

Струнин Александр Михайлович

СПЕКТРАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ТУРБУЛЕНТНОСТИ И ТУРБУЛЕНТНЫХ
ПОТОКОВ В КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКАХ ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ПО
ДАНЫМ САМОЛЕТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Специальность

25.00.29 – физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:

доктор технических наук,

кандидат физико-математических наук

Кадыгров Евгений Николаевич

Долгопрудный - 2015

СОДЕРЖАНИЕ

1 Введение	4
1.1 Пространственная и спектральная структура турбулентности в облаках конвективного развития.....	13
1.2 Методы измерения пульсаций скорости ветра и температуры воздуха с борта самолета-лаборатории	29
1.3 Современные методы спектрального анализа турбулентности и турбулентных потоков	40
2 Постановка цели и задач исследований	46
3 Самолетный эксперимент по исследованию турбулентности в тропических конвективных облаках над о. Куба	47
3.1 Назначение и состав измерительного комплекса.....	47
3.2 Расчет пульсаций скорости ветра и температуры.....	51
3.3 Выполнение исследований над метеополугоном.....	55
4. Особенности структуры турбулентности и турбулентных потоков в конвективных облаках	59
4.1 Методы расчета и представления спектральных характеристик турбулентности и турбулентных потоков тепла и импульса в облаках.....	59
4.2 Метод введения поправки на водность облака в измеренную температуру воздуха и ее пульсации.....	65
4.3 Оценка погрешностей измерения температуры и ее пульсаций в облаках и апробация метода.....	71
4.4 Особенности спектральной структуры турбулентности в облаках конвективных форм.....	86
5 Заключение	123
Список используемой литературы	128

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

ВДТ - высокочастотный датчик температуры

ДУ – датчик ускорений

ВК – выключатель коррекции

ИВО - измеритель влажности облаков

ППД - приемник полного давления

ПТДК - пульсационный термодинамический комплекс

ЦАО - Центральная аэрологическая обсерватория

ЦГВ – центральная гировертикаль

Cu hum., humilis - кучевые плоские облака

Cu med., mediocris - кучевые средние облака

Cu cong., congestus - мощные кучевые облака

Cb - кучево-дождевые (грозовые) облака

GPS – Global Navigation System

INS – Inertial Navigation System

1 ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы

Турбулентность – хаотически неупорядоченное движение объемов воздуха самых различных масштабов – является одним из характерных свойств атмосферных воздушных течений, изучение ее необходимо для решения ряда теоретических и прикладных задач. Турбулентность играет одну из наиболее важных ролей в образовании и развитии облаков различных форм, атмосферных фронтов и циклонов, а в тропической зоне Земли – и в возникновении ураганов [3]. Наиболее ярко выраженными зонами в атмосфере, где развивается турбулентность, являются планетарный пограничный слой, струйные течения на высотах и облака. Особенности динамической структуры однородного пограничного слоя довольно хорошо известны, основы которой были заложены А.М. Обуховым (см. сборник статей, [48]) и А.С. Мониным (в кн. [47]). Для моделирования приземного слоя использовалась теория подобия Монино-Обухова [46], где в качестве одного из основных параметров использовался масштаб Обухова [49]. Теоретические и экспериментальные основы атмосферной турбулентности изложены в фундаментальных трудах А.С. Монино и А.М. Яглома [45]. Экспериментальные материалы по изучению пограничного слоя аккумулированы в ряде работ [35; 117; 5; 88; 95; 33; 62]. В последние годы можно отметить и существенные продвижения в исследовании структуры неоднородного пограничного слоя атмосферы (см., например, [50; 61; 107]). В литературе имеются достаточно обширные сведения и о так называемой «турбулентности ясного неба», обычно возникающей на границах струйных течений и существенным образом влияющей на безопасность полетов самолетов ([3; 9]).

Однако особую важность для изучения атмосферы имеет турбулентность в облаках различных типов (форм) и окружающей их атмосфере, которую принято называть облачной атмосферой [42]. Следует отметить, что количество и полнота сведений о турбулентности в облаках и облачной атмосфере явно уступают данным о турбулентности пограничного слоя атмосферы.

Облака, в зависимости от процессов в атмосфере, приводящих к их образованию, обычно подразделяются на слоистообразные и волнистообразные облака и относятся к различным ярусам (высотам) – нижнему, среднему и верхнему. Известно, что в облаках всех типов турбулентность обычно развита существенно сильнее, чем в окружающей атмосфере [42]. Особую группу составляют облака вертикального развития, или конвективные облака. В отличие от слоистообразных облаков, протяжённых по горизонтали, конвективные облака развиваются в вертикальном направлении. Из конвективных облаков выпадают наиболее интенсивные осадки, иногда приводящие и к катастрофическим последствиям. В конвективных облаках воздушные движения и турбулентность наиболее интенсивны и существенно, в несколько раз превышает интенсивность динамических движений в облаках слоистых форм. Мощные конвективные облака представляют опасность для полётов воздушных судов [4], поскольку вертикальные порывы ветра могут привести к потере устойчивости самолёта или даже к разрушению его конструкции.

Знания о динамической структуре конвективных облаков (и о турбулентности в этих облаках) необходимы как для развития физики атмосферы и облаков, так и для решения многих прикладных задач. Сведения о динамической структуре облаков вертикального развития необходимы для разработки прогноза передвижения облаков, интенсивности выпадающих из них осадков, возможности образования в них града и появления шквалов, т.е. предупреждения об опасных явлениях погоды. Модели развития конвективных облаков (в том числе и эмпирические, основанные на экспериментальных данных) необходимы для разработки методов активных воздействий на них с целью увеличения количества осадков в заданных районах или предотвращения градобития сельскохозяйственных культур.

Развитие конвективных облаков может наблюдаться в любом географическом регионе, однако, поскольку для их возникновения необходимы довольно большие вертикальные градиенты температуры и высокое увлажнение воздуха, наиболее мощные конвективные облака образуются в тропической зоне.

Отличительной особенностью конвективных облаков тропической зоны является их ярко выраженная вертикальная протяженность. Скорость роста таких облаков велика и заметно превышает скорости роста конвективных облаков умеренных широт. Ливневые дожди, характерные для тропиков (в определённые сезоны интенсивные ливни там могут наблюдаться практически ежедневно) в умеренных широтах более редки. Ярко выраженные процессы развития конвективных облаков в тропической зоне делают их чрезвычайно удобными объектами для выявления общих закономерностей динамической структуры облаков вертикального развития.

Наиболее эффективным средством исследования турбулентности в облаках является самолет-лаборатория, оснащенный специальной аппаратурой для измерения пульсаций компонент скорости ветра и температуры воздуха на уровне полета. Получаемые с борта самолета-лаборатории данные позволяют рассчитать не только геометрические размеры зон возмущения, но и определить интенсивность турбулентности, спектральные характеристики турбулентности, коэффициенты турбулентного перемешивания и другие характеристики.

Недостатки самолетного метода исследований облаков обусловлены не техническими проблемами, а связаны с опасностью проведения исследований и их высокой стоимостью. Полёт в облаках (и особенно в облаках кучевых форм) представляет опасность для экипажа из-за обледенения самолёта и возможной потери его устойчивости (или даже прочности) в облачных турбулентных зонах. Исследования в конвективных облаках выполняются с помощью специальных методик, а безопасность полётов обеспечивается, прежде всего, за счёт опыта и навыков специально подготовленных экипажей самолетов-лабораторий, а также опыта научных руководителей полётов на борту самолета. Высокая стоимость самолетного эксперимента, обусловлена ценой аренды самолета и высокой стоимостью специального самолетного оборудования. Вполне возможно, что большие расходы на летные эксперименты были основной причиной относительно малого количества проведенных в мире самолетных исследований облачной турбулентности. Однако именно поэтому уже собранный и

накопленный в результате самолетных исследований материал об облачной турбулентности представляет большую научную ценность и должен быть тщательно проанализирован, поскольку зачастую повторное проведение экспериментов просто невозможно.

В литературе имеется довольно большое количество сведений о воздушных потоках и турбулентности в конвективных облаках, как в облаках тропической зоны, так и в облаках средней полосы (см., например, [68; 121; 69; 41; 108; 56; 25] и др.). Были выявлены некоторые закономерности развития турбулентности в конвективных облаках различных типов, получены сведения о спектрах пульсаций скорости ветра как внутри облаков, так и в их ближайшей окрестности. Тем не менее, имеющихся данных явно недостаточно для понимания процессов развития конвективных облаков, взаимосвязи микрофизических параметров облаков с их динамической структурой. Практически не изучен в экспериментальном плане турбулентный перенос внутри конвективных облаков и через их границы.

Центральная аэрологическая обсерватория (ЦАО) обладает многолетним опытом исследования облаков различных форм с помощью самолетов-лабораторий. Исследовались как облака вертикального развития средней полосы (см., например, [37; 69]), так и слоистые и слоисто-кучевые облака фронтальных облачных систем ([22; 65]). Необходимо отметить, что турбулентная структура облаков средней полосы слоистообразных и волнистых форм исследована достаточно подробно. В результате многолетних самолетных исследований фронтальных облачных систем в Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО) получены экспериментальные данные о распределениях пульсаций скорости ветра и температуры в облаках различных форм, их спектральных характеристик, данные о коэффициенте турбулентности [65]. В результате этих исследований построена эмпирическая модель турбулентности в облачной атмосфере (т.е. в облаках и окружающих их пространстве), основанная на большом объеме экспериментального материала. Однако в представленной модели практически отсутствуют сведения о турбулентности в облаках

вертикального развития. В модель включены данные о турбулентности только в затопленных кучевых облаках $Cu\ emb$, т.е. в конвективных облаках, развивающихся внутри окружающих их облаков слоистых форм. Очевидно, что эти данные необходимо сопоставить с отдельно развивающимися конвективными облаками различных типов.

В ЦАО накоплен обширный материал по исследованию динамической структуры конвективных облаков тропической зоны над о. Куба [63], который может восполнить имеющийся пробел в данных при проведении тщательного анализа результатов измерений.

Объектом исследований в настоящей работе являются конвективные облака тропической зоны, развивающиеся над о. Куба. Исследования проводились над метеорологическим полигоном в районе г. Камагуэй, расположенном в центре острова. Причинами возникновения облаков в этом районе были как конвекция за счет прогрева поверхности, так и конвергенция воздушных потоков, приходящих с Атлантического океана и Карибского моря.

Предметом исследования является структура циркуляции в отдельной ячейке, включая само облако и окружающее пространство. Необходимо отметить, что динамически облака и прилегающее к ним области составляют единое целое, поскольку процессы облакообразования оказывают существенное влияние на окружающее их безоблачное пространство. Особое внимание в работе было уделено спектральным характеристикам турбулентных движений и турбулентных потоков, являвшихся как причиной, так и результатом развития облаков.

Методы исследований

В Центральной аэрологической обсерватории накоплен обширный материал о турбулентности в тропических облаках вертикального развития над о. Куба. В качестве основного средства исследования турбулентности использовался специально оборудованный самолет-лаборатория, причем измерения с борта самолета дополнялись наземными радиолокационными наблюдениями за облаками.

Для анализа накопленного материала были применены современные методы компьютерной обработки данных, включая вейвлет-преобразование с базисной функцией Морле, для чего были подготовлены специальные программы обработки данных. Для получения корректных спектральных характеристик пульсаций температуры и турбулентных потоков тепла при анализе и обработке данных использовался вновь разработанный метод учета влияния облачных капель на показания датчика температуры. Для представления спектральных характеристик турбулентности и турбулентных потоков использовались методы нормировки данных и определялись управляющие параметры, характеризующие формы спектральных кривых.

Научная новизна

Предложен новый метод определения истинной температуры воздуха и ее пульсаций в облаках с жидко-капельной фракцией (до температуры воздуха выше $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Впервые выявлена зависимость спектральных характеристик турбулентных пульсаций скорости ветра и температуры и турбулентных потоков в конвективных облаках от стадии их развития.

Впервые получены универсальные функции спектральных характеристик турбулентных потоков тепла и импульса в зоне конвективных облаков.

Впервые рассчитаны значения среднеквадратических пульсаций скорости ветра и температуры, коэффициента турбулентного перемешивания и эмпирические функции их распределения в конвективных облаках тропической зоны в зависимости от стадии их развития.

Научная и практическая значимость результатов

Данные о характеристиках турбулентных пульсаций скорости ветра и температуры и потоков тепла и импульса в облаках вертикального развития необходимы для понимания физических процессов образования и развития облаков и осадков.

Метод введения поправки на водность облака при самолетных наблюдениях позволяет определять истинную температуру воздуха и ее пульсации в облаках с жидко-капельной фракцией.

Универсальные кривые спектральных плотностей пульсаций и коспектров потоков тепла и импульса могут быть использованы для компьютерного моделирования процессов облако- и осадкообразования.

Полученные спектральные характеристики турбулентности, эмпирические функции распределения параметров турбулентности в облаках могут быть использованы для расчета прочностных характеристик летательных аппаратов, создания систем их управления, обеспечения безопасности полетов.

Положения, выносимые на защиту

Метод определения истинной температуры воздуха и ее пульсаций для самолетных наблюдений в облаках с жидко-капельной фракцией.

Спектральные характеристики турбулентности в конвективных облаках тропической зоны, полученные для различных стадий развития облаков.

Универсальные функции, описывающие спектральные характеристики турбулентности в конвективных облаках тропической зоны для различных стадий их развития.

Эмпирические функции распределения среднеквадратических значений пульсаций и величин коэффициента турбулентного перемешивания для конвективных облаков тропической зоны на различных стадиях их развития.

Достоверность результатов

Достоверность полученных в диссертации результатов исследований подтверждается их сопоставлением с данными, полученными различными исследователями конвективных облаков. Разработанный метод определения истинной температуры воздуха и ее пульсаций для самолетных наблюдений в облаках с жидко-капельной фракцией обоснован теоретически и подтвержден в результате анализа данных самолетных наблюдений.

Личный вклад автора

Создание и апробация метода, доработка существующих программ для расчета истинной температуры воздуха и ее пульсаций в облаках с жидко-капельной фракцией.

Обработка и анализ имеющихся самолетных данных о турбулентности в конвективных облаках тропической зоны над о. Куба (расчет спектров пульсаций и коспектров потоков, выявление параметров, определяющих их вид и классификация спектральных характеристик в зависимости от управляющих параметров).

Получение универсальных функций, описывающих спектральную структуру пульсаций и турбулентных потоков в облаках вертикального развития в зависимости от стадии их развития.

Получение эмпирических функций распределения параметров турбулентности (среднеквадратических значений пульсаций и величин коэффициента турбулентного перемешивания) в конвективных облаках в зависимости от стадии их развития.

Публикации автора

По теме диссертации опубликовано 11 работ, из них 3 – в рецензируемых журналах, входящих в список ВАК, получен 1 патент на полезную модель.

Список публикаций автора приведен в главе 5 настоящей диссертации.

Апробация работы (доклады на конференциях)

Результаты настоящей диссертационной работы доложены на следующих Всероссийских и международных конференциях:

16-ой Международной конференции по физике облаков, Лейпциг (Германия), 31 июля – 3 августа 2012 г.

Конференции молодых специалистов по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, 4-6 июня 2013 г, г. Обнинск (Россия).

Международной научной конференции с элементами научной школы «Инновационные методы и средства исследований в области физики атмосферы, гидрометеорологии, экологии и изменения климата», СКФУ-ВГИ-РГГМУ, Ставрополь, 23 - 26 сентября 2013 г.

Всероссийской открытой конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы, посвященной 80-летию Эльбрусской высокогорной комплексной экспедиции АН СССР, г. Нальчик, 7-9 октября 2014 г., ВГИ.

5-ой Международной научной школе молодых ученых «Волны и вихри в сложных средах», Москва, 25 - 28 ноября 2014 г., «Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского» РАН.

II-ой Всероссийской научной конференции «Экология и космос» им. академика К.Я. Кондратьева, Санкт-Петербург, 10 – 11 февраля 2015 г., Военно-космическая академия им. А.Ф. Можайского.

Результаты диссертации докладывались также на семинарах и заседаниях Ученого совета Центральной аэрологической обсерватории, геофизическом семинаре НИВЦ МГУ.

1.1 ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И СПЕКТРАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ОБЛАКАХ КОНВЕКТИВНОГО РАЗВИТИЯ

Облака вертикального развития или конвективные облака имеют собственную классификацию, отличную от классификации облаков слоистых и волнистообразных форм. Группа облаков вертикального развития подразделяется на кучевые плоские (Cu hum., humilis) — слабо развитые по вертикали (вертикальная мощность таких облаков составляет от 100 м до 1 км), кучевые средние (Cu med., mediocris) — умеренно развитые по вертикали (с вертикальной мощностью 1—2 км), и мощные кучевые (Cu cong., congestus) — сильно развитые по вертикали (мощность более 2 км), иногда в виде башен, их верхние части имеют вид куполов с клубящимися очертаниями. Такие облака при благоприятных условиях в процессе своего развития превращаются в кучево-дождевые (грозовые) облака Cb [42]. Внешний вид облаков вертикального развития различных форм приведен на рисунке 1.1.1.

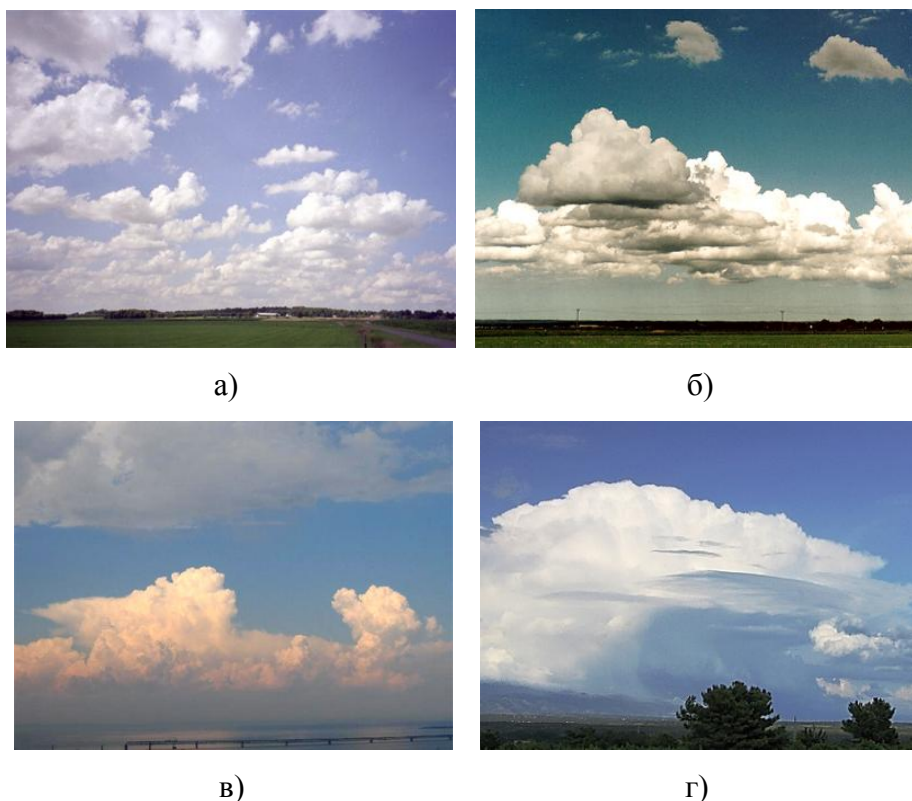


Рисунок 1.1.1 – Внешний вид типичных форм конвективных облаков: а) – Cu hum; б) – Cu med; в) – Cu cong; г) – Cb (фото с сайта www.prorogody.ru)

Выделяется также особая форма облаков вертикального развития – *Cu emb*, т.е. затопленных кучевых (конвективных) облаков [92]. Такие облака развиваются внутри облаков слоистообразных форм, как правило, в зонах фронтального раздела и могут быть обнаружены либо по показаниям приборов (при полете самолета внутри облачного слоя), либо визуально, по характерным куполообразным вершинам, поднимающимся над верхней границей слоистообразных облаков [65]. Исследования показали, что характеристики таких облаков (их горизонтальная протяженность, интенсивность пульсаций скорости ветра, спектры пульсаций, степень анизотропии пульсаций) заметно отличаются от обычных облаков вертикального развития.

