E., Li J.-L. Boundary layer and cloud structure controls on tropical low cloud cover using A-Train satellite data and ECMWF Analyses // *J. Climate.* – 2011. – V. 24, N 1. – P. 194–215.
293. 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.

294. Larson V.E., Schanen D.P., Wang M., Ovchinnikov M., Ghan S. PDF parameterization of boundary layer clouds in models with Horizontal Grid Spacings from 2 to 16 km // *Mon. Wea. Rev.* – 2012. – V. 140, N 1. – P. 285–306.
295. Lauer A., Bennartz R., Hamilton K., Wang Y. Modeling the response of marine boundary layer clouds to global warming: the impact of subgrid-scale precipitation formation // *J. Climate.* – 2012. – V. 25, N 19. – P. 6610–6626.
296. Lauer A., Hamilton K., Wang Y., Phillips V.T.J., Bennartz R. The impact of global warming on marine boundary layer clouds over the Eastern Pacific – a regional model study // *J. Climate.* – 2010. – V. 23, N 21. – P. 5844–5863.
297. Lauer A., Hamilton K. Simulating clouds with global climate models: a comparison of CMIP5 results with CMIP3 and satellite data // *J. Climate.* 2013. – V. 26, N 11. – P. 3823–3845.
298. Lawson R.P., Cooper W.A. Performance of some airborne thermometers in clouds // *J. Atmos. Oceanic Technol.* – 1990. – V. 7, N 3. – P. 480–494.
299. Lee S.S., Penner J.E., Saleeby S.M. Aerosol effects on liquid-water path of thin stratocumulus clouds // *J. Geophys. Res.* – 2009. – V. 114, N D07204.
300. Li W., Schumacher C. Thick anvils as viewed by the TRMM precipitation radar // *J. Climate.* – 2011. – V. 24, N 6. – P. 1718–1735.
301. London J., Warren S.J., Hahn C.J. Thirty-year trend of observed greenhouse clouds over the tropical oceans // *Adv. Space Res.* – 1991. – V. 11, N 3. – P. 45–49.
302. Lubin D., Vogelmann A.M. Expected magnitude of the aerosol shortwave indirect effect in springtime Arctic liquid water clouds // *Geophys. Res. Lett.* – 2007. – V. 34, N 11. – P. 181–189.
303. 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.
304. Luers J.R., Eskridge R.E. Temperature correction for VIZ and Vaisala radiosondes // *J. Appl. Meteorol.* – 1995. – V. 34, N 6. – P. 1241–1253.
305. Luers J.K., Eskridge R.E. Use of radiosonde temperature data in climate studies // *J. Climate.* – 1998. – V. 11, N 5. – P. 1002–1019.
306. Mace G.G., Houser S., Benson S., Klein S.A., Min Q. Critical evaluation of the ISCCP simulator using ground-based remote sensing data // *J. Climate.* – 2011. – V. 24, N 6. – P. 1598–1612.
307. Marchand R., Beagley N., Ackerman T.P. Evaluation of hydrometeor occurrence profiles in the multiscale modeling framework climate model using atmospheric classification // *J. Climate.* – 2009. – V. 22, N 17. – P. 4557–4573.
308. 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.
309. Martínez M. D., Serra C., Burgueño A., Lana X. Time trends of daily maximum and minimum temperatures in Catalonia (ne Spain) for the period 1975–2004 // *Intern. J. Climatology.* – 2010. – V. 30, N 2. – P. 267–290.
310. Maugeri M., Bagnati Z., Brunetti M., Nanni T. Trends in Italian total cloud amount, 1951–1996 // *Geophys. Res. Lett.* – 2001. – V. 28, N 24. – P. 4551–4554.
311. Mazin I.P., Burkovskaya S.N., Ivanova E.T. On the climatology of upper layer clouds // *J. Climate.* – 1993. – V. 6, N 9. – P. 1812–1821.

312. McBride P.J., Schmidt K.S., Pilewskie P., Walther A., Heidinger A.K., Wolfe D.E., Fairall C.W., Lance S. CalNex cloud properties retrieved from a ship-based spectrometer and comparisons with satellite and aircraft retrieved cloud properties // *J. Geophys. Res. Atmos.* – 2012. – V. 117, N D21. Doi: 10.1029/2012JD017624.