Настоящий обзор посвящен экспериментальным (в основном, самолетным) исследованиям конвективных облаков внутримассового развития, т.е. облаков, развивающихся за счет конвективной неустойчивости атмосферы или вследствие конвергенции воздушных потоков в тропической зоне. Это обусловлено тем, что настоящая диссертация посвящена исследованию именно внутримассовых конвективных облаков тропической зоны.

Самолетные инструментальные исследования турбулентности и воздушных движений в конвективных облаках проводятся с середины прошлого века (см., например, [71; 16; 121; 69; 42]). Так, Вульфсон [12] применил для исследований вертикальных воздушных потоков в кучевых облаках малоинерционный термометр, который позволял определять масштабы потоков и их направление. Однако значительная часть информации о пульсациях скорости ветра в конвективных облаках была получена в те годы по измерениям перегрузки центра тяжести самолета, что позволяло рассчитывать так называемые «эффективные порывы ветра» [31]. Несмотря, казалось бы, на малую чувствительность этого метода, в результате многочисленных самолетных исследований удалось получить данные об интенсивности наиболее важной, вертикальной компоненты пульсаций скорости ветра. Это было связано, прежде всего, с тем, что в конвективных облаках, и, в особенности, в облаках типа *Cu cong* и турбулентность была развита сильнее, чем в облаках других форм и окружающем

пространстве. В частности, амплитуды горизонтальных и вертикальных пульсаций скорости ветра внутри самых мощных из конвективных облаков C_b достигали $15 - 20 \text{ мс}^{-1}$ [69]. В дальнейшем перегрузочный метод был усовершенствован и, в результате учета собственного движения самолета относительно земли и изменения его полетного веса (в связи с расходом топлива), обеспечило получение корректных данных как внутри конвективных облаков, так и в их окрестности.

Известно, что облака существенным образом деформируют поля основных метеорологических элементов (поля ветра, температуры, влажности, турбулентный режим в атмосфере) в окружающей их атмосфере. Поэтому принято рассматривать облака и их окрестности как единое образование, так называемую «облачную атмосферу» [42]. В полной мере это утверждение относится и к

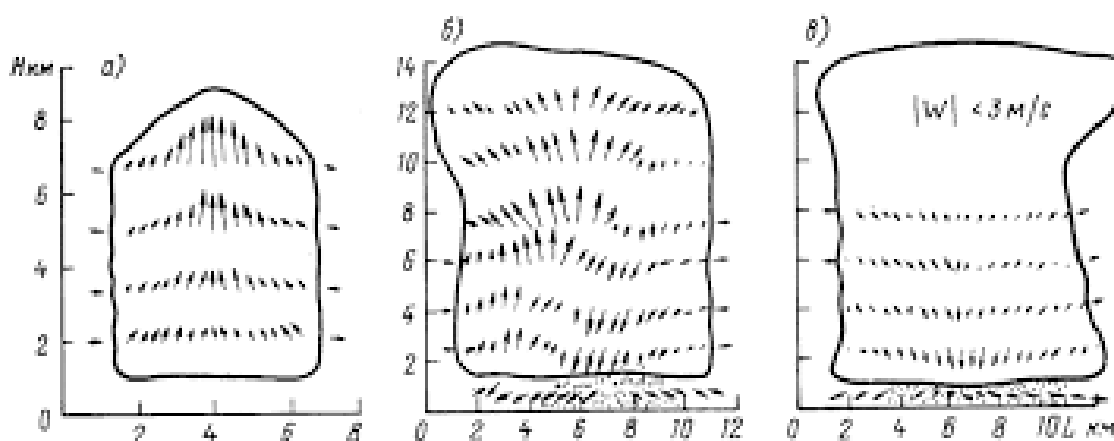


Рисунок 1.1.2 – Стадии развития конвективных облаков по Баейрсу и Брейаму [53]

а) – стадия кучевого облака (стадия развития); б) – стадия зрелости; в) – стадия диссипации.

конвективным облакам всех форм. Так, еще Askerman [71] отмечала, что зона возмущения от кучевого облака превосходит по площади само облако в 2 – 4 раза, т.е. горизонтальные размеры зоны возмущения приблизительно в 1,5 - 2 раза превосходят горизонтальные размеры облака. Это было подтверждено и исследованиями, выполненными для кучевых облаков средней полосы [37; 69]. Кроме того, было отмечено, что турбулентные зоны живут дольше тех облаков, с которыми они были связаны. Это оказалось справедливым как для облаков типа $Cu\ song$, так и летних кучевых облаков над Украиной [54]. Поэтому при

исследованиях турбулентности в облаках имеет смысл рассматривать и изучать само облако и прилегающую к нему воздушную массу, структура которой изменяется под влиянием облака, как единое целое, не выделяя отдельные области.

Фазы развития конвективных облаков.

Как правило, конвективные облака возникают и развиваются группами (кластерами), и часто под термином «кучевое облако» понимают конвективную ячейку, развитие которой тесно связано с другими ячейками. Жизненный цикл ячейки делят на три стадии в зависимости от преобладающего направления вертикального движения воздуха и его интенсивности [53]:

-Стадия кучевого облака (стадия роста), которая характеризуется восходящими движениями в центральной части ячейки;

-Стадия зрелости, характеризующаяся наличием как восходящих, так и нисходящих движений;

-Стадия распада (диссипации), во время которой преобладают слабые нисходящие движения, адиабатический нагрев и исчезновение капельной фазы.

Схематично стадии развития конвективных облаков по Баяйрсу и Брейаму [40] приведены на рисунке 1.1.2. Стадия кучевого облака, или стадия развития продолжается обычно 10 – 15 мин, стадия зрелого облака – 15 – 30 мин, а стадия диссипации облака – около 30 мин. Как отмечает Роджерс [53] стадию диссипации довольно трудно определить. Кроме того, необходимо отметить, что в стадию диссипации, в зависимости от метеорологических условий, могут попасть конвективные ячейки из стадии *Cu cong*, минуя стадию кучево-дождевого облака. Исследователи отмечали, что наиболее мощные и долгоживущие облака могут формироваться путем слияния двух или нескольких конвективных ячеек [36]. В радиолокационной литературе ячейки, которые сливаются с более мощным и долгоживущим облаком получили название фидерных. При этом фидерные ячейки могут попадать в стадию диссипации за счет перераспределения энергии в основные ячейки, которые растут более интенсивно [29]. Отмечается, что процессы слияния облаков наблюдаются в условиях очень неустойчивой

атмосферы [57], что стимулирует рост более мощных облаков и диссипацию более слабых.

Интенсивность пульсаций скорости ветра и температуры в зоне конвективных облаков.

В конвективных облаках Cu, Cu cong и, особенно, Сb турбулентность развита существенно сильнее, чем в облаках других форм и безоблачном пространстве. Так, амплитуды пульсаций скорости ветра внутри Сb достигают $15 - 20 \text{ мс}^{-1}$, что вне облаков может наблюдаться только над горами при сильном ветре [42].

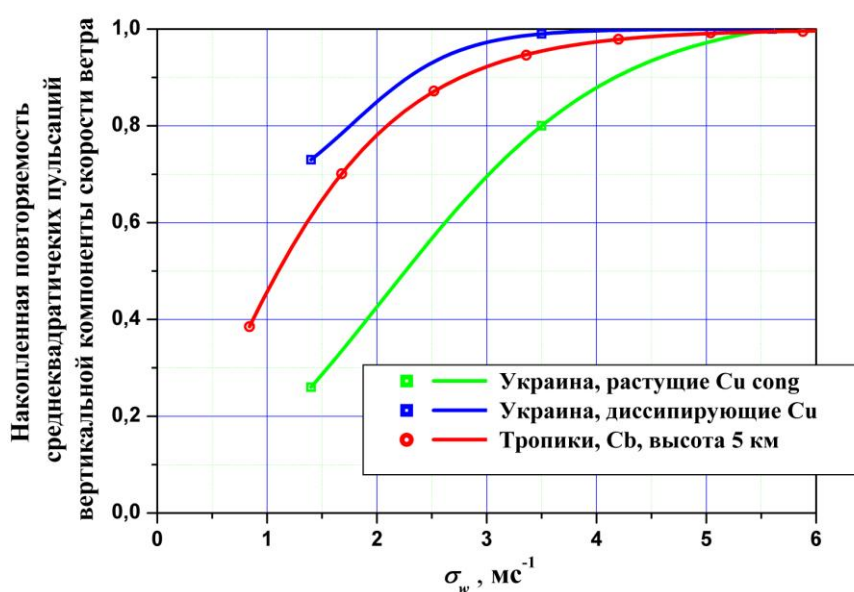


Рисунок 1.1.3 – Сравнение оценок накопленных повторяемостей среднеквадратических значений пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра для кучево-дождевых облаков средней полосы (по данным Шметера) и облаков тропической зоны (по данным Байерса и Рейама). Оценки проведены по данным, приведенным в работах ([7; 67])

Важно, что распределения пульсаций горизонтальной u' и вертикальной w' компонент скорости ветра и температуры воздуха T' в турбулентных зонах облаков (т.е. в тех зонах, где интенсивность пульсаций превышает начальную чувствительность аппаратуры) внутри облаков различных форм и в их окрестности несущественно отличается от нормального (гауссовского) распределения [65]. Поэтому интенсивность турбулентности удобно

характеризовать среднеквадратическими отклонениями соответствующих пульсаций - горизонтальной σ_u и вертикальной σ_w компонент скорости ветра и пульсаций температуры воздуха σ_T , поскольку дисперсии отклонений случайной величины являются достаточно устойчивыми параметрами [10].

В монографии [37] приведены данные о распределении величин σ_u , σ_w , σ_T в окрестностях кучевых облаков и отмечается, что интенсивность турбулентности остается выше фоновой на расстоянии до одного диаметра от границ облака, причем она повышается по мере приближения к облаку. Интенсивность пульсаций скорости ветра и температуры внутри конвективного облака зависит от мощности облака (стадии его развития) и высоты над его основанием. Внутри *Cu hum*, и *Cu med*, развивающихся как в зоне средней полосы, так и тропической зоне, среднеквадратические значения пульсаций составляют σ_u , $\sigma_w \sim 0,4 \text{ мс}^{-1} - 0,9 \text{ мс}^{-1}$, а в *Cu cong* величины σ_u , σ_w могут достигать $1 \text{ мс}^{-1} - 2 \text{ мс}^{-1}$ ([37; 108; 83]. Так, при самолетных исследованиях конвективных облаков в Австралии были получены значения σ_w около $1,9 \text{ мс}^{-1}$ [81]. При самолетных исследованиях над Украиной в облаках *Cu hum* значения σ_w составляли $1,8 \text{ мс}^{-1}$, а в *Cu med* – $2,2 \text{ мс}^{-1}$ [54]. В облаках *Cu med* – *Cu cong* над Канадой значения σ_u , σ_w составили $1,4 \text{ мс}^{-1} - 1,9 \text{ мс}^{-1}$ соответственно [83]. Сбоку от конвективных облаков среднеквадратические значения пульсаций по крайней мере в 2 раза меньше чем в облаке, а над облаком – в 3 – 4 раза меньше, чем внутри [37].

В более ранних работах приводятся данные о статистике наблюдаемых величин пульсаций скорости ветра в конвективных облаках, причем в качестве характеристики пульсаций приводится повторяемость максимальных величин вертикальной компоненты скорости ветра ([7; 67]). Эти данные позволяют провести оценку среднеквадратических пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра исходя из уже упомянутого факта о том, что пульсации скорости ветра в турбулентных зонах соответствуют распределению Гаусса. В этом случае по повторяемости максимальных порывов ветра w'_m можно приблизительно оценить распределения их среднеквадратических значений σ_w , учитывая

известное соотношение для нормального распределения $\sigma_u \approx \frac{w'_m}{3}$ [10]. Результаты таких оценок, выполненные автором, приведены на рисунке 1.1.3, где показаны повторяемости величин среднеквадратических пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра в мощных кучевых и кучево-дождевых облаках, рассчитанные по приведенным данным для двух районов тропической зоны - Флорида и Огайо [7] и Украины [67]. Как видно из представленного рисунка, в конвективных облаках тропической зоны в целом пульсации скорости ветра более интенсивны. Однако здесь следует иметь в виду, что интенсивность пульсаций скорости ветра зависит не только от мощности исследуемых облаков, но и от их горизонтальных размеров, так как для более протяженных облаков оценки интенсивности были получены на более крупных масштабах пульсаций.

Значения σ_w растут с увеличением мощности кучевого облака и приближением к верхней части облака [69]. Так, по данным, приведенным в работе [37] величины σ_w в нижней части составили $0,9 \text{ мс}^{-1}$, в средней части $1,0 \text{ мс}^{-1}$, в верхней трети облака – $1,3 \text{ мс}^{-1}$. Здесь необходимо отметить, что эти данные получены для пульсаций скорости ветра с масштабами менее 500 м, которые можно было считать чисто турбулентными. Очевидно, что при рассмотрении данных о пульсациях в более широком диапазоне масштабов (включая движения более крупных масштабов) значения σ_w увеличатся, однако, как это следует из других литературных источников, соотношение между интенсивностью пульсаций для различных слоев облака останется приблизительно тем же.

Подробные распределения пульсаций скорости ветра и температуры в конвективных облаках Северо-запада Европейской части России представлены в работах А.А. Синькевича [55; 56]. В этих работах также отмечают различия в интенсивности турбулентных пульсаций в конвективных облаках в зависимости от их мощности и стадии развития. Так, в облаках Cu hum – Cu med величины σ_w составляли $1,1 \text{ мс}^{-1}$, $0,8 \text{ мс}^{-1}$ и $0,3 \text{ мс}^{-1}$ для развивающихся, зрелых и диссипирующих облаков соответственно. Для нижней части облаков Cu cong

величины σ_w составили $1,2 \text{ мс}^{-1}$, $0,9 \text{ мс}^{-1}$ и $0,3 \text{ мс}^{-1}$ соответственно, для средней части Cu cong - $1,2 \text{ мс}^{-1}$, $0,8 \text{ мс}^{-1}$ и $1,3 \text{ мс}^{-1}$, а в верхней части этих облаков - $1,8 \text{ мс}^{-1}$, $1,7 \text{ мс}^{-1}$ и $1,7 \text{ мс}^{-1}$ соответственно. Представленные данные хорошо согласуются с величинами пульсаций, полученными ранее для облаков над Украиной.

Спектральные характеристики турбулентности в конвективных облаках и окружающих их пространстве.

Основной характеристикой, определяющей спектральные свойства турбулентности в облаках служат спектральные плотности пульсаций вертикальной и горизонтальной компоненты скорости ветра и температуры воздуха $S_{v,u,T}(k)$. Наиболее употребительным методом расчета спектральных плотностей в течение длительного времени служил Фурье-анализ. Однако ряд факторов осложнял изучение спектральных характеристик в зоне конвективных облаков. Малые горизонтальные размеры облаков (и, в особенности, облаков типа Cu hum и Cu med) препятствовали получению спектров пульсаций для длинноволновых (более 1 км) масштабов, поскольку невозможно было получить с помощью Фурье-преобразования устойчивые оценки спектров для масштабов более 1/10 от длины реализации [9]. Кроме того, нестационарность процессов конвекции и порожденной ими турбулентности приводила к недостаточной репрезентативности рассчитываемых спектров. Применение специальной методики измерений и обработки данных - так называемой «сшивке» данных, когда реализации пульсаций для разных облаков (с приблизительно одинаковыми характеристиками) состыковывались в одну реализацию - позволило некоторым авторам получить спектры пульсаций скорости ветра для кучевых облаков различной мощности (см., например, [114; 11; 121]). По результатам этих наблюдений было установлено, что наклон кривых спектральных плотностей к оси абсцисс в области малых масштабов пульсаций составлял от $-1,5$ до $-2,3$, но в среднем был близок к «закону $-5/3$ » Колмогорова. На масштабах вихрей больших 500 м отмечались и отклонения от «закона $-5/3$ ». На индивидуальных кривых спектральных плотностей пульсаций скорости ветра и особенно четко на

энергетических спектрах в большинстве случаев были заметны частные максимумы в области масштабов 600 – 700 м и 1 – 3 км [120]. Отмечалось, что максимум на длинах волн около 500 м соответствовал характерному размеру термиком и проявлялся даже на спектрах, осредненных по большому количеству случаев. Возможной причиной отмеченных особенностей в характере зависимости спектральных значений являлось влияние конвекции, из-за которой, наряду с крупномасштабными источниками кинетической энергии турбулентности, появляется новый, мезомасштабный [40]. В работе [108] приведены данные о нормированных спектрах пульсаций скорости ветра в вершинах Cu song над Канадой с мощностью облаков до 7 км. Отмечается, что в диапазоне масштабов пульсаций от 70 до 400 м спектральные плотности пульсаций вполне удовлетворительно следуют закону Колмогорова «минус 5/3», а при больших масштабах наблюдаются отклонения. Зависимости нормированных спектров пульсаций от стадии развития облака авторами не было выявлено.

Ряд авторов отмечали, что данные о спектральных плотностях пульсаций скорости ветра показали малую временную изменчивость спектральных характеристик при последовательных проходах самолета через облако, что позволяло считать турбулентность для временных интервалов в несколько минут квазистационарной [40]. Это важное свойство позволяло получать достоверные оценки спектральных плотностей пульсаций компонент скорости ветра в облаках конвективного развития.

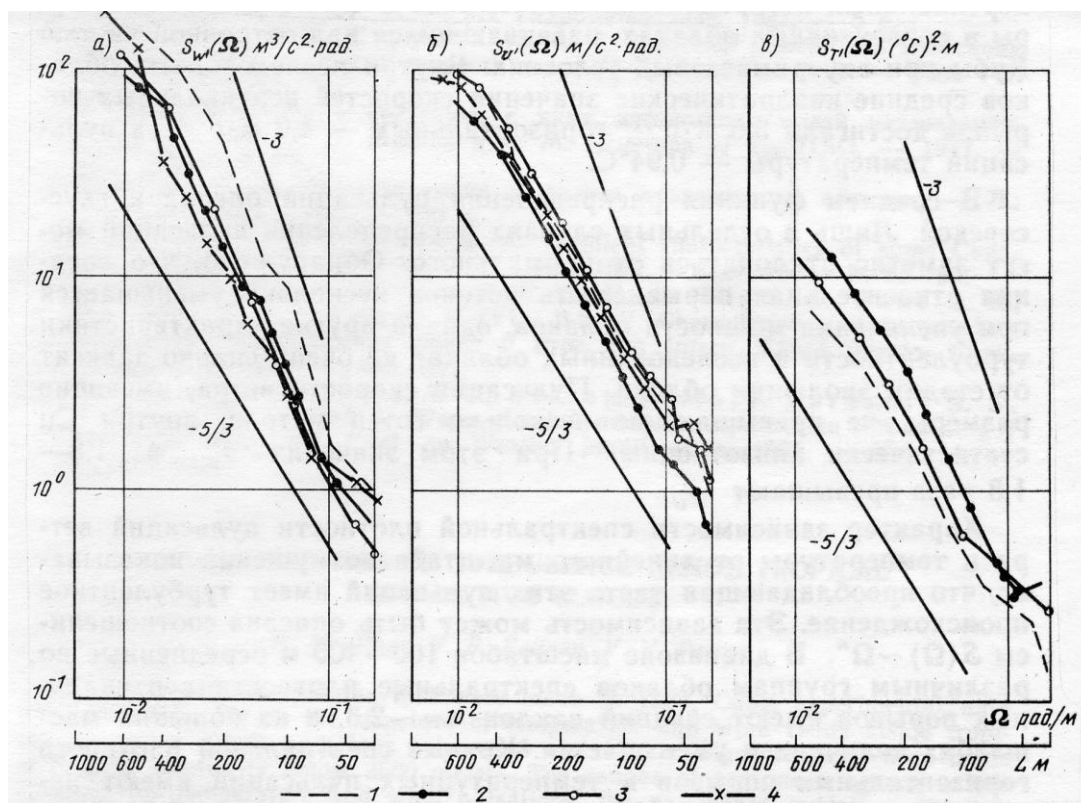


Рисунок 1.1.4 – Осредненные спектральные плотности пульсаций вертикальных (а) и горизонтальных (б) компонент скорости ветра и пульсаций температуры (в) в конвективных облаках различной мощности. Рисунок из работы [41]

1 – менее 5 км; 2 – 5-6 км; 3- 6 – 8 км; 4 – более 8 км

турбулентности в тропических конвективных облаках были проведены над метеополугоном вблизи г. Камагуэй на о. Куба [41]. В результате анализа данных 111 пересечений конвективных облаков с вертикальной мощностью от 3 км до 12 км были получены данные о средних среднеквадратических значениях пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра и средние спектральные плотности пульсаций. Так, средние среднеквадратические отклонения пульсаций составили $2,9 \text{ мс}^{-1}$, $3,3 \text{ мс}^{-1}$ и $3,8 \text{ мс}^{-1}$ для облаков с высотой верхней границы менее 5 км, 6 – 8 км и более 8 км соответственно. Осредненные спектральные плотности пульсаций вертикальной, горизонтальной компонент пульсаций скорости ветра и температуры воздуха для облаков различной мощности представлены на рисунке 1.1.4. Как видно из рисунка, в правой, наиболее высокочастотной части кривые

спектральной плотности пульсаций имеют наклон, близкий к наклону для инерционного интервала «- 5/3», а в области больших масштабов наблюдается отклонение кривых до степени «-2,2 ... -2,4». Спектральные плотности пульсаций и компонент скорости ветра и температуры воздуха имеют небольшие отличия для облаков разной мощности, в то же время авторы отмечают, что им не удалось найти различия в спектрах для различных стадий развития облаков (стадия развития облаков контролировалась по данным наземного метеорологического радиолокатора в аэропорту г. Камагуэй).