313. McGrath R., Semmler T., Sweeney C., Wang S. Impact of balloon drift errors in radiosonde data on climate statistics // *J. Climate.* – 2006. – V. 19, N 14. – P. 3430–3442.

314. McPhee, Miles G. Intensification of Geostrophic Currents in the Canada Basin, Arctic Ocean // *J. Climate.* – 2013. – V. 26, N 10. – P. 3130–3138.

315. Mecikalski J.R., Feltz W.F., Murray J.J., Johnson D.B., Bedka K.M., Bedka S.T., Wimmers A.J., Pavolonis M., Berendes T.A., Haggerty J., Minnis P., Bernstein B., Williams E. Aviation applications for satellite-based observations of cloud properties, convection initiation, in-flight icing, turbulence, and volcanic ash // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 2007. – V. 88, N 10. – P. 1589–1607.

316. Milewska E.J. Baseline cloudiness trends in Canada 1953–2002 // *Atmos. Ocean.* – 2004. – V. 42, N 4. – P. 267–280.

317. Milewska E.J. Cloud Type Observations and Trends in Canada, 1953–2003 // *Atmos. Ocean.* – 2008. – V. 46, N 3. – P. 297–316.

318. Minnis P., Ayers J.K., Palikonda R., Phan D. Contrails, cirrus trends, and climate // *J. Climate.* – 2004. – V. 17, N 8. – P. 1671–1685.

319. Minnis P., Yi Y., Huang J., Ayers K. Relationships between radiosonde and RUC-2 meteorological conditions and cloud occurrence determined from ARM data // *J. Geophys. Res.* – 2005. – V. 110: d23, D23204.

320. Mitrescu C., S. Miller, J. Hawkins, T. L'Ecuyer, J. Turk, P. Partain, Stephens G. Near-real-time applications of CloudSat Data // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2008. – V. 47, N 7. – P. 1982–1994.

321. Moeng C.-H., Arakawa A. Representation of boundary layer moisture transport in cloud-resolving models // *Mon. Wea. Rev.* – 2012. – V. 140, N 11. – P. 3682–3698.

322. Nash J., Kitchen M., 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. – Report N 22. – P. 25–32.

323. 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.

324. NCDC. TD-3280 Surface Airways Hourly. Internal Report of the National Climatic Data Center. – 1991. – 40 p.

325. Norquist D.C., Desrochers P.R., McNicholl P.J., Roadcap J.R. A characterization of cirrus cloud properties that affect laser propagation // *J. Appl. Meteorol. and Climatology.* – 2008. – V. 47, N 5. – P. 322–1336.

326. Norris J.R. Has northern Indian Ocean cloud cover changed due to increasing anthropogenic aerosol? // *Geophys. Res. Lett.* – 2001. – V. 28. – P. 3271–3274.

327. 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.

328. Norris J.R. Trends in upper-level cloud cover and surface divergence over the tropical Indo-Pacific Ocean between 1952 and 1997 // *J. Geophys. Res.* – 2005. – V. 110, N D21110. Doi:10.1029/2005JD006183.

329. Norris J.R. Interannual and interdecadal variability in the storm track, cloudiness, and sea surface temperature over the summertime North Pacific // *J. Climate*. – 2000. – V. 13, N 2. – P. 422–430.
330. Norris J.R. Multidecadal changes in near-global cloud cover and estimated cloud cover radiative forcing // *J. Geophys. Res.* – 2005. – V. 110, N 28. – D08206.
331. Norris J.R., Iacobellis S.F. North Pacific cloud feedbacks inferred from synoptic-scale dynamic and thermodynamic relationships // *J. Climate*. – 2005. – V. 18, N 22. – P. 4862–4878.
332. 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.
333. Norris J.R., Wild M. Trends in aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover, solar «dimming,» and solar «brightening» // *J. Geophys. Res.* – 2007 – V. 112, N D8.27. Doi: 10.1029/2006JD007794.
334. Oort A.H., Huanzhu Liu. Upper-air temperature trends over the Globe, 1958–1989 // *J. Climate*. – 1993. – V. 6, N 2. – P. 292–307.
335. 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.
336. Parungo F., Boatman J.F., Sievering H., Wilkison S., Hicks B.B. Trends in global marine cloudiness and anthropogenic sulfur // *J. Climate*. – 1994. – V. 7, N 3. – P. 434–440.
337. Pietrowicz J.A., Schiermeir F.A. Observational evidence of systematic temperature sensing anomalies // *J. Appl. Meteorol.* – 1978. – V. 17, N 10. – P. 1572–1575.
338. Pinsky, M., Krasnov O., Russchenberg H.W.J., Khain A. Investigation of the turbulent structure of a cloud-capped mixed layer using doppler radar // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2010. – V. 49, N 6. – P. 1170–1190.
339. 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.
340. Posselt D.J., Jongeward A.R., Hsu C.-Y., Potter G.L. Object-based evaluation of MERRA cloud physical properties and radiative fluxes during the 1998 El Niño–La Niña transition // *J. Climate*. – 2012. – V. 25, N 21. – P. 7313–7327.
341. Qian Y., Kaiser D.P., Leung L.R., Xu M. More frequent cloud-free sky and less surface solar radiation in China from 1955 to 2000 // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – V. 33, N L01812. Doi:10.1029/2005GL024586.
342. Radermacher C., Tomassini L. Thermodynamic causes for future trends in heavy precipitation over Europe based on an ensemble of Regional Climate Model Simulations // *J. Climate*. – 2012. – V. 25, N 21. – P. 7669–7689.
343. Ramanathan V., Cess R.D., Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Ahmad E. and Hartmann D. Cloud-radiative forcing and climate: results from the earth radiation budget experiment // *Science* . – 1989. – V. 243, N 4887. – P. 57–63.
344. Randall D.A. and coauthors. Climate models and their evaluation. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. U.K., Cambridge: Cambridge University Press, 2007. – P. 589–662.
345. Razuvaev V.N., Apasova E.G., Martuganov R.A. Six- and Three-Hourly Meteorological Observation from 223 USSR Stations (NDP-048) (Oak Ridge, TN: Carbon Dioxide Information Analysis Center). – 1995. – 69 p. and appendices.

346. Reixoto J.P., Oort A.H. The climatology of relative humidity in the atmosphere // *J. Climate*. – 1996. – V. 9, N 12. – P. 3443–3463.
347. 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.
348. Riihimäki L.D., McFarlane S.A., Comstock J.M. Climatology and formation of tropical midlevel clouds at the Darwin ARM site // *J. Climate*. – 2012. – V. 25, N 19. – P. 6835–6850.
349. Rind D., Lonergan P., Shah K. Modeled impact of cirrus cloud increases along aircraft flight paths // *J. Geophys. Res.* – 2000. – V. 105, N D15. – P. 19927–19940.
350. 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.
351. Ross R.J., Elliott W.P. Radiosonde-based Northern Hemisphere tropospheric water vapor trends // *J. Climate*. – 2001. – V. 14, N 8. – P. 1864–1880.
352. Rossow W.B., Schiffer R.A. ISCCP cloud data products // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1991. – V. 72, N 1. – P. 2–20.
353. Rossow W.B., Duenñas 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.
354. 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.
355. Sanchez-Lorenzo A., Calbó J., Brunetti M., Deser C. Dimming/brightening over the Iberian Peninsula: Trends in sunshine duration and cloud cover and their relations with atmospheric circulation // *J. Geophys. Res.* – 2009. – V. 114, N D10.27. Doi: 10.1029/2008JD011394.
356. Sanchez-Lorenzo A., Calbó J., Martin-Vide J. Spatial and temporal trends in sunshine duration over Western Europe (1938–2004) // *J. Climate*. – 2008. – V. 21, N 22. – P. 6089–6098.
357. Sanderson B.M., Shell K.M. Model-specific radiative kernels for calculating cloud and noncloud climate feedbacks // *J. Climate*. – 2012. – V. 25, N 21. – P. 7607–7624.
358. Sassen K. The polarization lidar technique for cloud research: a review and current assessment // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1991. – V. 72, N 12. – P. 1848–1866.
359. Sedlar J., Shupe M.D., Tjernström M. On the relationship between thermodynamic structure and cloud top, and its climate significance in the Arctic // *J. Climate*. – 2012. – V. 25, N 27. – P. 2374–2393.
360. Schweiger A.J., Key J. Arctic Ocean radiative fluxes and cloud forcing estimated from the ISCCP C2 cloud dataset, 1983–1990 // *J. Appl. Meteorol.* – 1994. – V. 33, N 8. – P. 948–963.
361. 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.
362. Schreiner A.J., Strabala K.I., Unger D.A., Menzel W.P., Ellrod G.P., Pellet J. L. A comparison of ground and satellite observations of cloud cover // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1993. – V. 74, N 10. – P. 1851–1861.