Распределение пульсаций температуры в зоне конвективного облака и перегревы облака.

Наибольшую роль в деформации поля температуры внутри конвективных облаков играет выделение тепла конденсации. В окрестности облаков эта деформация связана с мезо-масштабными вертикальными потоками воздушных масс, поскольку опускающийся воздух нагревается, а поднимающийся – опускается [69]. Возмущения в поле температуры могут вызываться и турбулентным обменом между облаком и атмосферой, благодаря которым облачные частицы, выносятся из облака и, испаряясь, понижают температуру вокруг него. Среднеквадратические значения пульсаций температуры, в зависимости от мощности облака и части облака, где проводились наблюдения, составляют в средней полосе от 0,20 до 0,36 °С [69]. Среднеквадратические значения пульсаций температуры во внутримассовых облаках тропической зоны над о. Куба могли достигать 0,94 °С [41]. При этом средние среднеквадратические отклонения пульсаций температуры для различных групп облаков составили: 0,33 °С для облаков с верхней границей менее 4 км, 0,38 °С – для облаков от 5 до 6 км высотой, 0,42 °С для облаков мощностью около 8 км и 0,30 °С для облаков с высотой верхней границей более 10 км. Следует отметить, что во все приведенных данных не учитывалось влияние облачных капель на показания датчика температуры, что могло несколько исказить измеренные величины пульсаций температуры.

Самолетные исследования температуры облака с помощью инфракрасного радиометра показали, что развивающиеся мощные кучевые облака имеют температуру выше средней на соответствующем уровне в окрестности облака [55]. В среднем наблюдаемый перегрев в облаках в стадии развития в северо-западной части России составил $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. При разрушении мощных кучевых облаков наблюдалось наоборот, переохладение облаков относительно окружающей среды, в среднем $-0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Диапазон изменений температуры в кучевых облаках был весьма широк, например, в растущих вершинах перегрев мог достигать $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и более, а в разрушающихся отмечалось понижение температуры до $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ [56]. Наличие перегревов и переохладений облака относительно окружающего пространства может служить важной характеристикой для определения стадии развития облака. Перегревы, т.е. превышение температуры воздуха в облаке по сравнению с окружающей средой, в растущих облаках вызываются выделением теплоты конденсации и кристаллизации капель. Переохладение облака относительно окружающего воздуха, наоборот, свидетельствует об испарении капель и диссипации облака. Таким образом, разница в температурах облака и окружающей среды может, наряду с радиолокационными данными, служить критерием для оценки стадия развития облака.

Средняя скорость диссипации турбулентной энергии в конвективных облаках.

Наклон правых, высокочастотных частей кривых спектральных плотностей пульсаций в конвективных облаках в различных регионах вполне удовлетворительно согласовывался с «законом $-5/3$ » Колмогорова, поэтому по данным о спектральных плотностях пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра $S_w(k)$ можно было оценить среднюю скорость диссипации турбулентной энергии $\bar{\epsilon}$, т.е. поток энергии передаваемой от крупных турбулентных образований к более мелким. Средняя скорость диссипации $\bar{\epsilon}$ определялась по правому краю спектра пульсаций скорости ветра в предположении, что инерционный интервал существует с использованием следующей формулы [45]:

$$\bar{\varepsilon} = \alpha_w S_w^{\frac{3}{2}} k^{\frac{5}{2}} \quad (1.1.1)$$

где для спектра пульсаций вертикальной компоненты $\alpha_w = 35,29$.

Скорость диссипации турбулентной энергии в конвективных облаках может быть оценена по данным радиолокационных измерений. Этот способ основывался на взаимосвязи спектра пульсаций интенсивности радиоэха от частиц облаков или осадков (или специально внедренных в облако искусственных отражателей – металлизированных игл) с флуктуациями скорости частиц-рассеивателей ([44]; [58]). В этом случае приходилось делать целый ряд априорных предположений о свойствах турбулентности (изотропии пульсаций скорости ветра, полной увлекаемости отражающих частиц воздушными потоками и некоторых других). В результате разброс значений величин $\bar{\varepsilon}$, определенных этим методом, колебался в широких пределах.

В литературе имеются сведения о средней скорости диссипации турбулентной энергии как в небольших Cu hum, так и в мощных кучевых и кучево-дождевых облаках Cu cong и Cb [69]. Разброс значений $\bar{\varepsilon}$, полученных по данным как самолетных, так и радиолокационных наблюдений достигает трех порядков. Так, для облаков Cb средней полосы значения $\bar{\varepsilon}$ составляли от 10 до 2000 $\text{см}^2\text{с}^{-3}$ по самолетным данным и порядка 500 $\text{см}^2\text{с}^{-3}$ по радиолокационным [40]. Для облаков Cu средней полосы (хорошо развитых Cu med и не очень мощных Cu cong) характерные величины $\bar{\varepsilon}$ составляли около 300 $\text{см}^2\text{с}^{-3}$ [42]. Разброс значений $\bar{\varepsilon}$ для облаков Cb тропической зоны США составил от 2 до 1000 $\text{см}^2\text{с}^{-3}$ по самолетным данным и от 6 до 3000 $\text{см}^2\text{с}^{-3}$ - по радиолокационным [40]. По данным, приведенным в работе [108], разброс величин $\bar{\varepsilon}$ в вершинах Cu cong над Канадой составил от 7 до 450 $\text{см}^2\text{с}^{-3}$, а в окружающей облака атмосфере – от 0,3 до 50 $\text{см}^2\text{с}^{-3}$, т.е. скорость диссипации турбулентной энергии в окрестности облаков была существенно ниже. Отметим, что мощность исследуемых облаков составляла от 4,5 до 7 км, а высота, на которой проводились исследования от 3,3 до 5 км.

Коэффициент турбулентного обмена (коэффициент турбулентности) в конвективных облаках.

Для замыкания системы гидродинамических уравнений Буссинеск в 1867 г. [35] ввел понятие о коэффициенте турбулентной вязкости K , связывающего напряжения турбулентного трения $\overline{u'w'}$ с вертикальным градиентом скорости ветра $\frac{\partial V}{\partial z}$:

$$\overline{u'w'} = -K \frac{\partial V}{\partial z} \quad (1.1.2)$$

Обычно коэффициент K называли просто коэффициентом турбулентности и данные о нем были необходимы для математического моделирования атмосферных процессов (в том числе и процессов образования и развития кучевых облаков) и оценки турбулентной диффузии атмосферных примесей. Необходимо отметить, что интенсивность турбулентной диффузии более, чем на 4 порядка превышает интенсивность молекулярной диффузии [35]. Таким образом, знание коэффициента K для различных форм кучевых облаков и стадий их развития совершенно необходимы для понимания процессов в них происходящих и компьютерного моделирования этих процессов.

При самолетных исследованиях облаков для расчетов K часто использовалась формула Ричардсона - Обухова, которая была справедлива для инерционного интервала длин волн [48]:

$$K_{Ro} = C \bar{\epsilon}^{\frac{1}{3}} L_0^{\frac{4}{3}} \quad (1.1.3)$$

где $\bar{\epsilon}$ - средняя скорость диссипации турбулентной энергии, пространственный масштаб L_0 соответствовал характерному размеру турбулентных вихрей, а безразмерный коэффициент C зависел от формы спектра пульсаций скорости ветра на участке длин волн больших L_0 [5]. Формула (1.1.3) использовалась в работах ЦАО [65] для определения коэффициента турбулентности, причем считалось, что $C = 0,20 \pm 0,09$, а $L_0 = 300$ м. Следует отметить, что зависимость

параметров C и L_0 от метеорологических условий несколько ограничивало использование формулы (1.1.3).

Формула, удобная для практических вычислений коэффициента турбулентности по самолетным данным была предложена Ляпиным [39]:

$$K_L = \frac{\overline{|w'|^2} U \overline{\Delta t}}{2 \overline{|u'|}} \quad (1.1.4)$$

где U - средняя скорость фонового потока, $\overline{\Delta t}$ - среднее время сохранения знака пульсаций w' , $\overline{|w'|}$ и $\overline{|u'|}$ - средние модули пульсаций компонент скорости ветра. Вывод формулы (1.1.4) основывался на двух предположениях, носящих общий характер – предположении о равновероятности пульсаций, как превышающих среднюю скорость потока, так и меньших ее и малых отличиях скорости движения турбулентных вихрей от скорости основного потока. В дальнейшем формула (1.1.4) была преобразована Дубовым [24] для обработки результатов самолетных экспериментов, причем предполагалось, что $\overline{|w'|} \approx \overline{|u'|}$, а U равно скорости полета самолета относительно воздуха. Значение w' определялось по перегрузкам самолета, т.е. рассчитывалась так называемая «эффективная» вертикальная скорость $w'_{эф} = a \Delta n$, где Δn - приращение вертикальной перегрузки самолета, вызванное порывом w' , a - коэффициент, зависящий от аэродинамических свойств самолета, скорости и высоты полета. За $\overline{\Delta t}$ принималась среднее время сохранения знака перегрузки самолета. В результате определялось значение K , относящееся к диапазону всех пульсаций скорости ветра, измеряемых с помощью перегрузочного метода.

Сведения в литературе о величинах коэффициента турбулентности в конвективных облаках не очень подробные, что связано со сложностью определения этой величины. Отмечается, что на отдельных участках значения K в зрелых грозовых Сб могут превышать $500 \text{ м}^2\text{с}$. Для стадии распада облака характерны $K < 100 \text{ м}^2\text{с}$ [42]. Наиболее велики значения коэффициента в зрелых и быстро растущих ячейках, а минимальны – в распадающихся.

Для облаков Cu средней полосы (хорошо развитых Cu med и не очень мощных Cu cong) характерные (средние) величины K составляли около $70 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$, а в не очень мощных Cb – $150 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$ [42]. В зоне наиболее развитых грозовых и градовых облаков средние значения коэффициента турбулентности могут превышать приведенные величины в несколько раз [69]. Максимальные значения K наблюдаются в верхней половине облака, причем в Cu cong они приблизительно на 20% выше, чем в Cu med.

Проведенный выше краткий обзор имеющихся в литературе сведений о характеристиках турбулентности в облаках вертикального развития показал, что, несмотря на многочисленные экспериментальные исследования облаков вертикального развития, до сих пор не построены универсальные спектральные кривые для пульсаций компонент скорости ветра и температуры, которые крайне необходимы для развития физики облаков и активных воздействий на облака и решения целого ряда прикладных задач физики атмосферы. Отчасти это было связано с высокой стоимостью натурального (самолетного) эксперимента, сложностью проведения измерений в облаках с интенсивной турбулентностью и сильными вертикальными порывами ветра и затруднениями для корректного представления результатов по малым длинам реализаций. Кроме того, необходимо отметить, что в литературе практически полностью отсутствуют сведения о турбулентных потоках тепла и импульса и их спектральных характеристиках. Вместе с тем, турбулентные потоки чрезвычайно важны для понимания процессов обмена массой и энергией как внутри облака, так и при взаимодействии облака с окружающей средой.

1.2 МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЙ ПУЛЬСАЦИЙ СКОРОСТИ ВЕТРА И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА С БОРТА САМОЛЕТА-ЛАБОРАТОРИИ

Классическое определение турбулентных пульсаций скорости ветра (продольной u' , поперечной v' по отношению к направлению средней скорости ветра и вертикальной w' , а также пульсаций температуры воздуха T') и температуры воздуха – представление Рейнольдса записывается в виде [38]:

$$\begin{aligned}u' &= u - \bar{u} \\v' &= v - \bar{v} \\w' &= w - \bar{w} \\T' &= T - \bar{T}\end{aligned}\tag{1.2.1}$$

где u, v – текущие компоненты скорости ветра относительно направления среднего ветра, w - вертикальная компонента скорости ветра, $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$ - средняя величины компонент скорости ветра, T - абсолютная температура воздуха, \bar{T} – среднее значение температуры воздуха. Согласно определению [38] для пульсаций должны выполняться условия: $u' \ll u, v' \ll v, w' \ll w, T' \ll T$.

Для определения турбулентных пульсаций необходимо рассчитывать компоненты скорости ветра и температуру воздуха. Компоненты скорости ветра при измерениях с борта самолета-лаборатории определяются как разность между движениями самолета относительно воздушной массы и относительно земной поверхности. При этом измерения с борта самолета-лаборатории компонент скорости ветра и температуры воздуха в облаках, в том числе в условиях обледенения, имеют свою специфику. С одной стороны, наружные датчики применяемой аппаратуры должны реагировать на малые пульсации скорости ветра и температуры, а с другой – выдерживать полет в облаках и не быть повержены влиянию облачных частиц. Ниже приводится краткий обзор самолетных методов измерения турбулентности (пульсаций скорости ветра и температуры воздуха), применяемых, в основном, для измерения воздушных движений в облаках.

1.2.1 МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЙ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ СКОРОСТИ ВЕТРА С БОРТА САМОЛЕТА-ЛАБОРАТОРИИ

Исследования турбулентности в конвективных облаках начиналось с измерения вертикальных порывов ветра, а одним из первых измерительных устройств был акселерометр, установленный в центре тяжести самолета. Таким образом, перегрузка самолета характеризовала интенсивность пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра. Самолет-лаборатория на движения воздуха малых (по сравнению с размерами самолета) масштабов как целое не реагирует и поэтому может использоваться в качестве платформы для размещения измерительной аппаратуры. С другой стороны, самолет увлекается крупномасштабными воздушными потоками и, в какой-то степени, сам может служить средством измерения. Для того чтобы можно было сопоставить измерения, проводимые на различных самолетах было введено понятие «эффективного порыва ветра» $w_{\text{эф}}$ ([23; 9]):

$$w_{\text{эф}} = 2 \frac{\frac{G}{S}}{K_A C_y^\alpha \rho U} \Delta n \quad (1.2.2)$$

где G - вес самолета, S - площадь несущей поверхности самолета, ρ - плотность воздуха, U - воздушная скорость самолета, Δn - приращения перегрузки центра тяжести самолета в долях ускорения свободного падения, а K_A - так называемый «коэффициент демпфирования порывов», зависящий от передаточной функции самолета. Этот коэффициент рассчитывался либо по экспериментально определенной передаточной функции самолета [31], либо по результатам летных испытаний перегрузочной аппаратуры во время маневров самолета в спокойной атмосфере [17].

Необходимо отметить, что весьма значительное количество данных о турбулентности в облаках Cu cong и Cb были получены перегрузочным методом и именно в виде эффективных порывов. Поэтому при анализе этих данных (см. раздел 1.1 настоящей диссертации) было необходимо учитывать ограничения по

масштабам, которое накладывал этот метод. Перегрузочный метод имел ряд принципиальных ограничений. Пульсации скорости ветра с масштабами, меньшими горизонтальных размеров самолета не вызывали существенных изменений величины перегрузки самолета. Поэтому в области больших частот перегрузочный метод был ограничен некоторой частотой, составляющей, в зависимости от типа самолета, $2 - 3 \text{ с}^{-1}$ [9]. С другой стороны, перегрузки самолета, вызванные крупномасштабными воздушными движениями, были невелики, и точность их измерения падала с ростом масштаба возмущения. Кроме того, горизонтальные размеры исследуемых конвективных были невелики, поэтому устойчивые оценки спектров пульсаций могли быть получены только для масштабов менее 1,5 км.

Развитие самолетной аппаратуры позволило проводить надежные измерения параметров движения самолета относительно воздуха и относительно земли. В самом общем виде формулы для вычисления компонент скорости ветра в географической системе координат (меридиональной u , широтной v и вертикальной w компонент) при произвольном движении самолета были получены в следующем виде [103; 72; 116]:

$$\begin{aligned}
 u &= -U[\cos \alpha \cos \beta \sin \psi \cos \theta + \sin \beta (\cos \psi \cos \phi + \sin \psi \sin \theta \sin \phi) + \sin \alpha (\sin \psi \sin \theta \cos \phi - \cos \psi \sin \phi)] \\
 &+ W_x - L_u (\dot{\theta} \sin \theta \sin \psi - \dot{\psi} \cos \psi \cos \theta) \\
 v &= -U[\cos \alpha \cos \beta \cos \psi \cos \theta - \sin \beta (\sin \psi \cos \phi - \cos \psi \sin \theta \sin \phi) + \sin \alpha (\cos \psi \sin \theta \cos \phi - \sin \psi \sin \phi)] \\
 &+ W_y - L_v (\dot{\psi} \sin \psi \cos \theta + \dot{\theta} \cos \psi \sin \theta) \\
 w &= -U[\cos \alpha \cos \beta \sin \theta - \sin \beta \cos \theta \sin \phi - \sin \alpha \cos \theta \cos \phi] + W_z + L_w \dot{\theta} \cos \theta
 \end{aligned} \tag{1.2.3}$$

Здесь точка над символом означает дифференцирование по времени; W_x , W_y , W_z - компоненты путевой скорости самолета в географической системе координат; θ , ϕ и ψ - углы положения самолета (тангажа, крена и курса соответственно); $\dot{\theta}$ и $\dot{\psi}$ - угловые скорости вращения самолета вокруг поперечной и продольной осей; α и β - аэродинамические углы (углы атаки и скольжения соответственно). Величины L_u , L_v , и L_w - расстояния по осям самолета от центра тяжести самолета до места измерения углов атаки и скольжения, которые являются постоянными для конкретного самолета-лаборатории. Используемая система координат и

система отсчета углов положения самолета и аэродинамических углов представлена на рисунке 1.2.1, заимствованном из работы [103].

Параметры собственного движения самолета относительно земной поверхности определялись интегрированием перегрузки самолета с учетом временного дрейфа гироскопической аппаратуры [99]. Углы положения самолета

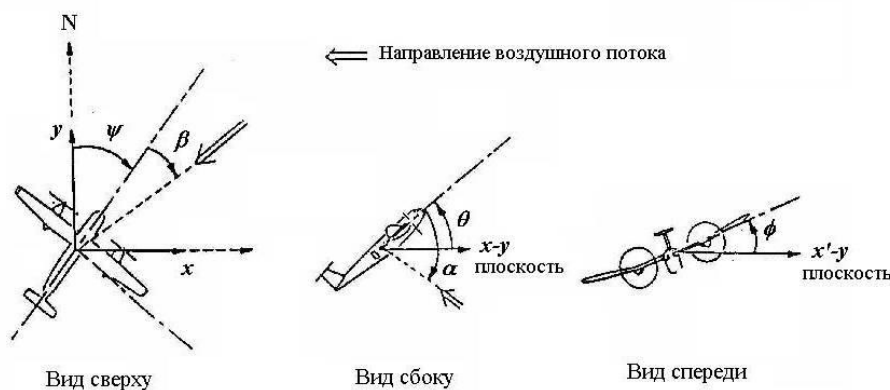


Рисунок 1.2.1 - Схема отсчета аэродинамических углов (атаки α и скольжения β) и углов положения самолета (тангажа θ , крена ϕ , курса ψ)

измерялись либо гироскопами с системой коррекции (гировертикалями) или системой инерциальной навигационной системой INS [96]. Иногда поправки в показания акселерометров вводились с помощью вариометрической аппаратуры, т.е. в области низких частот вертикальная скорость самолета определялась дифференцированием вариаций барометрической высоты полета самолета [76]. Другой путь заключался во введении поправок в показания инерциальной навигационной системы в области низких частот с помощью системы глобального позиционирования GPS ([105; 77]). Этот метод применяется в настоящее время на большинстве исследовательских самолетов, оснащенных системами INS и GPS [110].