363. Schweiger A.J., Lindsay R.W., Key J.R., Francis J.A. Arctic clouds in multiyear satellite data sets // *Geophys. Res. Lett.* – 1999. – V. 26, N 13. – P. 1845–1848.
364. Scientific Plan for the Word Climate Research Program // WCRP Publ. Ser. – Geneva: WMO, 1984. – N 6. – 95 p.
365. Screen J.A., Simmonds I., Deser C., Tomas R. The atmospheric response to three decades of observed Arctic sea ice loss // *J. Climate.* – 2013. – V. 26, N 4. – P. 1230–1248.
366. 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.
367. 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.
368. 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.
369. Shine K.P. Comments on «Contrails, cirrus trends, and climate» // *J. Climate.* – 2005. – V. 18, N 14. – P. 2781–2782.
370. Shupe M.D., Turner D.D., Walden V.P., Bennart R., Cadeddu M.P., Castellani B.B., Cox C.J., Hudak D.R., Kulie M.S., Miller N.B., Neely R.R., III, Neff W.D. High and dry: new observations of tropospheric and cloud properties above the Greenland Ice Sheet // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 2013. – V. 94, N 2. – P. 169–186.
371. Sieglaff J.M., Cronce L.M., Feltz W.F., Bedka K.M., Pavolonis M.J., Heidinger A.K. Nowcasting convective storm initiation Using Satellite-Based Box-Averaged Cloud-Top Cooling and Cloud-Type Trends // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2011. – V. 50, N 1. – P. 110–126.
372. Serpetzoglou E., Albrecht B.A., Kollias P., Fairall C.W. Boundary layer, cloud, and drizzle variability in the Southeast Pacific stratocumulus regime // *J. Climate.* – 2008. – V. 21, N 23. – P. 6191–6214.
373. Shupe M.D., Intrieri J.M. Cloud radiative forcing of the Arctic surface: The influence of cloud properties, surface albedo and solar zenith angle // *J. Climate.* – 2004. – V. 17, N 4. – P. 616–628.
374. Smagorinsky I. On the dynamical prediction of large-scale condensation by numerical methods. Monograph. No 5. American Geophysical Union. – 1960. Physics of Precipitation.
375. Smith A., Lott N., Vose R. The integrated surface database: Recent developments and partnerships // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 2011. – V. 92, N 6. – P. 704–708.
376. Sokolov A.P., Monier E. Changing the climate sensitivity of an Atmospheric General Circulation Model through Cloud Radiative Adjustment // *J. Climate.* – 2012. – V. 25, N 19. – P. 6567–6584.
377. Stein T.H. M., Delanoë J., Hogan R.J. A comparison among four different retrieval methods for ice-cloud properties using data from CloudSat, CALIPSO, and MODIS // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2011. – V. 50, N 9. – P. 1952–1969.

378. 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.
379. Stephens G.L., Ellis T.D. Controls of global-mean precipitation Increases in Global Warming GCM Experiments // *J. Climate*. – 2008. – V. 21, N 239. – P. 6141–6155.
380. Stephens G.L., Wild M., Stackhouse P.W., L'Ecuyer T., Kato T., Henderson D.S. The global character of the flux of downward longwave radiation // *J. Climate*. – 2012. – V. 25, N 7. – P. 2329–2340.
381. 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.
382. Stramler K., Del Genio A.D., Rossow W.B. Synoptically driven Arctic winter states // *J. Climate*. – 2011. – V. 24, N 6. – P. 1747–1762.
383. Stubenrauch C.J., Schumann U. Impact of air traffic on cirrus coverage // *Geophys. Res. Lett.* – 2005. – V. 32, N L14813. Doi: 10.1029/2005GL022707.
384. Sun B. Cloudiness over the contiguous United States: Contemporary changes observed using ground-based and ISCCP D2 data // *Geophys. Res. Lett.* – 2003. – V. 30, N 1053. Doi:10.1029/2002GL015887.
385. Sun B., Groisman P.Ya. Cloudiness variations over the former Soviet Union // *Int. J. Climatol.* – 2000. – V. 20, N 10. – P. 1097–1111.
386. 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.
387. Sun, B., Groisman P.Ya. Variations in low cloud cover over the United States during the second half of the twentieth century // *J. Climate*. – 2004. – V. 17, N 9. – P. 1883–1888.
388. Sun B., Karl T.R., Seidel D.J. Changes in cloud-ceiling heights and frequencies over the United States since the early 1950s. // *J. Climate*. – 2007. – V. 20, N 15. – P. 3956–3970.
389. Tang Q., Leng G. Changes in cloud cover, precipitation, and summer temperature in North America from 1982 to 2009 // *J. Climate*. – 2013. – V. 26, N 5. – P. 1733–1744.
390. Teixeira M.S., Satyamurty P. Trends in the frequency of intense precipitation events in southern and southeastern Brazil during 1960–2004 // *J. Climate*. – 2011. – V. 24, N 7. – P. 1913–1921.
391. 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.
392. Tjernström M., Sedlar J., Shupe M.D. How well do regional climate models reproduce radiation and clouds in the Arctic? An evaluation of ARCMIP simulations // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2008. – V. 47, N 9. – P. 2405–2422.
393. Trenberth, K.E., Fasullo J.T. Global warming due to increasing absorbed solar radiation // *Geophys. Res. Lett.* – 2009. – V. 36, N 7. Doi: 10.1029/2009GL037527.
394. Trishchenko A.P., Garand L., Trichtchenko L.D. Three-apogee 16-h highly elliptical orbit as optimal choice for continuous meteorological imaging of polar regions // *J. Atmos. Oceanic Technol.* – 2011. – V. 28, N 11. – P. 1407–1422.

395. Town M.S., Walden V.P., Warren S.G. Spectral and broadband longwave downwelling radiative fluxes, cloud radiative forcing, and fractional cloud cover over the South Pole // *J. Climate*. – 2005. – V. 18, N 20. – P. 4235–4252.
396. Town M.S., Walden V.P., Warren S.G. Cloud cover over the South Pole from visual observations, satellite retrievals, and surface-based infrared radiation measurements // *J. Climate*. – 2007. – V. 20, N 3. – P. 544–559.
397. Turner D.D., Eloranta E.W. Validating mixed-phase cloud optical depth retrieved from infrared observations with High Spectral Resolution Lidar // *IEEE Geoscience and Remote Sens. Lett.* – 2008. – V. 5, N 2. – P. 285–288.
398. Turner D.D., Vogelmann A.M., Johnson K., Miller M., Austin R.T., Barnard J.C., Flynn C., Long C., McFarlane S.A., Cady-Pereira K., Clough S.A., Chiu J.C., Khaiyer M.M., Liljegren J., Lin B., Minnis P., Marshak A., Matrosov S.Y., Min Q., Wang Z., Wiscombe W. Thin liquid water clouds: their importance and our challenge // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 2007. – V. 88, N 2. – P. 177–190.
399. 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. of Climate*. – 2004. – V. 17, N 14. – P. 2890–2898.
400. 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.
401. Turner J., Lachlan-Cope T.A., Colwell S., Marshall G.J., Connolley W.M. Significant warming of the Antarctic winter troposphere // *Science*. – 2006. – V. 311, N 5769. – P. 1914–1917.
402. Varani A. «Cloudy in a clear sky». <http://earthobservatory.nasa.gov/Study/CloudsClearSky/>
403. 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.
404. Vavrus S. The impact of cloud feedbacks on Arctic climate under greenhouse // *J. Climate*. – 2004. – V. 17, N 3. – P. 603–615.
405. 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.* – 2009. – V. 33, N 7–8. – P. 1099–1115. Doi: 10.1007/s00382-008-0475-6.
406. Vavrus S.J., Bhatt U.S., Alexeev V.A. Factors influencing simulated changes in future Arctic cloudiness // *J. Climate*. – 2011. – V. 24, N 18. – P. 4817–4830.
407. Vecchi G.A., Fueglistaler S., Held I.M., Knutson T.R., Zhao M. Impacts of atmospheric temperature trends on tropical cyclone activity // *J. Climate*. – 2013. – V. 26, N 1. – P. 3877–3891.
408. 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.
409. Walsh J.E., Chapman W.L. Arctic cloud–radiation–temperature associations in observational data and atmospheric Reanalyses // *J. Climate*. – 1998. – V. 11, N 11. – P. 3030–3045.