Для измерений с борта самолета-лаборатории компонентов воздушной скорости самолета использовались различные методы. Так, работа нитевого или пленочного термоанемометра с пленкой или нитью в качестве чувствительного элемента основывалась на законе Кинга [80], то есть зависимости теплоотдачи

нити или пленки от скорости ее обдува [111]. Для измерения всех трех компонент скорости ветра использовалась комбинация из трех взаимно перпендикулярных чувствительных элементов [109]. Термоанемометры позволяли проводить измерения до частоты 1000 Гц, однако из-за сильной чувствительности к воздействию на пленку или нить прибора облачных частиц не могли быть использованы в облаках. Ультразвуковые акустические анемометры ([6; 84]) со специальными методами защиты конденсаторных микрофонов успешно применялись с 1960 по 1985 г. для измерений с борта самолета сотрудниками Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (см. например [30]). Б.М. Копров, например, измерил спектр w' в пограничном слое атмосферы, с помощью акустического анемометра, установленного на штанге на носу самолета [32]. Однако данные приборы не подходят для измерений в облаках, и на современных самолетах их применение оказалось практически невозможным из-за сильного аэродинамического шума на больших скоростях полета. Для измерения углов атаки и скольжения использовались свободно вращающиеся флюгарки [102] и заторможенные флюгарки, однако они были мало пригодны для работы в облаках в условиях обледенения. Другой способ измерения аэродинамических углов – с помощью сферических или полусферических приемников давлений, где измерения углов производится по разности давлений в приемных отверстиях ([51; 79; 78]). Погрешность измерения углов для этих приборов обычно составляет порядка $0,01^\circ$, максимальная частота от 10 до 40 Гц в зависимости от длины воздушных магистралей между приемными отверстиями и датчиками давлений. Обогрев носовой части приемников давления позволяет использовать их в любых метеоусловиях. В настоящее время полусферические приемники давлений широко используются на исследовательских самолетах.

Далеко не все исследовательские самолеты, даже сейчас, снабжены высокоточными инерциальными навигационными системами, а использование полусферических приемников давления зачастую затруднено аэродинамическими возмущениями в месте размещения датчика и вибрацией выносной штанги для его размещения в потоке. Поэтому уравнения (1.2.3) могли быть использованы

для определения пульсаций компонент скорости ветра в упрощенном виде для условий установившегося горизонтального полета [73], так как в этом случае большинство члены уравнений вносят пренебрежимо малый вклад в величины компонент скорости ветра. В этом случае формула для расчета пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра может быть представлена в виде:

$$w' = (\Delta\alpha - \Delta\theta - \Delta\beta\Delta\phi)U + W_p \quad (1.2.4)$$

где $\Delta\alpha$ и $\Delta\beta$ - приращения углов атаки и скольжения воздушного потока, набегающего на самолет, $\Delta\theta$ и $\Delta\phi$ - приращения углов тангажа и крена на горизонтальном режиме полета самолета, а W_p - суммарная скорость собственного вертикального перемещения самолета и вращения самолета вокруг поперечной оси. Копров и Цванг [30] предложили располагать акселерометр в месте крепления датчика угла атаки. В этом случае интегрирование перегрузки позволяло сразу получать величину W_p :

$$W_p = L_w \dot{\theta} + W_z \quad (1.2.5)$$

Приращения угла атаки набегающего на самолет потока может быть определено по приращениям перегрузки центра тяжести самолета Δn в соответствии с формулой [17]:

$$\Delta\alpha = K_\alpha \frac{\frac{G}{S}}{qC_y^\alpha \left(1 + \frac{C_x}{C_y}\right)} \Delta n \quad (1.2.6)$$

где C_x и C_y - коэффициенты лобового сопротивления и подъемной силы самолета соответственно, а $q = p - p_0$ - скоростной напор, а K_α - коэффициент, определяемый экспериментально для каждого типа самолета. Было показано, что при точном вводе величины текущей массы самолета (которая изменяется за счет расхода топлива), определении зависимости аэродинамических коэффициентов от скорости полета самолета формула (1.2.6) дает вполне удовлетворительный результат. Определение угла атаки по перегрузке самолета вполне удовлетворительно работает в облаках вертикального развития, а его погрешность составляет около 8% [17], что сопоставимо по точности с работой

полусферических приемников давления. Аналогичный метод использовали в своих работах и американские исследователи [78]. Несмотря на частотные ограничения данного метода, он обладает и рядом преимуществ. В частности, на измерения угла атаки не влияет воздействие облачных частиц, аэродинамические возмущения и вибрации.

Истинная воздушная скорость самолета U и истинная температура воздуха T обычно вычислялись по известным газодинамическим уравнениям [1]:

$$\frac{p_0}{p} = (1 + 0,2M^2)^{\frac{\kappa}{\kappa-1}} \quad (1.2.7)$$

$$T = \frac{T_i}{1 + \frac{\kappa-1}{2} rM^2} \quad (1.2.8)$$

$$U = K_U M \sqrt{T} \quad (1.2.9)$$

где M - число Маха полета, где p_0 – полное давление набегающего потока на самолет, p – статическое давление в потоке, T_i – измеренная температура воздуха, r – коэффициент восстановления датчика температуры, определяемый экспериментально для каждого типа датчиков (см. раздел 1.2.2 настоящей диссертации), κ – показатель адиабаты (для воздуха $\kappa = 1,4$), $K_U = 72,149 \text{ мс}^{-1}\text{К}^{-1/2}$ – размерный коэффициент, определенный теоретически для воздушной скорости, измеряемой в мс^{-1} [34].

Пульсации горизонтальной компоненты скорости ветра для условий горизонтального установившегося полета могут быть рассчитаны из соотношения (см. формулу (1.2.3)):

$$u' = -U + W_u + U \sin \Delta\alpha \sin \Delta\theta + U \sin \Delta\alpha \quad (1.2.10)$$

Здесь горизонтальная компонента путевой скорости самолета может быть определены либо по данным инерциальной навигационной системы, либо по системе глобального позиционирования GPS.

Приведенный выше краткий обзор показал, что в настоящее время существуют методы, позволяющие проводить надежные измерения турбулентных

пульсаций скорости ветра с борта самолета-лаборатории в облаках конвективного развития.

1.2.2 МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЙ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА С БОРТА САМОЛЕТА-ЛАБОРАТОРИИ

Температура воздуха в облаках и окружающем их пространстве является одним из определяющих факторов развития конвективных облаков, причем здесь чрезвычайно важна точность измерений, поскольку существенными для процессов облакообразования оказываются перепады температуры в $0,3 - 0,5$ °C [42]. Кроме того, для определения турбулентных потоков тепла в зоне облаков датчик должен иметь малую тепловую инерцию.

Для измерения температуры воздуха с борта самолета-лаборатории использовались различные типы датчиков. Применение термопар [82] и термисторов [87] для измерения температуры с борта самолета не получило широкого распространения из-за их высокой инерционности и недостаточно высокой точности. Наиболее употребительными оказались термометры сопротивления, где в качестве чувствительного элемента использовалась металлическая нить, платиновая или никелевая. В зависимости от конструкции, такие датчики могли иметь малую постоянную времени [86], что позволяло использовать их для измерения пульсаций температуры. В настоящее время на различных типах исследовательских самолетов применяются термометры сопротивления фирмы Rosemount [93]. Основным недостатком этих датчиков является большое время тепловой инерции – постоянные времени датчиков превышают 1 с [86], а это означает, что датчики не позволяют исследовать атмосферные вихри с масштабами менее 150 м. В то же время изучение атмосферной турбулентности требует измерения пульсаций температуры на пространственных масштабах вплоть до 10 – 15 м.

Для исследования турбулентности атмосферы различными исследователями создавались специализированные датчики, где, как правило, чувствительным

элементом служила тонкая металлическая нить (платиновая или никелевая, ~0,25 мкм в диаметре). Эти датчики имели малую постоянную времени ~0,001 с [86], а при наличии защиты чувствительного элемента могли использоваться и в облаках [101]. Для специальных исследований в атмосфере, например для изучения пограничного слоя, разрабатывались датчики температуры с открытой нитью [122].

Контактный метод измерения температуры воздуха требует учитывать нагрев, который возникает при торможении воздушного потока при подводе заборного воздуха к чувствительному элементу датчика. Определение температуры воздуха основывается на известном газодинамическом соотношении, позволяющем внести поправку на нагрев воздуха при торможении потока в датчике (см. формулы 1.2.7 – 1.2.8). Коэффициент восстановления датчика температуры $r = \frac{T_i - T}{T_0 - T}$ (где T_0 – температура полного торможения потока в датчике) характеризует степень торможения потока в термометре и при полном торможении потока в датчике $r=1$. В общем случае коэффициент r зависит от числа Маха M , числа Рейнольдса Re , числа Прандтля Pr и показателя адиабаты κ , т.е. $r = f(M, Re, Pr, \kappa)$ [52]. Число Прандтля и показатель адиабаты для воздуха при обычных атмосферных условиях являются константами ($Pr = 0,72$ и $\kappa = 1,41$). Зависимость коэффициента r от числа Re для характерных величин скоростей полета дозвуковых самолетов-лабораторий мала [75] и ею можно пренебречь. Таким образом, в задачу конструктора датчика входит определение коэффициента восстановления, от которого в значительной степени зависит точность расчета температуры воздуха.

В настоящее время промышленно выпускаются самолетные датчики температуры, рассчитанные на использование на различных типах летательных аппаратов (самолетов и вертолетов), для различных высот и скоростей полета. Наиболее известными являются датчики температуры Rosemount модели 102, выпускаемые фирмой GoodRich Corp. с 80-х годов прошлого столетия [112], которые и по сей день являются наиболее совершенными самолетными датчиками

температуры. Истинная температура воздуха по показаниям датчиков Rosemount модели 102 T_{102} рассчитывается по формуле ([112]; [96]):

$$T_{102} = \frac{T_{i102}}{1 + 0,2M^2(1 - \eta)} \quad (1.2.11)$$

где T_{i102} - измеренная датчиком температура, $\eta = \frac{T_0 - T_{i102}}{T_0}$ - так называемый «коэффициент качества» приемника температуры, зависящий от числа Маха. Зависимость $\eta = \eta(M)$ определяется экспериментально для каждого типа датчиков по результатам продувок в аэродинамических установках. Датчики Rosemount позволяют измерять температуру воздуха на уровне полета самолета с погрешностью 0,3 – 0,4 °С [64] и имеют защиту, предохраняющую чувствительный элемент от прямого попадания облачных капель. Датчики температуры Rosemount вполне удовлетворительно обеспечивают потребности навигационного обеспечения полетов воздушных судов, однако слишком инерционны для исследований турбулентных пульсаций температуры.

Все самолетные датчики, измеряющие температуру воздуха контактным способом, включая и датчики Rosemount, имели один общий недостаток – они были подвержены влиянию облачных капель. Известно, что капли, попадая непосредственно на чувствительный элемент датчика, или испаряясь на защитных элементах датчика за счет нагрева воздуха при торможении потока, приводят к понижению температуры измеряемого воздуха [28]. Это явление называется смачиваемостью термометра. Эффект смачиваемости термометра вызывает существенные погрешности измерений температуры в облаках, причем по оценкам различных авторов (см. [13; 104; 113; 74]) ошибки могут составлять 1 °С (а при высоких скоростях полета самолета, более 120 мс⁻¹, и 3 – 5 °С), т.е. сопоставимы или даже превышают те возмущения, что вносят в окружающую среду облака. Ввести поправку на влияние облачных капель можно при условии, что чувствительный элемент датчика всегда смочен. В этом случае используется понятие коэффициента для полностью смачиваемого термометра-психрометра [118; 100]. Другой способ учета влияния облачных капель на измерения средней

температуры воздуха – это введение поправки в измеренные значения температуры воздуха в облаке, определяемой коэффициентом для частично смачиваемого термометра [37]. Однако и в том и другом случае не предоставляется возможности корректно измерять высокочастотные пульсации температуры в облаке с жидко-капельной фракцией.

Целое семейство ультрабыстрых самолетных термометров было создано для самолетных исследований мелкомасштабных неоднородностей в облаках ([89; 90]). Эти термометры имели пространственную разрешающую способность порядка нескольких сантиметров и были размещены на специальной поворотной флюгарке, препятствующей прямому попаданию облачных частиц на чувствительный элемент датчика. Однако известно, что капли, даже не попадая на чувствительный элемент самолетного термометра, могут вызывать искажение измеряемых значений температуры и ее пульсаций. Возможно для ультрабыстрого термометра, измеряющего флюктуации температуры с характерными периодами изменения в $\sim 0,0001$ с, процессы фазовых переходов оказывались слишком медленными и оказывали несущественное влияние на измеряемую температуру воздуха. Однако на датчики температуры, имеющие существенно большую инерцию, теплота фазовых переходов должна оказывать значительное воздействие.

Таким образом, задача корректного измерения температуры воздуха и ее пульсаций в облаке с жидко-капельной фракцией до сих пор не решена. Это существенным образом ограничивает возможности исследования полей температуры и турбулентных потоков тепла в конвективных облаках.

1.3 СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ТУРБУЛЕНТНОСТИ И ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ

Данные о турбулентных пульсациях скорости ветра и температуры представляют собой реализации случайных процессов. Каждая из этих реализаций является случайной функцией времени $f(t)$, которая для получения характеристик турбулентности должна быть подвергнута статистическому и спектральному анализу [64]. Под статистическим анализом подразумевается расчет моментов случайных распределений для функции $f(t)$ – вариаций и моментов более высокого порядка – асимметрии и эксцесса [10]. Однако, одной из наиболее важных частей анализа турбулентных данных, является спектральный анализ случайной функции $f(t)$, то есть измерение частотного автоспектра. Кроме того, важно исследование взаимных спектров между двумя случайными функциями $f(t)$ и $g(t)$, например, пульсациями скорости ветра или температуры воздуха, который позволяет получить коспектры и квадратурные спектры двух процессов, то есть спектр потока.

Вначале использовались аналоговые анализаторы спектра, затем в течение многих лет основным методом спектрального анализа турбулентности служило преобразование Фурье. Для корректного применения спектрального анализа Фурье к атмосферной турбулентности требовалось, чтобы была возможность замены осреднения по ансамблю осреднением по времени, т.е. выполнение – так называемой эргодической гипотезы. На практике это означает, что случайный процесс должен быть стационарным во времени и однородным в пространстве [70]. И, наконец, случайный процесс должен иметь непрерывный энергетический спектр. Существуют также и экспериментальные ограничения на использование преобразования Фурье, связанные с ограниченностью длины исследуемой реализации [15]. Как показали оценки устойчивости спектров, проведенные с помощью критерия χ^2 [9] для того чтобы отклонения от истинного спектра не превышали 30-40%, автокорреляционная функция (а, значит и спектры) должны рассчитываться для временных масштабов, которые не превышают 10% от

полного времени реализации. Для надежной оценки, спектра плотности в полосе $\Delta\omega$ необходимо, чтобы безразмерное произведение $\Delta\omega \cdot T \gg 1$, где T – длительность реализации. Таким образом, в области низких частот спектры ограничены некоторой частотой, соответствующей временному сдвигу, составляющему 10% от длины реализации. Для данных, полученных с борта самолета, это означает, что, если мы получили реализацию на участке полета самолета в 10 км, то максимальный масштаб, для которого может быть получена оценка спектра, составляет 1 км. Очевидно, что это обстоятельство существенно ограничивает возможности спектральных исследований в турбулентности в конвективных облаках, горизонтальные размеры которых обычно не превышают 5 - 10 км. Дискретность получаемой реализации ограничивает спектр с его высокочастотной части. Оценки спектра не могут быть получены для частот выше предельной частоты Найквиста, которая зависит от частоты регистрации данных [38].

С середины 80-х годов появился новый метод спектрального анализа – вейвлет-анализ или вейвлет-преобразование. Вейвлет-преобразование, в отличие от Фурье-анализа, может быть применено для исследований неоднородных сигналов [98; 2; 66]. Суть вейвлет-преобразования заключается в разложении исследуемой функции $f(t)$ не в бесконечные ряды гармонических функций, как в анализе Фурье, а в ряд ограниченных базисных функций, обладающих некоторыми специальными свойствами. Вейвлет-преобразование случайной функции $f(t)$ по базису вейвлет-функций $\Psi(t)$ определяется следующим образом [98]:

$$Wf(a,b) = |a|^{-\frac{1}{2}} \int_{-\infty}^{+\infty} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) f(t) dt \quad (1.3.1)$$

где a – параметр масштаба (временной масштаб), а b – параметр смещения (локализации в реализации). Вейвлет-функция $\Psi(t)$ обычно называется «материнской» или базисной функцией. Нормирующий множитель $|a|^{-\frac{1}{2}}$ в

выражении (1.2.12) выбран из соображений нормировки энергии случайной функции $f(t)$ для удобства расчета энергетических спектров.

Функция $\Psi(t)$ может рассматриваться в качестве вейвлета, если она удовлетворяет нескольким простым требованиям. Средняя величина функции $\Psi(t)$ должна быть нулевой, а функция должна быть ограничена [2; 66]:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \Psi(t) dt = 0 \quad (1.3.2)$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\Psi(t)|^2 dt < \infty \quad (1.3.3)$$

Кроме того, вейвлет должен обладать свойством самоподобия, т.е. все функции $\Psi(t)$ одного семейства должны иметь такое же количество осцилляций, как и базисная функция, а функция $\Psi(t)$ должна быть компактной, т.е. быстро убывать со временем.

В качестве примера из огромного множества вейвлетов можно упомянуть следующие базисные вейвлеты, часто используемые для исследования турбулентности [2]. Вейвлет Хаара, представленный на рисунке 1.3.1 а описывается следующим образом:

$$\Psi(t) = \begin{cases} 1 & \text{если } 0 < t < 1/2 \\ -1 & \text{если } 1/2 \leq t < 1 \\ 0 & \text{в остальных случаях} \end{cases} \quad (1.3.4)$$

Вейвлет «простая волна» (рисунок 1.3.1 б):

$$\Psi(t) = te^{-\frac{t^2}{2}} \quad (1.3.5)$$

Вейвлет «сомбреро» (рисунок 1.3.1 в):

$$\Psi(t) = \frac{2}{\sqrt{3}} \pi^{-\frac{1}{4}} (1-t^2) e^{-2t^2} \quad (1.3.6)$$

Комплексный вейвлет Морле был первым вейвлетом, примененным для спектрального анализа. (Строго говоря, функция Морле не является вейвлетом, поскольку имеет ненулевой интеграл – см. формулу (1.3.2). Однако, как было

показано, функция Морле могла быть успешно применена для анализа именно атмосферной турбулентности). Для параметра $\omega_0 \geq 5$ вейвлет Морле описывается выражением:

$$\Psi(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} (\cos \omega_0 t + i \sin \omega_0 t) e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (1.3.7)$$

На рисунке 1.3.1 *г* представлены действительная и мнимая части вейвлета Морле для безразмерной частоты $\omega_0 = 5$.