410. Walsh, J.E., Kattsov V.M., Chapman W.L., Govorkova V., Pavlova T. Comparison of Arctic climate simulations by uncoupled and coupled global models // *J. Climate*. – 2002. – V. 15, N 12. – P. 1429–1446.
411. Walsh J.E., Chapman W.L., Romanovsky V., Christensen J.H., Stendel M. Global climate model performance over Alaska and Greenland // *J. Climate*. – 2008. – V. 21, N 23. – P. 6156–6174.
412. Wang B., Wu R., Lau K.-M. Interannual variability of Asian summer monsoon: Contrast between the Indian and western North Pacific–East Asian monsoons // *J. Climate*. – 2001. – V. 14, N 20. – P. 4073–4090.
413. Wang J., Cole H.L., Carlson D.J., Miller E.R., Beierle K., Paukkunen A., Laine T.K. Corrections of humidity measurement errors from the Vaisala RS80 radiosonde – Application to TOGA COARE data // *J. Atmos. Oceanic Technol.* – 2002. – V. 19, N 7. – P. 981–1002.
414. Wang J., Rossow W. Determination of cloud vertical structure from upper-air observations // *J. Applied Meteorol.* – 1995. – V. 34, N 10. – P. 2243–2258.
415. Wang J., Rossow W. Effect of cloud vertical structure on atmospheric circulation in the GISS GCM // *J. Climate*. – 1998. – V. 11, N 11. – P. 3010–3029.
416. Wang J., Rossow W., Uttal T., Rozendaal M. Variability of cloud vertical structure during ASTEX observed from a combination of rawinsonde, radar, ceilometer, and satellite // *Mon. Wea. Rev.* – 1999. – V. 127, N 10. – P. 2484–2502.
417. Wang K., Dickinson R.E., Wild M., Liang S. Evidence for decadal variation in global terrestrial evapotranspiration between 1982 and 2002: 2. Results // *J. Geophys. Res.* – 2010. – V. 115, N D20.27. Doi: 10.1029/2010JD013847.
418. Wang T., Min Q. Retrieving optical depths of optically thin and mixed-phase clouds from MFRSR measurements // *J. Geophys. Res.* – 2008. – V. 113, N D19203.
419. Wang X., Key J.R. Recent trends in Arctic surface, cloud, and radiation properties from space // *Science*. – 2003. – V. 200, N 5613. – P. 1725–1728.
420. Wang X., Key J.R. Arctic surface, cloud and radiation properties based on the AVHRR polar pathfinder dataset. Part II: Recent trends // *J. Climate*. – 2005. – V. 18, N 14. – P. 2575–2593.
421. Ward D., Cotton W. A method for forecasting cloud condensation nuclei using predictions of aerosol physical and chemical properties from WRF/Chem. // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2011. – V. 50, N 7. – P. 1601–1615.
422. 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.
423. Warren S.G., Hahn C.J., London J. Simultaneous occurrence of different cloud types // *J. Climate Appl. Meteorol.* – 1985. – V. 24, N 7. – P. 658–667.
424. 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. – 229 p.
425. 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.
426. Weare B.C. and AMIP Modelling Groups. Evaluation of the vertical structure of zonally averaged cloudiness and its variability in the Atmospheric Model Intercomparison Project // *J. Climate*. – 1996. – V. 9, N 12. – P. 3419–3431.

427. Weaver C.P., Ramanathan V. Relationships between large-scale vertical velocity, static stability, and cloud radiative forcing over northern hemisphere extratropical oceans // *J. Climate*. – 1997. – V. 10, N 11. – P. 2871–2887.
428. Wibig J. Cloudiness variations in Łódź in the second half of the 20th century // *Int. J. Climatol.* – 2008. – V. 28, N 4. – P. 479–491.
429. Wielicki B.A., Cess R.D., King M.D., Randall D.A., Harrison E.F. Mission to planet Earth: role of clouds and radiation in climate // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1995. – V. 76, N 11. – P. 2125–2153.
430. Williams K.D., Bodas-Salcedo A., Déqué M., Fermepin S., Medeiros B., Watanabe M., Jakob C., Klein S.A., Senior C.A., Williamson D.L. The Transpose-AMIP II Experiment and its application to the understanding of Southern Ocean cloud biases in Climate Models // *J. Climate*. – 2013. – V. 26, N 10. – P. 3258–3274.
431. Wind G., Platnick S., King M.D., Hubanks P. A., Pavolonis M.J., Heidinger A.K., Yang P., Baum B.A. Multilayer cloud detection with the MODIS near-infrared water vapor absorption band // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2010. – V. 49, N 11. – P. 2315–2333.
432. WMO. International cloud atlas // World Meteorological Organization. – 1956. – 72 plates. – 62 p.
433. Wood R., Field P.R. The distribution of cloud horizontal sizes // *J. Climate*. – 2011. – V. 24, N 18. – P. 4800–4816.
434. Wu Q., Karoly D.J., North G.R. Role of water vapor feedback on the amplitude of seasonal cycle in the global mean surface air temperature // *Geophys. Res. Lett.* – 2008. – V. 35, N L08711. Doi: 10.1029/2008GL033454.
435. 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.
436. Xie S., Hume T., Jakob C., Klein S.A., McCoy R.B., Zhang M. Observed large-scale structures and diabatic heating and drying profiles during TWP-ICE // *J. Climate*. – 2010. – V. 23, N 1. – P. 57–79.
437. Xia X. Spatiotemporal changes in sunshine duration and cloud amount as well as their relationship in China during 1954–2005 // *J. Geophys. Res.* – 2010. – V. 115, N D7.16. Doi: 10.1029/2009JD012879.
438. Xia X. Significant decreasing cloud cover during 1954–2005 due to more clear-sky days and less overcast days in China and its relation to aerosol // *Ann. Geophys.* – 2012. – V. 30. – P. 573–582.
439. Yamaguchi T., Randall D.A., Khairoutdinov M.F. Cloud modeling tests of the ULTIMATE-MACHO scalar advection scheme // *Mon. Wea. Rev.* – 2011. – V. 139, N 10. – P. 3248–3264.
440. Yin B., Min Q., Duan M., Bartholomew M.J., Vogelmann A.M., Turner D.D. Retrievals of cloud optical depth and effective radius from Thin-Cloud Rotating Shadowband Radiometer (TCRSR) measurements // *J. Geophys. Res.* – 2011. – V. 116, N D23. DOI: 10.1029/2011JD016192.
441. Yin J.H. A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate // *Geophys. Res. Lett.* – 2005. – V. 32, N 18. DOI: 10.1029/2005GL023684.
442. Yuan J., Houze R.A. Global variability of mesoscale convective system anvil structure from A-Train Satellite Data // *J. Climate*. – 2010. – V. 23, N 21. – P. 5864–5888.
443. 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.