Описанное выше непрерывное вейвлет-преобразование представляет собой скалярное произведение анализирующего вейвлета и анализируемой случайной функции. Параметр сдвига b фиксирует момент времени, в который требуется оценить функцию, а параметр масштаба a определяет временной масштаб, на котором необходимо получить оценки спектра. На практике реализация случайного процесса дискретна и, следовательно, непрерывное вейвлет-преобразование должно быть применено к дискретному ряду. Если приложить набор скользящих фильтров (формула 1.2.12) с масштабом a к дискретному ряду,

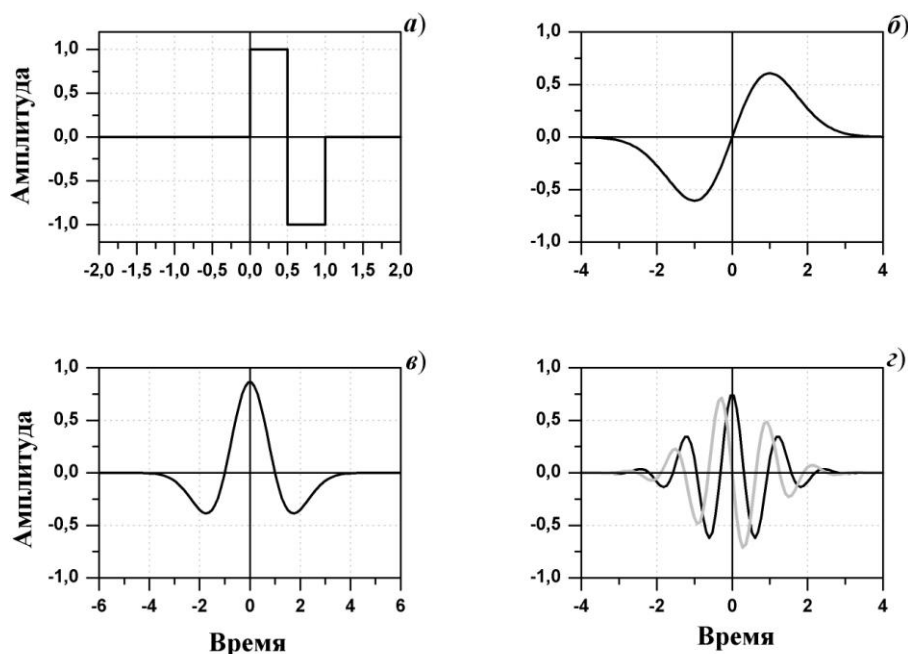


Рисунок 1.3.1 - Примеры вейвлет-образующих функций: (а) - вейвлет Хаара; (б) - вейвлет «простая волна»; (в) - вейвлет «сомbrero»; (г) - вейвлет Морле, действительная и мнимая части

то будет получена матрица коэффициентов разложения $Wf(a,b)$ (коэффициентов вейвлет-преобразования) случайной функции $f(t)$, которые содержат информацию, как о сигнале, так и о вейвлете. Это очень схоже с преобразованием Фурье, где коэффициенты разложения содержат данные о сигнале и о соответствующей синусоидальной волне. Отметим, что если базис вейвлета комплексный, то в результате будут получены две матрицы коэффициентов действительной $RWf(a,b)$ и мнимой $IWf(a,b)$ частей, которые могут быть использованы для анализа амплитудных и фазовых характеристик случайной функции.

Матрица величин $|Wf(a,b)|^2$, рассчитанная по действительной и мнимой матрицам вейвлет-коэффициентов называется вейвлет-скалограммой (или просто скалограммой) функции $f(t)$ [85]. (Впрочем, иногда скалограммой называют вейвлет-аналог спектра Фурье [2]). Трехмерная поверхность, построенная по этой матрице в пространстве время – частота позволяет получить распределение энергии сигнала не только по частоте, но и локализовать энергию во времени. Вейвлет-преобразование энергетический вейвлет-спектр случайной функции $f(t)$ [98]:

$$E_f(a) = C_\Psi^{-1} \int_{-\infty}^{+\infty} |Wf(a,b)|^2 db \quad (1.3.8)$$

где C_Ψ – константа, зависящая от базисного вейвлета:

$$C_\Psi = 2\pi \int_0^{\infty} \frac{|\Psi^*(\omega)|^2}{\omega} d\omega \quad (1.3.9)$$

а $\Psi^*(\omega)$ – Фурье-образ вейвлет-функции $\Psi(t)$ и ω – круговая частота. Фурье-образ вейвлета Морле представлялся в виде [98]:

$$\Psi^*(\omega) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{-\frac{(\omega-\omega_0)^2}{2}} \quad (1.3.10)$$

Вейвлет-спектр является полным аналогом спектра Фурье для случайной функции $f(t)$, т.е. теоретически функция $E_f(a)$ полностью совпадает со спектром $S_f(\xi)$, полученным при помощи оконного преобразования Фурье [2].

Матрицы коэффициентов вейвлет преобразования, полученные для двух случайных функций $f(t)$ и $g(t)$ могут быть использованы для вычисления функции, которую называют вейвлет-кросс-спектром [94]:

$$E_{fg}(a) = C_{\psi}^{-1} \int_{-\infty}^{+\infty} Wf(a,b) \overline{Wg(a,b)} db \quad (1.3.11)$$

где $\overline{Wg(a,b)}$ – комплексно-сопряженное вейвлет-преобразование случайной функции $g(t)$. Произведение $Wf(a,b)\overline{Wg(a,b)}$ называется кросс-скалограммой, а действительная $RE_{fg}(a)$ и мнимая $IE_{fg}(a)$ части кросс-спектра являются аналогами коспектров и квадратурных спектров Фурье, и называются вейвлет-коспектром и квадратурным вейвлет-спектром [106].

Выбор базисной вейвлет-функции является чрезвычайно важным для применения вейвлет-анализа, причем этот выбор зависит от особенностей исследуемых случайных функций. Было показано [119], что вейвлет Морле оказался наиболее эффективным средством для анализа турбулентных функций. Вейвлет Морле является комплексной функцией, что позволяет анализировать не только одномерные, но и взаимные спектры. Обычно в качестве несущей частоты выбирается частота $\omega_0 = 6$, которая признана оптимальной для обеспечения точной локализации «событий» во времени и высокого разрешения по частоте.

Важной особенностью вейвлет-преобразования является возможность его корректного применения для анализа неоднородных сигналов. Более того, вейвлет-анализ успешно работает и при обработке сигналов, имеющих разрывы [66]. Таким образом, применение методов вейвлет-анализа к исследованиям турбулентности в конвективных облаках позволяет получить данные нового качества и изучить тонкую спектральную структуру турбулентности.

2 ПОСТАНОВКА ЦЕЛИ И ЗАДАЧ ИССЛЕДОВАНИЙ

Целью настоящей диссертационной работы являлось выявление особенностей спектральных характеристик турбулентных пульсаций скорости ветра и температуры, турбулентных потоков тепла и импульса в конвективных облаках тропической зоны и получение универсальных функций описывающих спектральную структуру турбулентности в этих облаках.

Для достижения поставленной цели было необходимо решить ряд задач:

- Создать и апробировать метод, учитывающий влияние влажности облака на самолетный датчик температуры и подготовить программы для расчета истинной температуры воздуха и ее пульсаций в облаках с жидко-капельной фракцией;
- Обосновать выбор метода спектрального анализа неоднородной турбулентности в конвективных облаках;
- Провести обработку и анализ самолетных данных о турбулентности в тропических конвективных облаках над о. Куба;
- Рассчитать спектральные характеристики (спектральные плотности пульсаций, спектры и коспектры), выявить управляющие параметры, отвечающих за вид универсальных функций, описывающих спектральную структуру турбулентности и турбулентных потоков в конвективных облаках тропической зоны;
- Определить универсальные функции, описывающие спектральную структуру турбулентности в конвективных облаках тропической зоны и рассчитать их параметры.

3 САМОЛЕТНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ТРОПИЧЕСКИХ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКАХ НАД О. КУБА

Настоящая диссертационная работа основана на данных, полученных Центральной аэрологической обсерваторией (ЦАО) во время самолетных исследований тропических конвективных облаков в рамках комплексного российско-кубинского эксперимента в 2007 г. на метеополигоне вблизи г. Камагуэй [63].

3.1 НАЗНАЧЕНИЕ И СОСТАВ ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

На борт самолета АН-26 № Су-Т1228 (внешний вид самолет приведен на рисунке 3.1.1) была установлена аппаратура пульсационного термодинамического комплекса ПТДК ЦАО. Пульсационный термодинамический комплекс ПТДК был



Рисунок 3.1.1 - Внешний вид кубинского самолёта-лаборатории Ан-26 Су-Т1228

предназначен для измерения с борта самолета-лаборатории и регистрации статического давления p_i , динамического давления q_i , индикаторной температуры воздуха T_i , приращения угла тангажа самолета $\Delta\theta$, перегрузки

центра тяжести самолета Δn с целью последующего расчета пульсаций компонент скорости ветра и температуры воздуха. Использование комплекса позволяло рассчитывать пульсации горизонтальной, продольной по отношению к направлению полета самолета u' , и вертикальной w' компонент скорости ветра, пульсации температуры воздуха T' , истинную воздушную скорость самолета U и абсолютную температуру воздуха T .



Рисунок 3.1.2 - Внешний вид аппаратуры в салоне самолета-лаборатории Ан-26 (рабочее место оператора)

Скоростной напор (или динамическое давление – разность между полным и статическим давлениями) q_i измерялся дифференциальным индукционным датчиком давления ДМИ-0,1,

размещавшимся в блоке датчика скоростного напора, подключенном к приемнику полного давления ППД-1 и системе статического давления самолета. Длина трубопровода от датчика до ППД-1 не превышала 10 см, что обеспечивало корректное измерение пульсаций давления вплоть до частоты в 20 Гц. Приемник полного давления был снабжен антиобледенительным обогревом. Статическое давление p_i измерялось датчиком ИКД27Да-1000, подключенным к самолетной системе статического давления и размещался в электронном блоке первичных преобразователей термостатированном с точностью до 2° .

Температура воздуха T_i и ее пульсации T_i' измерялись высокочастотным датчиком температуры ВДТ конструкции ЦАО ([18; 19]). Первоначальная конструкция датчика была предложена Незоровым и Шугаевым [37]. Датчик состоял из крестообразного корпуса, на который наматывалась платиновая нить, являвшаяся чувствительным элементом датчика. Длина нити составляла примерно 20 см, а сопротивление чувствительного элемента – около 100 Ом. Спереди термометра располагается тефлоновый конус, предназначенный для предотвращения обледенения датчика в облаках. Сверху нить была защищена металлическим корпусом от прямого попадания облачных и пылевых частиц



Рисунок 3.1.3 - Размещение датчика ВДТ на самолете-лаборатории Ан-26.

непосредственно на чувствительный элемент датчика. Данный термометр успешно использовался в многочисленных исследованиях облаков и пограничного слоя атмосферы (см., например, [115; 91]). Термометр выносится в воздушный поток на специальной штанге. Коэффициент восстановления датчика температуры ВДТ r был определен в летных испытаниях и составил $0,72 \pm 0,03$ [18]. Летные и лабораторные исследования термометра ВДТ показали, что его чувствительность к колебаниям температуры воздуха составила около $0,02$ °С, при относительной погрешности измерений 8%, а частота измеряемых пульсаций составила до 13 Гц [19].

Вариации угла тангажа $\Delta\theta$ измерялись центральной гировертикалью ЦГВ-10В, устанавливаемой строго по строительной оси самолета и снабженной системой внешней коррекции (выключатель коррекции ВК-53). Вертикальные ускорения центра тяжести самолета Δn измерялись датчиком ускорений ДУ-5, который был модифицирован для повышения его чувствительности к перегрузкам. ДУ-5 располагался на гиروطформе ЦГВ-4, что обеспечивало стабилизацию его вертикальной оси по углам крена и тангажа с точностью до $0,5^\circ$. На борту самолета Ан-26 размещалась также система спутниковой навигации GPS для измерения координат положения самолета и компонент путевой скорости и измеритель водности облаков ИВО конструкции Невзорова, обеспечивавший измерения мгновенных значений полной и жидко-капельной водности облаков [97]. Погрешность измерения жидко-капельной водности $L_{жк}$ составила около



Рисунок 3.1.4 – Датчик измерителя водности облаков конструкции Невзорова и приемник полного давления ППД-1

10%, а частота измерения – до 10 Гц. Регистрация данных осуществлялась с частотой 20 отсчетов в с на жестком диске бортового компьютера (синхронно с параметрами других измерительных комплексов самолета-лаборатории) для диапазона аналоговых сигналов 0 - 10 В, точность аналогово-цифрового преобразования - 14 разрядов.

Внешний вид измерительно-регистрирующей аппаратуры, размещенной в салоне самолета-лаборатории приведен на рисунке 3.1.2. Наружные датчики были размещены в верхней (датчик ВДТ, рисунок 3.1.3) и боковой (датчик водности А.Н. Невзорова и приемник давлений ППД-1, рисунок 3.1.4) частях фюзеляжа самолета в зоне слабовозмущенного воздушного потока.

3.2 РАСЧЕТ ПУЛЬСАЦИЙ СКОРОСТИ ВЕТРА И ТЕМПЕРАТУРЫ

Расчет пульсаций скорости ветра и температуры производился в следующем образом.

3.2.1 Перевод зарегистрированных величин Δn , p_i , q_i , $\Delta\theta$, T_i и T_i' из напряжений в физические единицы проводился по коэффициентам, определенным по результатам лабораторных градуировок аппаратуры комплекса.

3.2.2 При измерениях статического p_i и динамического q_i давлений возникали аэродинамические погрешности, связанные с влиянием самолета, возмущающим набегающий поток воздуха. Поправки на аэродинамическое возмущение были определены во время сравнительных измерений на специальных режимах разгон – торможение, выполненных в спокойной атмосфере на различных высотах во время поверочного полета 15 августа 2007 г. Аэродинамические поправки вводились в виде $p = p_i - 4,00$ и $q = q_i - 19,61$ (в кПа), где p и q - истинные значения статического и динамического давлений использовались в дальнейшем для расчетов.

3.2.3 Турбулентные пульсации горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра u' и w' для условий горизонтального установившегося полета определялись из следующих выражений (см. раздел 1.1.2 настоящей диссертации):

$$u' = -U + U_p + U \sin \Delta\alpha \sin \Delta\theta + U \sin \Delta\alpha \quad (3.2.1)$$

$$w' = (\Delta\alpha - \Delta\theta)U + L\dot{\theta} + W_p \quad (3.2.2)$$

где $\Delta\alpha$ - приращения угла атаки воздушного потока, набегающего на самолет, $\Delta\theta$ - приращения угла тангажа, $L\dot{\theta} + W_p$ - суммарная скорость собственного

вертикального перемещения самолета и вращения самолета вокруг поперечной оси, U_p - путевая, а U - истинная воздушная скорость самолета.

Истинная воздушная скорость самолета U и истинная температура воздуха T вычислялись по известным газодинамическим уравнениям [1]:

$$\frac{p+q}{p} = (1+0,2M^2)^{3,5} \quad (3.2.3)$$

$$T = \frac{T_i}{1+0,2rM^2} \quad (3.2.4)$$

$$U = K_U M \sqrt{T} \quad (3.2.5)$$

где M - число Маха полета, $r=0,72$ - коэффициент восстановления датчика температуры, а $K_U=72,149 \text{ мс}^{-1}\text{К}^{-1/2}$ - размерный коэффициент, определенный теоретически для воздушной скорости, измеряемой в мс^{-1} [34].

Данные о путевой скорости самолета U_p вычислялись по показаниям установленной на самолете системы GPS. В связи с тем, что частота определения и регистрации скорости U_p составляла 1 отсчет в с, эти данные интерполировались на временную развертку с частотой 20 Гц и сглаживались. Процедуру можно было считать корректной, поскольку в силу большой инерционности самолета в горизонтальном направлении измерения его путевой скорости не могли быть подвержены высокочастотным колебаниям.

Суммарная скорость собственного вертикального перемещения самолета W_p и вращения самолета вокруг поперечной оси $L\dot{\theta}$ определялись с помощью интегрирования приращений вертикальной перегрузки самолета Δn и дифференцирования изменений барометрической высоты самолета h_b ([30; 51]):

$$L\dot{\theta} + W_p = g \int_0^t \Delta n d\tau + \frac{dh_b}{dt} \quad (3.2.6)$$

где g - ускорение силы тяжести. Барометрическая высота h_b вычислялась по статическому давлению p .

Для расчета истинных значений пульсаций температуры воздуха T' использовалась следующая формула:

$$T' = T - \bar{T} + \zeta \Delta h_b \quad (3.2.7)$$

где ζ - вертикальный градиент температуры воздуха на уровне полета самолета, а Δh_b - изменения барометрической высоты самолета. Градиент температуры определялся эмпирически во время зондировки в каждом полете, и для высот 5500 – 6000 м (диапазон рабочих высот во время эксперимента) составлял обычно около $\zeta = 0,006$ °/м.

Приращения угла атаки набегающего на самолет потока вычислялись по приращениям перегрузки центра тяжести самолета Δn и скоростному напору q в соответствии с формулой [17]:

$$\Delta \alpha = K_\alpha \frac{G}{C_y^\alpha S q (1 + \frac{C_x}{C_y})} \Delta n \quad (3.2.8)$$

где G - текущая масса самолета в кг, S - площадь несущей поверхности самолета в м², C_y^α - производная коэффициента подъемной силы по углу атаки, C_x и C_y - коэффициенты лобового сопротивления и подъемной силы самолета соответственно. Самолет Ан-26 обладал следующими летно-техническими характеристиками:

-Расход топлива $Q = 1150$ кг в первый час полета самолета и $Q = 800$ кг в последующие часы полета, G_0 - взлетный вес самолета (который варьировался от 21700 кг до 22800 кг в зависимости от загрузки самолета). Отсюда текущая масса самолета (в кг) G рассчитывалась из соотношения $G = G_0 - Qt$, где t - текущее полетное время;

-Площадь несущей поверхности $S = 93,15$ м²;

-Зависимость аэродинамических коэффициентов от скорости полета имела вид: $C_y^\alpha (1 + \frac{C_x}{C_y}) = 6,216 - 0,000367 U + 0,0000307 U^2$.

В связи с тем, что аэродинамические коэффициенты рассчитывались по результатам продувок моделей в аэродинамической трубе и их точность их определения была недостаточной, в формулу (3.2.8) был введен поправочный

коэффициент K_α . Значения коэффициента $K_\alpha=1,34$ были определены по результатам пробного полета самолета во время выполнения специальных режимов со знакопеременной перегрузкой самолета - так называемых «горок по перегрузке».

Аппаратура ПТДК была разработана в ЦАО и использовалась для самолетных исследований в течение многих лет. Погрешность измерения статического давления p составила 0,3 мБар при чувствительности к изменениям давления около 0,05 мБар. Динамический (скоростной) напор q измерялся с погрешностью около 0,2 мБар, при чувствительности не менее 0,05 мБар. Постоянная времени системы приемник полного давления – датчик скоростного напора была оценена в 0,0006 с, что позволяло корректно измерять пульсации давления с частотой более 10 Гц. Погрешность измерения приращения перегрузки самолета Δn составили около 0,1 мс^{-2} , при чувствительности в 0,02 мс^{-2} .

Чувствительность самолетного термометра к колебаниям температуры воздуха составила 0,02 К, причем постоянная времени датчика была не более 0,0012 с, что обеспечивало измерение пульсаций температуры воздуха вплоть до частоты 10 Гц. Погрешность измерения абсолютной температуры – 0,4 К.

Погрешности вариаций угла тангажа $\Delta\theta$, измеряемых центральной гировертикалью ЦГВ-10В с системой внешней коррекции были оценены для условий горизонтального полета в 0,08°, чувствительность – 0,02°.

По приведенным выше данным о погрешностях измеряемых параметров были оценены чувствительности и среднеквадратические погрешности расчета воздушной скорости самолета, средней температуры воздуха и пульсаций скорости ветра и температуры.

Измерения пульсаций скорости ветра и температуры проводились на участках горизонтального установившегося полета – так называемых «измерительных режимах», т.е. когда отклонения параметров полета не выходили за пределы: по крену $\pm 5^\circ$; по воздушной скорости самолета $\pm 20 \text{ кмч}^{-1}$; по высоте $\pm 30 \text{ м}$. Протяженность измерительных режимов составляла от 5 до 10 км. Для

этих условий абсолютные среднеквадратические погрешности измерения турбулентных пульсаций скорости и температуры составили [64]:

$$\delta u' = \pm(\gamma_{u_0} + \gamma_u u');$$

$$\delta w' = \pm(\gamma_{w_0} + \gamma_w w');$$

$$\delta T' = \pm(\gamma_{T_0} + \gamma_T T'),$$

где $\gamma_{u_0} = 0,1 \text{ мс}^{-1}$, $\gamma_{w_0} = 0,1 \text{ мс}^{-1}$, $\gamma_{T_0} = 0,02 \text{ К}$ - начальные чувствительности пульсаций скорости ветра и температуры, $\gamma_u = 0,07$; $\gamma_w = 0,08$ и $\gamma_T = 0,08$ - среднеквадратические относительные погрешности измерений текущих значений пульсаций u' , w' , T' .

3.3 ВЫПОЛНЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ НАД МЕТЕОПОЛИГОНОМ

Известно, что конвективные облака Cu существенным образом изменяют структуру полей термодинамических параметров, и, прежде всего, поля



Рисунок 3.3.1 - Вид конвективной ячейки (Cu), развивающейся над метеорологическим полигоном вблизи г. Камагуэй. Снимок сделан с борта самолёта-лаборатории.

температуры воздуха. Зона возмущения от Cu по площади может более чем вдвое превосходить размеры самого облака [67]. Поэтому при исследовании структуры воздушных движений кучевых облаков рассматривалась так называемая зона Cu , т.е. как само облако (конвективная ячейка), так и окружающее его пространство, в

котором наблюдались возмущения. При проведении самолетных измерений эта особенность учитывалась, и измерительные режимы начинались на достаточном расстоянии перед облаком и заканчивались приблизительно на таком же расстоянии после облака. Протяженность измерительных режимов составляла от 5 до 10 км в зависимости от горизонтальных размеров исследуемых конвективных ячеек. Внешний вид облаков во время эксперимента приведен на рисунке 3.3.1.

Для возникновения конвективных облаков необходимы большие вертикальные градиенты температуры и высокое увлажнение воздуха, поэтому наиболее мощные конвективные образуются в тропической зоне. Отличительной особенностью тропических облаков является их сильно выраженная вертикальная протяженность. Часто эти облака принимают форму башен, слегка наклонённых по направлению ветра. Скорость их роста чрезвычайно велика, ярко выраженные процессы развития конвективных облаков в тропической зоне делают их чрезвычайно удобными объектами для выявления общих закономерностей



Рисунок 3.3.2 - Расположение метеополгона вблизи г. Камагуэй над о. Куба

турбулентной структуры облаков вертикального развития. С другой стороны, быстрый рост облаков существенно затрудняет их исследование с помощью самолетов-лабораторий, поскольку вторичный вход в облако практически невозможен, так как облако через короткий промежуток времени оказывается на новой стадии развития. Именно поэтому ход экспериментов контролируется с помощью наземных радиолокаторов, фиксирующих стадии развития Си (конвективных ячеек).

Всего над метеорологическим полигоном Кубы в период с 17 августа по 4 октября 2007 г. было выполнено 13 научно-исследовательских полётов и было исследовано более 60-ти конвективных ячеек. Расположение полигона приведено на рисунке 3.3.2. Облака, в которые входил самолет-лаборатория на высоте около 5 км, можно было охарактеризовать как *Cu cong* относительно небольшой мощности с максимальной высотой верхней границы 7 – 8 км. Исследования проводились по методике так называемой «плавающей мишени». Это означало, что все пересечения облаков (конвективных ячеек) самолётом проводились в зоне

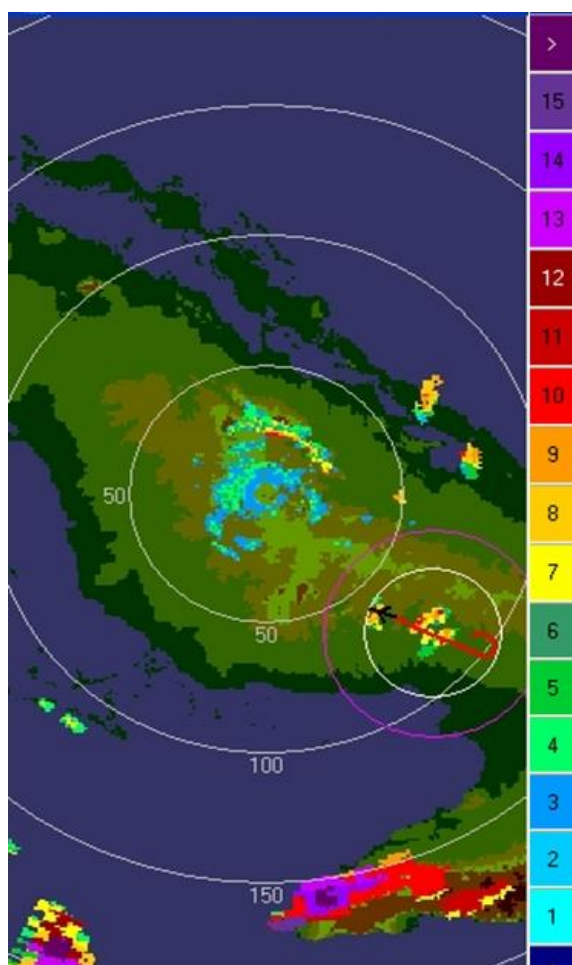


Рисунок 3.3.3 - Экран наземного радиолокатора во время эксперимента по методу «плавающей мишени»

радиусом 25 км, выбранной в первоначальный момент измерений и перемещавшейся вместе с конвективными ячейками. Выбранная зона и называлась «плавающей мишенью». Контроль над перемещением ячеек проводился с помощью наземного метеорологического радиолокатора, установленного в аэропорту г. Камагуэй. Пример радиолокационной картинки приведен на рисунке 3.3.3, где хорошо виден маршрут пересечения самолетом облака, а «плавающая мишень» отмечена фиолетовым кругом. На экране радиолокатора видно распределение высот верхних границ различных конвективных ячеек. Шкала высот в

километрах представлена справа от рисунка. Маршрут пересечения самолётом облака (конвективной ячейки) выделен красным цветом, а «плавающая мишень»

отмечена фиолетовым кругом. Светлыми кругами обозначены зоны работы наземного радиолокатора.

Радиолокатор позволял фиксировать время возникновения конвективной ячейки, которое определялось как момент появления радиоэха от крупных частиц на экране. По интенсивности радиоэха можно было также судить о развитии облака и росте частиц в нём. Однако точность определения времени возникновения ячейки составляла 10 – 15 мин, что, как будет показано ниже, несколько ограничивало возможности точной классификации ячеек по времени их развития. Радиолокатор позволял также определять вертикальную мощность (высоту) конвективной ячейки и стадию её развития. Тем не менее, полученные данные дали богатый материал для анализа турбулентной структуры тропических конвективных облаков, поскольку исследования проводились в течение довольно длительного периода (более двух месяцев) и изучались облака, находящиеся на различных стадиях развития. Следует отметить определенные ограничения в полученных данных, связанные с безопасностью полетов. Самолет не мог входить в облака, вертикальная мощность которых превышала 8 – 8,5 км. Сильные вертикальные движения и крупные частицы в облаках такой мощности могли привести к нарушению устойчивости полета самолета или даже к разрушению его конструкции. Именно поэтому все исследования относились к облакам, которые были охарактеризованы как *Cu cong*.

4 ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ТУРБУЛЕНТНОСТИ И ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ В КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКАХ

4.1 МЕТОДЫ РАСЧЕТА И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТУРБУЛЕНТНОСТИ И ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ТЕПЛА И ИМПУЛЬСА В ОБЛАКАХ

Все измерения пульсаций скорости ветра и температуры проводились на участках горизонтального установившегося полета – так называемых «измерительных режимах» или «измерительных участках». Полет считался горизонтальным, если отклонения параметров полета не выходили за пределы:

- по крену $\pm 5^\circ$;
- по воздушной скорости самолета ± 20 кмч⁻¹;
- по высоте ± 30 м.

С целью получения статистически обеспеченных спектральных характеристик турбулентности с масштабами до 1,5 – 2 км протяженность измерительных режимов составляла от 5 до 10 км.

Процедура расчетов необходимых параметров по результатам самолетных результатам измерений описана в разделе 3.2 настоящей диссертации. Для расчета пульсаций компонент скорости ветра и температуры воздуха, а также воздушной скорости самолета и истинной температуры воздуха был создан специальный комплекс программ, реализующих вычисления в соответствии с формулами (3.2.1 – 3.2.8). В результате расчетов формировались следующие дискретные ряды реализаций с частотой следования 20 значений в с (интервал между точками реализации $\delta=0,05$ с):

- пульсаций горизонтальной компоненты скорости ветра u' (продольной по отношению к направлению полета самолета);
- пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра w' ;
- пульсаций температуры воздуха T' ;
- истинной температуры воздуха T ;

-воздушной скорости самолета U .

Из реализаций пульсаций u' , w' и T' исключались параболические тренды и низкочастотные составляющие. Тренд исключался методом наименьших квадратов [8], а низкочастотные составляющие – методом скользящего среднего. Данные каждой реализации были провалидированы с помощью специальной программы и из них были исключены точки с заведомыми ошибками (т.е. точки, для которых значения параметра превышали установленные пределы или разность между соседними величинами превышала заданную величину). Указанная процедура не приводила к существенным изменениям реализаций, которые могли бы повлечь искажения рассчитываемых спектральных характеристик. В пульсации температуры вносилась поправка на жидко-капельную водность Lwc облака в соответствии с методикой изложенной ниже, в разделе 4.2, по формуле 4.2.3.

Все результаты расчетов были помещены в архив (базу данных) самолетных измерений, который использовался в дальнейшем для расчета и анализа характеристик турбулентности. База данных состояла из набора файлов данных, содержащих дискретные ряды эквидистантных значений пульсаций и ряда вспомогательных параметров и файла-каталога, объединяющего файлы данных и содержащего всю необходимую информацию о них.

Каждый файл базы данных содержал результаты измерений на одном участке, а его имя имело следующий формат:

Cuba-XYU.DBF, где X – буквенный код даты полета (**a** - 17/08/2007, **b** - 24/08/2007 и т.д.), а YU – порядковый номер измерительного участка в этом полете (01, 02,).

Каждый из файлов базы данных содержал ряды эквидистантных значений параметров, обозначенных следующими идентификаторами с частотой следования 20 отсчетов в с:

Time – текущее время UTC в формате чч:мм:сс;

Lon – текущая долгота, °;

Lat – текущая широта, °;

H_p – барометрическая высота, м;

T_{gps} – текущий курс самолета по данным GPS, °;

U_{gps} – текущая путевая скорость по данным GPS, мс⁻¹;

U_i – истинная воздушная скорость самолета, мс⁻¹;

T_i – истинная температура воздуха, °С;

L_{wc} – жидкокапельная водность облака;

T_{wc} – полная водность облака;

D_u – пульсации горизонтальной, продольной по отношению к направлению полета самолета компоненты скорости ветра, мс⁻¹;

D_w – пульсации вертикальной компоненты скорости ветра, мс⁻¹;

D_T – пульсации температуры воздуха, мс⁻¹.

Для обслуживания базы данных был создан комплекс специальных программ. Под обслуживанием базы данных понималось ее формирование, коррекция, пополнение и обмен данными. В базу данных помещались также сведения, характеризующие облачные участки:

- Дата измерений;
- Время начала и конца облачного участка по UTC;
- Имя файла базы данных с данными о воздушных движениях;
- Протяженность облачного участка L в км;
- Средние широта и долгота места проведения измерений на облачном участке;
- Средняя барометрическая высота h_b на участке в м;
- Средний курс во время измерений по системе GPS в °;
- Средняя скорость по системе GPS U_{GPS} на участке в мс⁻¹;
- Средняя воздушная скорость U на участке в мс⁻¹;
- Средняя температура воздуха T на облачном участке в °С.

Для спектрального анализа данных было применено вейвлет-преобразование на основе комплексного вейвлета Морле с собственной частотой $\omega_0 = 6$ (см. формулу (1.3.7)), поскольку именно этот вейвлет обеспечивал наиболее

качественное исследование турбулентных пульсаций и позволял рассчитывать корреляционные характеристики [64]. Для расчета спектральных характеристик с помощью вейвлет-преобразования был создан специальный блок программ.

Основой вейвлет-анализа являлся расчет коэффициентов вейвлет-преобразования, которые представляли собой величины энергии сигнала, приходящиеся на единицу волнового числа и единицу расстояния от начала измерительного участка. Время t в реализации преобразовывалось в расстояние вдоль пути следования (измерительного участка) самолета-лаборатории с помощью воздушной скорости U по формуле $b = Ut$, а волновое число k заменялось на масштаб пульсаций $a = \frac{1}{k}$.

К реализации турбулентной функции y_i (под которой понимается реализация одного из параметров – компонент пульсаций скорости ветра u' w' , температуры воздуха T') применялось вейвлет-преобразование в соответствии с выражением (см. формулу (1.3.1):

$$Wf(a, b) = |a|^{-\frac{1}{2}} \int_{-\infty}^{+\infty} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) f(t) dt \quad (4.1.1)$$

Числовая схема расчетов была следующей. Сначала рассчитывались матрицы коэффициентов действительной RWy_{ij} и мнимой IWy_{ij} частей вейвлет-преобразования с базисным вейвлетом Морле. Для каждого значения j , соответствующего выбранной последовательности волновых чисел k_j ($j = 1, 2, \dots, m$, где $m = 31$ - количество волновых чисел, от 0,0435 до 0,0001738 m^{-1} или масштабов пульсаций a от 23 м до 5734 м) рассчитываются:

$$RWy_{ij} = \pi C_{\varphi}^{-1} U \delta k_j^{\frac{1}{2}} \sum_{l=1}^{2n_a} y_i \cos(6(l - n_a) U \delta k_j) \quad (4.1.2)$$

$$IWy_{ij} = \pi C_{\varphi}^{-1} U \delta k_j^{\frac{1}{2}} \sum_{l=1}^{2n_a} y_i \sin(6(l - n_a) U \delta k_j) \quad (4.1.3)$$

Здесь индекс i - последовательный номер значения исследуемого параметра y_i соответствует пространственной координате b и изменяется в пределах $i = n_a$,

$n_a + 1, \dots, N - n_a$, где N – число точек в массиве y_i , а $n_a = \left[\frac{3}{U \delta \kappa_j} \right]$. Квадратные скобки означают взятие целого от числа, а $\delta = 0,05$ с – временной интервал между точками массива. Число n_a определяло так называемый «конус неопределенности», возникавший из-за невозможности надежного расчета коэффициентов для начальных и конечных точек массива y_i . Конус неопределенности ограничивал максимальный размер исследуемых пульсаций. Величина n_a определялась из условия, что размер массива y_i должен превышать размер вейвлета, соответствующего максимальному масштабу не менее, чем в 3 раза. В матрицах RWy_{ij} и IWy_{ij} ячейки коэффициентов, соответствующие $i < n_a$ и $i > N - n_a$ заполнялись нулевыми значениями, остальные оценки коэффициентов считались устойчивыми [98]. Константа для вейвлета Морле $C_\psi = 1,0626$ определялась численным интегрированием формулы (1.3.9). Действительные RWy_{ij} и мнимые IWy_{ij} части полученных матриц служили основой для расчета всех остальных спектральных характеристик.

Расчёт матрицы модулей функций $|Wy_{ij}|^2$, представлявшей собой скалограмму исследуемой функции y_i проводился по формуле:

$$|Wy_{ij}|^2 = RWy_{ij}^2 + IWy_{ij}^2 \quad (4.1.4)$$

Спектральная плотность пульсаций E_{yj} для параметра y_i определялся по формуле:

$$E_{yj} = \frac{1}{N - n_a} \sum_{i=n}^{N-n_a} |Wy_{ij}|^2 \quad (4.1.5)$$

Для определения корреляционных характеристик производился аналогичный расчет для второй турбулентной функции (пульсаций компонент скорости ветра или температуры воздуха), представленной массивом z_i :

$$RWz_{ij} = \pi C_\psi^{-1} U \delta \kappa_j^2 \sum_{l=1}^{\frac{1}{2} 2n_a} z_i \cos(6(l - n_a) U \delta \kappa_j) \quad (4.1.6)$$

$$IWz_{ij} = \pi C_{\varphi}^{-1} k_j^{\frac{1}{2}} \sum_{l=1}^{2n_a} z_i \sin(6(l - n_a)U \delta k_j) \quad (4.1.7)$$

Далее рассчитывалась матрица действительной части взаимной кросс-скалограммы для массивов y_i и z_i :

$$Ryz_{ij} = RWy_{ij}RWz_{ij} + IWy_{ij}IWz_{ij} \quad (4.1.9)$$

По действительной части кросс-скалограммы рассчитывался коспектр для реализаций пульсаций y_i и z_i :

$$RE_{y,z} = \frac{1}{N - n_a} \sum_{i=n}^{N-n_a} Ryz_{ij} \quad (4.1.10)$$

Представленная процедура позволила провести расчеты физических значений спектральных плотностей пульсаций компонент скорости ветра и температуры $E_u(k)$, $E_w(k)$, $E_T(k)$, вертикальных потоков тепла и импульса $C_{wT}(k)$, $C_{uv}(k)$ для зон конвективных облаков с масштабами от 50 – 70 м до 1,5 – 2,0 км (в зависимости от скорости полета самолета-лаборатории и протяженности измерительного участка).

4.2 МЕТОД ВВЕДЕНИЯ ПОПРАВКИ НА ВОДНОСТЬ ОБЛАКА В ИЗМЕРЕННУЮ ТЕМПЕРАТУРУ ВОЗДУХА И ЕЕ ПУЛЬСАЦИИ

Измерения температуры воздуха в облаках требуют особого подхода, поскольку облачные капли, попадая на термометр, испаряются за счет динамического нагрева воздуха и понижают его температуру, приводя к ошибкам в измерениях. Даже если капли непосредственно не воздействуют на чувствительный элемент, испарение капель за счет нагревания потока на защите датчика приводит к понижению температуры в потоке, проходящем через чувствительный элемент [13]. Это приводит к появлению ложных пульсаций температуры, и это явление называется «эффектом смачиваемости» термометра. Согласно предварительным оценкам [113] величина влияния капель на показания самолетного термометра может достигать 1 °С и даже более.

Существуют различные способы учета влияния жидко-капельной водности на измерения температуры. Если предположить, что чувствительный элемент термометра всегда полностью смочен, то можно оценить психрометрический эффект, т.е. влияние испарения с поверхности чувствительного элемента на его температуру. Один из путей реализации метода – использование термометров специальной конструкции (термометров-психрометров), обладающих свойством непрерывной и полной смачиваемости [118]. В этом случае поправка в температуру на смачиваемость термометра ΔT будет определяться из выражения [37]:

$$\Delta T = \Delta T^* (1 - \beta_0) \quad (4.2.1)$$

где $\Delta T^* = 0,2rM^2T$ - динамическая поправка в температуру за счет торможения

потока, $\beta_0 = \frac{1}{1 + \frac{1550 dE}{p dT}}$ - коэффициент полностью смачиваемого термометра, E -

давление насыщающих паров, p - давление на уровне полета, T - температура воздуха на уровне полета. Таким образом, коэффициент смачиваемости β_0 показывает, на какую величину снижается нагрев термометра за счет влияния на

него капле в облаке. Значения коэффициента β_0 для различных температур в облаке (в том числе и для отрицательных) и для различных высот полета приведены в работе [37].

В случае неполной смачиваемости вводится понятие коэффициента частичной смачиваемости β для конкретного термометра [37]:

$$\Delta T = \Delta T^* (1 - \beta) \quad (4.2.2)$$

В работе [37] считалось, что величина β зависит только от типа термометра и температуры воздуха на уровне полета, а поправка на смачиваемость практически постоянна при полете самолета через облако. Последнее утверждение вызывает определенные сомнения, поскольку при различных значениях влажности облака масса испаряющихся на датчике капле может существенно меняться. Однако в первом приближении такой метод позволял ввести поправку в средние значения температуры в облаке при определенных величинах влажности облака, хотя и был непригоден для учета влияния флуктуаций влажности облака на показания пульсационного датчика температуры.

Поскольку такой метод делал невозможным корректное исследование спектральных характеристик полей температуры и турбулентных потоков тепла в зоне развития конвективного облака был предложен новый метод введения поправки на влажность в показания самолетного пульсационного термометра, основанный на использовании синхронных измерений температуры воздуха и влажности облака. Используемый в летных экспериментах над о. Куба датчик ВДТ имел конструкцию, защищающую его чувствительный элемент от прямого попадания большей части капле. Однако, даже не попадая непосредственно на чувствительный элемент, капли искажали показания термометра, поскольку процесс испарения капле просто переносился на защитные элементы термометра. Очевидно, что данный датчик следовало считать частично смачиваемым, причем логично предположить, что поправка на смачиваемость зависела от величины жидко-капельной влажности и степени нагрева воздуха в зоне чувствительного элемента датчика за счет частичного торможения потока.

Поправку в пульсации температуры на водность облака предлагалось вводить при обработке данных с помощью специального коэффициента (который, во избежание путаницы с коэффициентом смачиваемости, назовем коэффициентом влияния водности) k_w по следующей формуле [20]:

$$T'_c = T' + k_w \Delta T^* Lwc \quad (4.2.3)$$

где T' - измеренные пульсации температуры воздуха с учетом динамической поправки, а Lwc - мгновенные значения жидко-капельной водности. Очевидно, что вне облака ($Lwc=0$) поправка не вносится.