444. Zeng S., Parol F., Riedi J., Cornet C., Thieuleux F. Examination of POLDER/PARASOL and MODIS/Aqua cloud fractions and properties representativeness // *J. Climate*. – 2011. – V. 24, N 16. – P. 4435–4450.
445. Zeng X., Brunke M.A., Zhou M., Fairall C., Bond N.A., Lenschow D.H. Marine atmospheric boundary layer height over the Eastern Pacific: data analysis and model evaluation // *J. Climate*. – 2004. – V. 17, N 21. – P. 4159–4170.
446. Zhai P., Eskridge R.E. Atmospheric water vapour over China // *J. Climate*. – 1997. – V. 10, N 10. – P. 2643–2652.
447. Zhang C., Wang Y., Lauer A., Hamilton K., Xie F. Cloud base and top heights in the Hawaiian region determined with satellite and ground-based measurements // *Geophys. Res. Lett.* – 2012. – V. 39, N 15. Doi: 10.1029/2012GL052355.
448. Zhang L., Zhou T. The interannual variability of summer upper-tropospheric temperature over East Asia // *J. Climate*. – 2012. – V. 25, N 19. – P. 6539–6553.
449. Zhang M., Bretherton C. Mechanisms of low cloud–climate feedback in idealized single-column simulations with the Community Atmospheric Model, Version 3 (CAM3) // *J. Climate*. – 2008. – V. 21, N 18. – P. 4859–4878.
450. Zhang R., Kang S.M., Held I.M. Sensitivity of climate change induced by the weakening of the Atlantic meridional overturning circulation to cloud feedback // *J. Climate*. – 2010. – V. 23, N 2. – P. 378–389.
451. 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.
452. Zhao P., Yang S., Yu R. Long-term changes in rainfall over eastern China and large-scale atmospheric circulation associated with recent global warming // *J. Climate*. – 2010. – V. 23, N 6. – P. 1544–1562.
453. Zib B.J., Dong X., Xi B., Kennedy A. Evaluation and intercomparison of cloud fraction and radiative fluxes in recent reanalyses over the Arctic using BSRN surface observations // *J. Climate*. – 2012. – V. 25, N 7. – P. 2291–2305.
454. Zuidema P., Painemal D., S. de Szoeke, Fairall C. Stratocumulus cloud-top height estimates and their climatic implications // *J. Climate*. – 2009. – V. 22, N 17. – P. 4652–4666.
455. Zurbenko I., Porter P.S., Rao S.T., Ku J.Y., Gui R., Eskridge R.E. Detecting discontinuities in time series of upper-air data: developed and demonstration of an adaptive filter technique // *J. Climate*. – 1996. – V. 9, N 12. – P. 3548–3560.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	7
Глава 1. Профили температуры и влажности как источник информации об облачности. Методы восстановления параметров облачности по данным радиозондирования атмосферы	10
1.1. Данные о температуре и влажности в массивах радиозондовых наблюдений	11
1.2. Влияние облачности на профили аэрологических величин	14
1.3. Обзор методов определения границ и количества облачных слоев по радиозондовым наблюдениям	15
Выводы	18
Глава 2. SE-метод определения границ и количества облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности	19
2.1. SE-метод определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности	19
2.2. Реализация SE-метода	26
2.3. Апробация SE-метода для облачного состояния небосвода	34
2.4. Апробация SE-метода для безоблачного состояния небосвода	48
Выводы	53
Глава 3. Исследование чувствительности SE-метода восстановления границ облачности к изменению разрешения зондирования, сравнение полученных результатов с результатами определения облачности другими методами на данных эксперимента SHEBA	54
3.1. Характеристика данных	57
3.2. Сравнение облачных слоев, восстановленных по профилям температуры и влажности с облачностью, определенной с различных наблюдательных платформ для 4 мая 1998 года	57
3.3. Сравнение результатов определения облачности по радиозондовым профилям температуры и влажности различными методами	65
3.4. Определение облачного и безоблачного состояний небосвода различными методами	67
Выводы	70
Глава 4. Климатические изменения параметров облачных слоев	71
4.1. Глобальные климатические изменения некоторых параметров облачных слоев за период 1964–1998 гг.	76
4.2. Связь глобальных климатических изменений ОС и параметров атмосферы	102
4.3. Тренды во временных рядах некоторых параметров зондирования	111
4.4. Исследование вертикальной макроструктуры облачности при различных погодных условиях в Арктике	114
Выводы	120
Заключение к тому 2	122
Список литературы	123

Монография

Алдухов О.А., Черных И.В.

**Методы анализа и интерпретации данных
радиозондирования атмосферы**

Том 2

Восстановленные облачные слои

Подписано к печати 04.12.2013 г. Формат 60×84/16.
Печать офсетная. Печ. л. 8,8. Тираж 165 экз. Заказ № 31.

Отпечатано в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», г. Обнинск, ул. Королёва, 6.