Для высоты полета 5 км (основной высоты, где проводились исследования) и соответствующей этой высоте температуре воздуха -8 °С коэффициент полной смачиваемости термометра (см. формулу (4.2.1)) составил $\beta_0=0,51$ [37]. Полная смачиваемость подразумевает, что датчик температуры перестает реагировать на изменения водности, т.е. величина поправки постоянна. Отметим, что при динамическом нагреве в $\Delta T^* = 7$ °С (характерная величина для условий полета самолета-лаборатории Ан-26) поправка при полной смачиваемости составляла около 4 °С.

Самолетные исследования конвективных облаков, описанные в работе [37] проводились на метеорологическом полигоне близ Днепропетровска (Украина) в 1974 г. В частности, во время летных экспериментов выполнялись измерения температуры воздуха и ее пульсаций, а также средней водности облаков. В исследованиях применялся пульсационный датчик температуры конструкции Невзорова-Шугаева, являвшийся прототипом датчика ВДТ, который использовался в работах на Кубе. Датчик ВДТ [21] был развитием датчика Невзорова-Шугаева, и хотя подвергся существенной модернизации, конфигурации датчиков ВДТ и Невзорова-Шугаева полностью совпадали. Как показали исследования датчика Невзорова-Шугаева, коэффициент его смачиваемости составил около 0,1 [37], что свидетельствовало об удаленности процессов в датчике от насыщения по водности (коэффициент полной смачиваемости для условий эксперимента составлял $\beta_0=0,51$), при этом величина

поправки в температуру составляла около 1 °С. Логично было предположить, что при наблюдаемых в летных экспериментах на Кубе водностях, не превышавших 1,5 гм⁻³, поправка на водность для датчика ВДТ могла быть представлена в виде линейной зависимости (4.2.3).

Данные, полученные в самолетных экспериментах над о. Куба в 2007 г., позволили провести независимую оценку величины коэффициента k_w . Метод оценки k_w основывался на известных закономерностях турбулентного обмена в атмосфере. В частности, турбулентный поток тепла в атмосфере всегда направлен из более теплой области в более холодную. На ранних стадиях развития конвективные облака теплее окружающей среды [113], а поскольку в основном изучались облака на начальных стадиях своего развития (это будет показано ниже), горизонтальный поток тепла через боковые границы облака должен быть направлен из облака в околооблачное пространство. Это обстоятельство было использовано для проверки предложенного способа коррекции температуры в облаках. Корректированные и некорректированные данные о пульсациях температуры использовались для формальных расчетов горизонтальных кинематических потоков тепла:

$$H = \overline{u'T'} \quad (4.2.4)$$

причем осреднение проводилось вдоль линии измерения (траектории полета самолета). Для корректного сравнения потоков тепла использовалась одна и та же линия осреднения.

Для анализа данных были построены кривые изменения вдоль линии полета горизонтальных турбулентных потоков тепла, рассчитанных по формуле (4.2.4) и осредненных с шагом в 10 с. По этим кривым были определены точки в облаке, где горизонтальный поток менял свой знак. Далее зона кучевого облака разбивалась на две части: первая часть – до смены знака потока и вторая часть – после смены знака потока тепла. Для этих частей зоны Cu определялись средние горизонтальные потоки тепла H_1 и H_2 соответственно. Были рассчитаны средние значения температуры воздуха в зоне Cu – для участков перед облаком (T_b), в

облаке (T_c) и после облака (T_a). Все расчеты проводились как по первичным реализациям (без учета влияния влажности), так и с поправкой на влажность, причем с различными значениями коэффициента k_w . Результаты оценок для наиболее характерных измерительных участков приведены в таблице 4.2.1. Приведенные выше оценки погрешности определения температуры с учетом влияния жидко-капельной фракции показали, что отмеченные в таблице 4.2.1 различия в температурах внутри облаков, с учетом поправки на влажность, и вне их, значимы.

Таблица 4.2.1 - Термодинамические характеристики в зоне конвективных облаков для различных способов расчета (**Дата** – день наблюдений; **Время** – время начала и конца наблюдений по Гринвичу; Lwc - средняя жидко-капельная влажность в облаке; T_b - средняя температура в зоне перед облаком; T_c - средняя температура в облаке, рассчитанная при различных значениях k_w ; T_a - средняя температура в зоне после пролета облака; H_1 и H_2 - кинематические потоки тепла в первой (по направлению полета) зоне и во второй зоне облака, рассчитанные при различных значениях k_w).

Дата	Время	Lwc , гм ⁻³	k_w , м ³ г ⁻¹	T_b , °С	T_c , °С	T_a , °С	H_1 , К мс ⁻¹	H_2 , К мс ⁻¹
24/08/07	18:10:17-	0,53	0	-6,3	-6,5	-6,3	0,049	-0,136
	18:11:48		0,17		-5,9		0,168	-0,256
31/08/07	18:30:32-	0,96	0	-8,2	-8,9	-8,4	-0,012	0,251
	18:30:55		0,17		-7,9		0,276	-0,241
30/08/07	17:57:46-	0,65	0	-7,6	-7,7	-7,6	0,024	0,052
	17:58:36		0,17		-7,0		0,216	-0,211
17/09/07	18:40:49-	0,82	0	-7,9	-8,3	-8,0	-0,207	0,075
	18:42:35		0,17		-7,5		0,121	-0,043
22/09/07	18:48:57-	1,64	0	-7,7	-7,9	-7,9	-0,048	-0,035
	18:49:50		0,17		-6,0		0,243	-0,535

Следует отметить, что согласно таблице 4.2.1 в некоторых случаях введение поправки существенным образом изменяло рассчитываемые величины потоков тепла, вплоть до смены знака потока на противоположный. Анализ проведенных расчетов показал, что непротиворечивая картина распределения потоков тепла для всех рассматриваемых случаев одновременно наблюдается при значении $k_w = 0,17 \text{ м}^3\text{Г}^{-1}$. В этом случае средняя температура воздуха в облаке оказалась

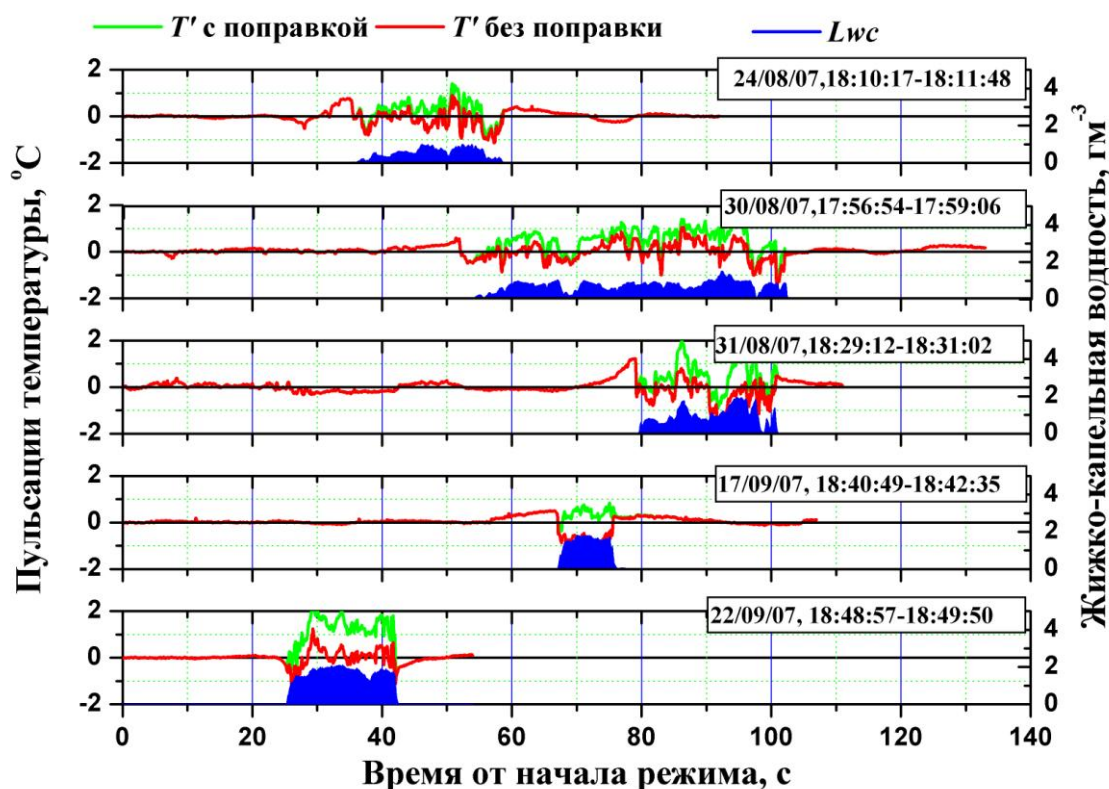


Рисунок 4.2.1 - Примеры реализаций пульсаций температуры в конвективных облаках над о. Куба.

значимо выше окружающей облако среды, а потоки тепла были направлены из облака в окружающее пространство. В дальнейшем значение коэффициента $k_w = 0,17 \text{ м}^3\text{Г}^{-1}$ использовалось для расчетов спектров температуры и оценок спектральной структуры потоков тепла. Отметим, что приблизительно такое же значение коэффициента k_w было получено во время исследований датчика ВДТ в специальной аэродинамической установке [27].

На рисунке 4.2.1 приведены примеры реализаций пульсаций температуры в зоне кучевых облаков с введенной поправкой на влажность ($k_w=0,17 \text{ м}^3\text{г}^{-1}$) и без поправки (границы облака определялись по жидко-капельной влажности, изображенной на рисунке в виде линии с заливкой). Как видно из рисунка поправка существенно меняет распределение температуры внутри облака и, следовательно, влияние влажности должно учитываться при исследованиях тонкой структуры полей таких термодинамических параметров как температура воздуха и турбулентные потоки тепла. Отметим, что в подавляющем большинстве случаев вблизи границ облака наблюдалась так называемая «теплая рубашка», т.е. слой воздуха вокруг Си, где температура воздуха была заметно (на 0,3 – 0,5 °С) выше, чем в окружающем пространстве. Однако было обнаружено еще и несколько случаев, когда Си был окружен холодной «рубашкой», при этом облако было также теплее окружающего пространства (см., например, на рисунке 4.2.1 график для участка за 22/09/07, 18:48:57 – 18:49:50).

4.3 ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТЕЙ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ЕЕ ПУЛЬСАЦИЙ В ОБЛАКАХ И АПРОБАЦИЯ МЕТОДА

4.3.1 ОЦЕНКА СЛУЧАЙНЫХ ПОГРЕШНОСТЕЙ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

Подробный анализ погрешностей измерения и расчета числа Маха, истинной температуры воздуха и истинной воздушной скорости полета с борта самолета приведен в справочном пособии [64]. На основании приведенных там оценок, была определена погрешность расчета числа Маха как $\frac{\delta M}{M} \approx 0,00073$, а погрешность расчета истинной абсолютной температуры воздуха для датчика ВДТ оценена по формуле:

$$\frac{\delta T}{T} = \sqrt{\left(\frac{\delta T_i}{T_i}\right)^2 + \left(\frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon}\right)^2 \left(\frac{\delta r}{r}\right)^2 + 2\left(\frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon}\right)^2 \left(\frac{\delta M}{M}\right)^2} \quad (4.3.1)$$

где $\varepsilon = 1 + 0,2rM^2$ и было принято, что значение коэффициента восстановления датчика ВДТ $r = 0,73$, а среднеквадратическая погрешность его определения $\delta r = 0,04$ и погрешность датчика ВДТ (погрешность преобразования измеренной температуры в электрический сигнал) - $\delta T_i = 0,13$ °С [27]. Тогда абсолютная погрешность измерения истинной температуры воздуха (с учетом динамического нагрева в датчике) согласно формуле (4.3.1) составила $\delta T \approx 0,15$ °С.

Пульсации температуры воздуха T' представляются как отклонения температуры T от некоторого среднего значения \bar{T} (так называемое представление Рейнольдса):

$$T' = T - \bar{T} \quad (4.3.2)$$

Абсолютные среднеквадратические погрешности измерения турбулентных пульсаций температуры обычно представляются в виде [64]:

$$\delta T' = \pm(\gamma_{T_0} + \gamma_T T') \quad (4.3.3)$$

где γ_{T_0} - начальная чувствительность пульсаций температуры и влажности воздуха, γ_T - относительные погрешности измерений текущих значений пульсаций T' . Подробный анализ для погрешностей определения пульсаций температуры воздуха для датчика ВДТ [64] дал относительную погрешность $\gamma_T = \frac{\delta T}{T} \approx 0,027$ при начальной чувствительности $\gamma_{T_0} = 0,02$ °С.

4.3.2 ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТИ ВВЕДЕНИЯ ПОПРАВКИ В ТЕМПЕРАТУРУ ВОЗДУХА НА ВОДНОСТЬ ОБЛАКА

Оценим погрешность определения поправки влияния водности на измеренную температуру $k_w \Delta T^* Lwc$ в формуле (4.2.3). В самолетных исследованиях над о. Куба применялся измеритель водности облаков конструкции А.Н. Невзорова ИВО, обеспечивающий непрерывную регистрацию жидко-капельной и полной водности, причем постоянная времени прибора составляла 0,1 с. Погрешность измерения водности датчиком Невзорова

составляла около 10 % от диапазона [97], погрешность определения динамической поправки, зависящей от числа Маха полета и коэффициента восстановления термометра определена в работе [64] и составляла около 0,7 %. Погрешность определения коэффициента k_w по результатам продувок в аэродинамической установке составила около 14% [27]. Отсюда, используя известную формулу для сложения погрешностей при косвенных измерениях [34] получаем относительную погрешность для поправки на водность в 18 %. Учитывая то обстоятельство, что величина поправки на водность составляла около 1 °С, абсолютная величина дополнительной погрешности при измерениях температуры в облаках составила около 0,18 °С.

Как уже отмечалось, все исследования облаков проводились на высотах около 5 км при температуре окружающего воздуха от -6 до -8 °С, т.е. капли в облаке были переохлаждены. Замерзание переохлажденных капель при ударе о защиту датчика температуры могло также приводить к искажению показаний температуры, но в сторону завышения, поскольку при замерзании капель тепло выделяется. Отметим, что скорость самолета во время проведения измерений составляла около 120 мс⁻¹, что приводило к нагреву элементов защиты датчика при торможении потока приблизительно на 7 °С, т.е. температура элементов датчика была в диапазоне приблизительно от -1 до 0 °С. Отложения льда на датчике во время эксперимента не наблюдалось (датчик был расположен так, что за его состоянием можно было наблюдать в полете), поэтому его конфигурация не искажалась. Это важный факт, поскольку изменение геометрической конфигурации датчика может привести к изменению коэффициента его восстановления и коэффициента смачиваемости, и, как следствие, к дополнительным погрешностям в измерении температуры.

Представляется, однако, что погрешность, вызываемая замерзанием капель, в конкретных условиях проведения экспериментов, была не слишком высока. Ведь даже, если бы все переохлажденные капли, проходящие через датчик замерзли, то эффект от такого воздействия был бы почти в 7 раз слабее, чем от воздействия жидких капель, поскольку скрытая теплота замерзания (334 кДж кг⁻¹)

существенно меньше скрытой теплоты испарения (2260 кДж кг^{-1}). Кроме того, наблюдалось бы повышение температуры при входе самолета в облако, а во всех случаях отмечалось ее понижение.

Можно приблизительно оценить степень влияния замерзания капель используя понятие от коэффициента намерзания $\beta_i = 1 - \frac{m_i}{m_0}$, характеризующее степень оледенения капель в набегающем потоке воздуха при их взаимодействии с элементами конструкции самолета, где m_i - масса замерзшей воды, а m_0 - масса осевшей воды на элементы конструкции [43]. В работе И.П. Мазина [43] было также показано, что при скорости 100 мс^{-1} , давлении 500 мБар, температуре воздуха $-10 \text{ }^\circ\text{C}$ и среднем модальном радиусе облачных капель 5 мкм (т.е. при условиях, близких к тем, что встречались в рассматриваемых летных экспериментах) величина коэффициента намерзания составляла $\beta_i = 0,89$. Отсюда следует, что масса замерзших капель в наших экспериментах не могла превышать 11 % от общей массы капель проходящих через датчик. Учитывая, что теплота, выделяемая при замерзании капель в 7 раз меньше, чем теплота испарения, можно приблизительно оценить погрешность введения поправки на водность за счет оледенения в 2%, что существенно меньше, чем оцененная выше погрешность введения поправки на водность. Косвенно о малом вкладе эффекта замерзания переохлажденных капель в погрешность измерения температуры воздуха в облаке свидетельствует и тот факт, что во всех случаях измеренная температура в облаке была ниже, чем в окружающем пространстве. Известно [56], что на ранней стадии развития конвективные облака перегреты относительно окружающего воздуха за счет выделения теплоты конденсации. И только после введения поправки удавалось выделить облака, температура воздуха в которых была выше окружающей среды.

Оценки погрешностей измерения температуры в конвективных облаках сведены в таблице 4.3.1.

Таблица 4.3.1 - Оценка погрешностей измерения температуры в облаках датчиком ВДТ

Погрешность введения поправки на жидко-капельную водность	
Погрешность измерения водности облака	10 %
Погрешность определения динамической поправки	0,7 %
Погрешность определения коэффициента влияния водности	14 %
Дополнительная случайная погрешность измерения температуры воздуха в облаке	18 % от величины поправки или 0,18 °С
Погрешность от замерзания переохлажденных капель	
Коэффициент намерзания (при скорости 100 мс ⁻¹ , давлении 500 мБар, температуре -10 °С и среднем модальном размере капель 5 мкм)	0,89
Доля замерзших капель	11 %
Дополнительная погрешность измерения температуры воздуха в облаке за счет замерзания капель	2 % от величины поправки
Основная (случайная) погрешность датчика ВДТ (во внеоблачном пространстве и чисто кристаллических облаках)	0,15 °С
Дополнительная погрешность датчика ВДТ в теплых облаках	0,18 °С
Погрешность от замерзания переохлажденных капель	0,02 °С
Суммарная погрешность измерения температуры в облаках	0,35 °С

Таким образом, можно констатировать, что суммарная погрешность измерения температуры воздуха датчиком ВДТ с борта самолета-лаборатории в $0,35\text{ }^{\circ}\text{C}$ будет справедлива для теплых облаков с жидко-капельной фракцией и переохлажденных облаков с температурами не превышающими $-8 \dots -9\text{ }^{\circ}\text{C}$ и водносыми до $1,5\text{ гм}^{-3}$. Величина коэффициента влияния водности на температуру $k_w=0,17\text{ м}^3\text{г}^{-1}$ получена для конвективных облаков тропической зоны, для аналогичных облаков умеренных широт, имеющих другой спектр капель, эта величина существенно отличается от используемой в данной работе ([21; 27]).

4.3.3 ВАЛИДАЦИЯ МЕТОДА ВВЕДЕНИЯ ПОПРАВКИ НА ВОДНОСТЬ ОБЛАКА

Метод введения поправки в температуру был провалидирован с помощью сравнения температуры воздуха в облаке, рассчитанной двумя различными методами – с помощью вновь предложенного способа (формула (4.2.3)) и методом частично смачиваемого термометра (формула (4.2.2)). Для валидации были использованы данные, полученные при исследованиях конвективных облаков тропической зоны над о. Куба в 2007 г. с помощью датчика ВДТ.

Как уже отмечалось, коэффициент частичной смачиваемости для датчика Невзорова-Шугаева (совпадающего по геометрической конфигурации с датчиком ВДТ) $\beta=0,1$ был определен при исследовании кучевых облаков умеренных широт при значениях водности не превышающих $0,5\text{ гм}^{-3}$, причем погрешность его определения составила $\pm 0,02$ [37]. В то же время, представляется, что использование постоянного коэффициента частичной смачиваемости правомерно только в узком диапазоне водностей облака, поскольку степень охлаждения термометра за счет испарения капель зависит от массы воды, осаждающейся на датчике или элементах его защиты, а она, в свою очередь, определяется при прочих равных условиях именно водностью облака.

Сравнение значений температуры в облаках, рассчитанных по формуле (4.2.2) с коэффициентом $\beta=0,1$ и по формуле (4.2.3) с коэффициентом $k_w=0,17 \text{ м}^3\text{г}^{-1}$ показали, что в среднем расхождение между ними составило не более $0,01 \text{ }^\circ\text{С}$, т.е. в среднем оба метода давали вполне удовлетворительный результат. Однако в отдельных случаях расхождения в величинах температуры, рассчитанных различными методами, достигали $0,6 - 0,7 \text{ }^\circ\text{С}$, причем как в одну, так и в другую стороны.

Чтобы понять природу расхождений, было проведено сравнение значений температуры, рассчитанных двумя методами для различных диапазонов влажности. Как уже отмечалось, средние величины влажности облаков во время исследований в облаках средних широт составляли до $0,5 \text{ гм}^{-3}$, и именно для этого диапазона влажности и было получено значение коэффициента смачиваемости равное $0,1$. В исследуемых нами тропических облаках значения влажности достигали $1,6 \text{ гм}^{-3}$, поэтому для корректности сравнения данные по температуре, полученные для облаков тропических широт, были разбиты на три диапазона – до $0,5 \text{ гм}^{-3}$, $0,5 - 1,0 \text{ гм}^{-3}$ и более $1,0 \text{ гм}^{-3}$ и для этих диапазонов и было проведено сравнение. Для каждого из выбранных диапазонов использовался свой коэффициент смачиваемости - $0,10$, $0,15$ и $0,20$ соответственно. Результаты сравнения представлены в таблице 4.3.2.

Таблица 4.3.2 - Сравнение величин температуры воздуха в конвективном облаке, рассчитанных по различным методам (**Дата** – день наблюдений; **Время** – время начала и конца наблюдений по Гринвичу; T_{c1} - средняя температура в облаке без поправки на смачиваемость термометра; T_{c2} - средняя температура в облаке, рассчитанная с поправкой на величину влажности; T_{c3} - средняя температура в облаке, рассчитанная по методу частично смачиваемого термометра; $\Delta T = T_{c3} - T_{c2}$ - разница между температурами, рассчитанными по двум методам).

Дата	Время	$T_{c1}, \text{ }^\circ\text{С}$	$T_{c2}, \text{ }^\circ\text{С}$	$T_{c3}, \text{ }^\circ\text{С}$	$\Delta T, \text{ }^\circ\text{С}$
Влажность облака менее $0,5 \text{ мгм}^{-3}$					

Дата	Время	$T_{c1}, ^\circ\text{C}$	$T_{c2}, ^\circ\text{C}$	$T_{c3}, ^\circ\text{C}$	$\Delta T, ^\circ\text{C}$
17/08/07	18:11:51 - 18:12:07	-9,39	-9,33	-9,10	-0,23
24/08/07	18:16:52 - 18:17:34	-6,28	-5,83	-5,96	0,12
30/08/07	18:21:00 - 18:22:11	-7,61	-7,92	-8,01	0,09
31/08/07	17:14:25 - 17:14:49	-9,56	-7,46	-7,53	0,07
10/09/07	18:04:09 - 18:04:31	-8,31	-7,13	-7,10	-0,04
15/09/07	18:50:32 - 18:50:48	-7,24	-7,03	-7,02	-0,01
17/09/07	18:16:23 - 18:16:46	-8,59	-7,48	-7,37	-0,11
17/09/07	19:40:53 - 19:41:41	-7,84	-8,48	-8,29	-0,19
18/09/07	19:09:37 - 19:10:10	-7,66	-7,39	-7,30	-0,09
22/09/07	17:52:14 - 17:52:41	-7,37	-4,36	-4,53	0,17
22/09/07	18:02:21 - 18:02:41	-7,30	-9,26	-9,25	-0,01
27/09/07	18:08:18 - 18:08:52	-9,06	-6,94	-6,93	-0,01
04/10/07	17:28:56 - 17:29:09	-4,88	-8,63	-8,73	0,10
Водность облака от 0,5 до 1,0 мгм ⁻³					
31/08/07	17:59:51 - 18:00:02	-8,68	-7,72	-7,79	0,07
31/08/07	18:03:06 - 18:03:15	-8,53	-7,48	-7,37	-0,12
18/09/07	19:04:25 - 19:04:45	-7,94	-7,23	-7,25	0,03
17/09/07	18:41:56 - 18:42:11	-8,16	-8,08	-7,94	-0,13
18/09/07	18:51:47 - 18:52:02	-7,42	-7,40	-7,40	-0,00
27/09/07	17:18:58 - 17:19:25	-8,04	-6,69	-6,65	-0,04
27/09/07	17:25:51 - 17:26:18	-8,99	-8,15	-8,25	0,10

Дата	Время	$T_{c1}, ^\circ\text{C}$	$T_{c2}, ^\circ\text{C}$	$T_{c3}, ^\circ\text{C}$	$\Delta T, ^\circ\text{C}$
27/09/07	17:36:06 - 17:36:38	-7,97	-7,14	-7,27	0,13
Водность облака более $1,0 \text{ мгм}^{-3}$					
27/08/07	18:01:07 - 18:01:38	-7,44	-6,08	-6,16	0,08
31/08/07	18:11:45 - 18:12:06	-8,20	-6,92	-6,97	0,05
27/08/07	18:04:09 - 18:04:21	-7,34	-6,44	-6,28	-0,16
22/09/07	18:49:23 - 18:49:42	-6,80	-5,43	-5,77	0,34
15/09/07	19:22:54 - 19:23:14	-7,55	-6,66	-6,46	-0,19

Как следует из таблицы, применение различных коэффициентов смачиваемости для разных диапазонов водности существенно уменьшает различия между величинами температуры с поправками на водность,

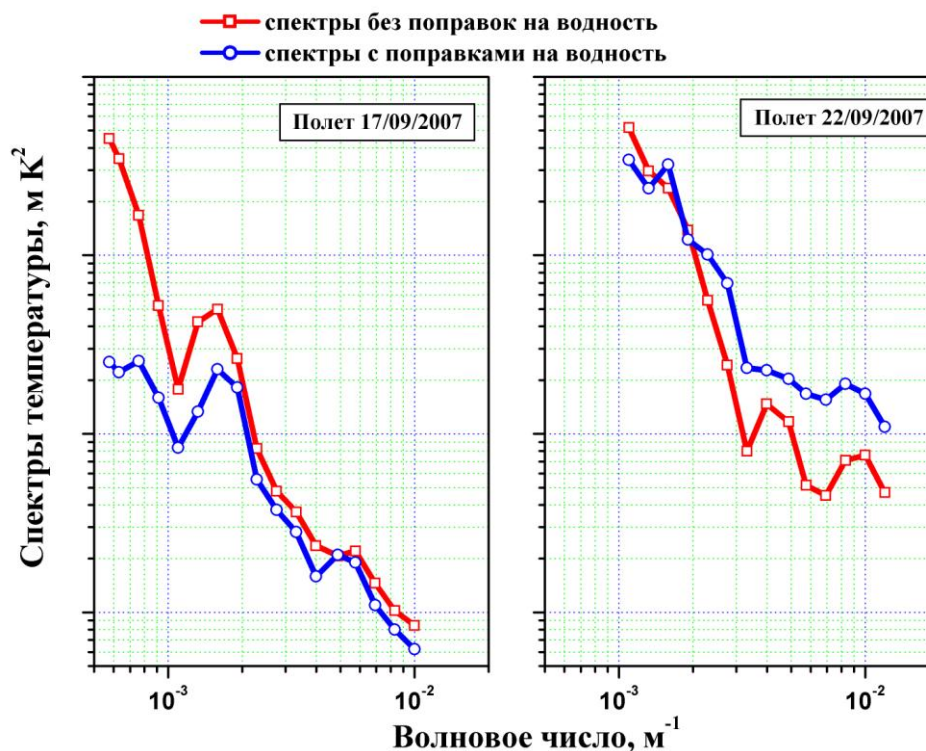


Рисунок 4.3.1 - Сравнение спектров пульсаций температуры воздуха в зоне конвективного облака, рассчитанных с поправкой на водность и без поправки

рассчитанными двумя методами. Для всех диапазонов влажности средняя величина расхождения не превысила $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$, т.е. в среднем рассчитанные значения температуры практически совпали. Максимальные расхождения также были невелики - так, для влажности менее $0,5\text{ гм}^{-3}$ максимальная разность температур, рассчитанных различными методами, составила $0,23\text{ }^{\circ}\text{C}$, для диапазона от $0,5$ до $1,0\text{ гм}^{-3}$ – $0,13\text{ }^{\circ}\text{C}$, а для влажности более $1,0\text{ гм}^{-3}$ – $0,33\text{ }^{\circ}\text{C}$. Таким образом, становится очевидным, что поправка в температуру на влажность облака зависит от величины влажности и применение формулы (4.2.3) правомерно, по крайней мере, для относительной малых значений влажности, когда процессы смачиваемости в датчике температуры далеки от насыщения.

Косвенно в пользу корректности метода введения поправок в температуру по

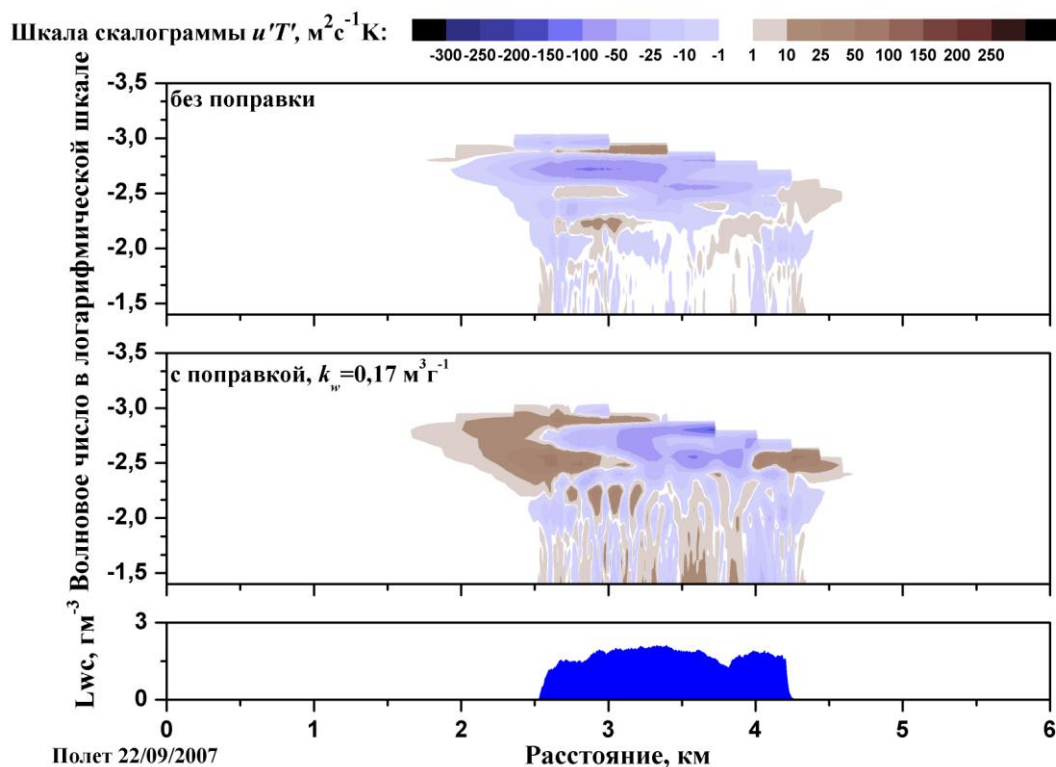


Рисунок 4.3.2 - Скалограммы горизонтальных потоков тепла в зоне C_i , рассчитанные с поправкой на влажность и без поправки. Коричневыми тонами выделены зоны, в которых потоки тепла направлены против направления полета самолета, а синими – по направлению полета. Направление полета: слева - направо. Внизу представлен профиль жидко-капельной влажности в облаке.

формуле (4.2.3) свидетельствует также и поведение горизонтальных потоков

тепла в зоне Сu. Как оказалось, распределение горизонтальных потоков тепла в зоне Сu соответствовало общепринятым закономерностям турбулентного переноса только при введении в измеренные пульсации температуры поправки на водность. Для того чтобы показать это, к пульсациям скорости ветра и температуры воздуха было применено вейвлет-преобразование (методика расчетов приведена в разделе 4.1 настоящей диссертации) и рассчитаны спектральные характеристики турбулентности и турбулентных потоков.

Так, на рисунке 4.3.1 представлены вейвлет-спектры пульсаций температуры

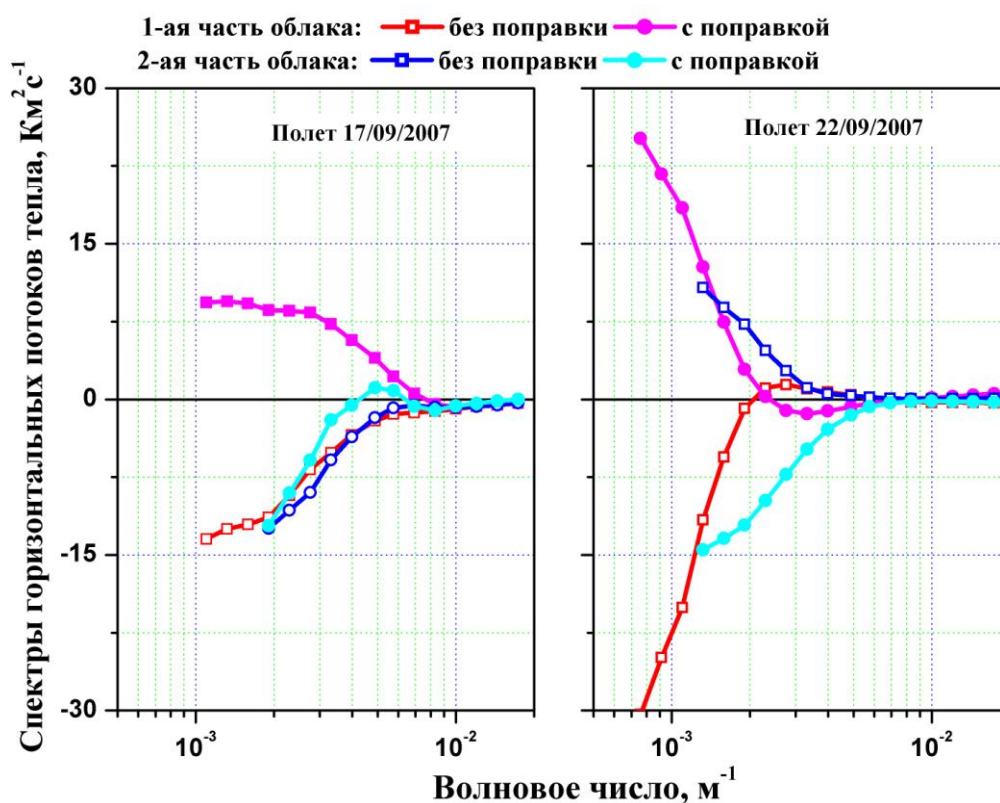


Рисунок 4.3.3 - Коспектры горизонтальных потоков тепла, рассчитанные с поправкой на водность и без поправки.

воздуха, рассчитанные для различных измерительных участков. Как видно из рисунков, воздействие водности существенно изменяло результаты спектральных расчетов. Различия между спектрами температуры с поправкой и без поправки на воздействие капель превышали пределы устойчивости спектров [9].

Поправка на водность также заметно влияла на результаты расчетов коспектров потока тепла. На рисунке 4.3.2 представлены кросс-скалограммы

горизонтальных потоков тепла, рассчитанные для измерительного участка в полете 22/09/07, 18:48:57-18:49:50 без поправки на влажность (верхняя панель) и с поправкой с коэффициентом $k_w=0,17 \text{ м}^3\text{г}^{-1}$ (средняя панель). На рисунках интенсивность потоков выделена цветом, причем синие оттенки означали, что поток тепла направлен по направлению полета самолета, а коричневые – против направления. Здесь же приведено и распределение влажности, определяющее границы облака (нижняя панель). Потоки, рассчитанные без поправки на влажность, были направлены исключительно вдоль линии полета, т.е. потоки были направлены внутрь облака в его первой части и из облака во второй части облака. Это противоречило представлениям о турбулентном обмене, поскольку облако было теплее окружающего воздуха и потоки в среднем должны быть направлены из облака. Поправка в температуру устраняла это противоречие.

Вейвлет-коспектры горизонтальных потоков тепла, рассчитанные с

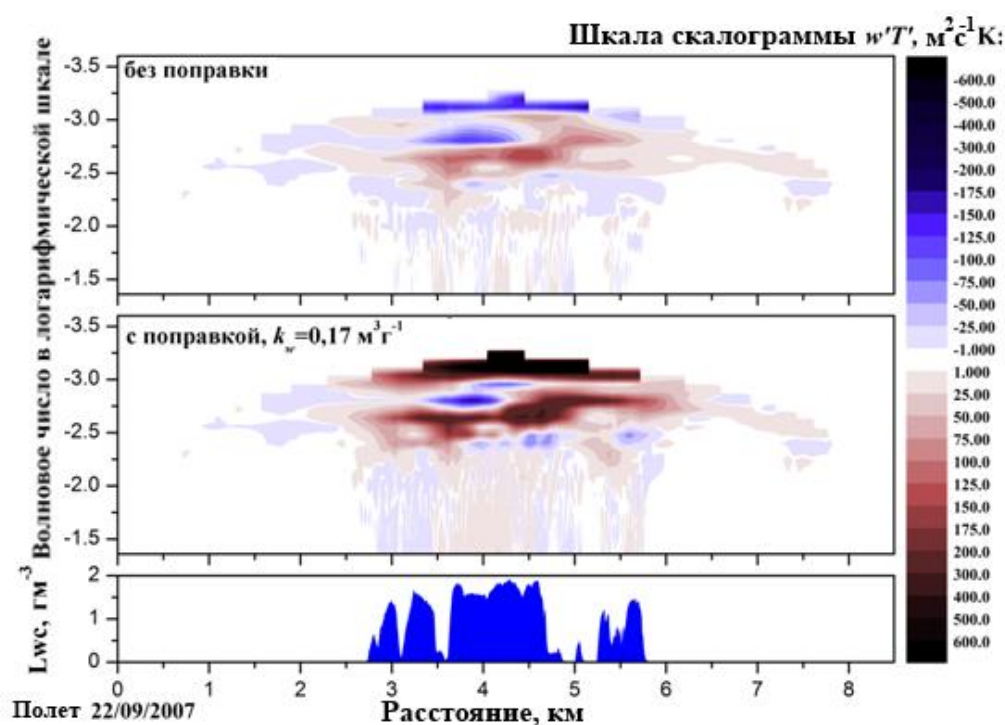


Рисунок 4.3.4 – Кросс-скалограммы вертикальных потоков тепла в зоне Ci, рассчитанные с поправкой на влажность и без поправки. Коричневыми тонами выделены зоны, в которых потоки тепла направлены вверх, а синими – вниз. На нижней панели представлен профиль жидко-капельной влажности в облаке.

поправкой на водность и без такой поправки также подтвердили это утверждение (см. рисунок 4.3.3). Изменения коспектров вследствие введения поправки в температуру были значительными. На измерительном участке 17/09/07 (левая панель) коспектры показали, что потоки, рассчитанные без поправки, были направлены внутрь облака, что можно считать некорректным, потому что облако было теплее окружающей среды. При введении поправки потоки тепла принимали правильный знак – из облака. Коспектры 22/09/07 (правая панель) рассчитанные для первой и второй части облака без поправки на водность имели одинаковый знак, т.е. потоки проходили через облако, что являлось некорректным. После введения поправки коспектры получили противоположные знаки, что соответствовало представлениям о структуре потоков тепла через боковые границы облака. Отметим, что во всех случаях (с поправкой и без поправки) горизонтальные потоки тепла и спектральные характеристики потоков рассчитывались для одной и той же линии полета.

На рисунке 4.3.4 представлены кросс-скалограммы вертикальных потоков тепла, рассчитанные для измерительного участка в полете 22/09/07, 18:48:57-18:49:50 без поправки на водность (верхняя панель) и с поправкой с коэффициентом $k_w=0,17 \text{ м}^3\text{Г}^{-1}$ (средняя панель). На рисунках интенсивность потоков выделена цветом, причем синие оттенки означали, что поток тепла направлен вниз, а коричневые - вверх. Здесь же приведено и распределение водности, определяющее границы облака (нижняя панель). Как видно из рисунка, коррекция пульсаций температуры (и, следовательно, потоков тепла) изменяла распределение потоков внутри облака и делала картины более реалистическими, потому что облако находилось на начальной стадии развития и потоки в среднем стали восходящими. Рисунки 4.3.2 и 4.3.4 также показали, что основным механизмом теплообмена между облаком и окружающим воздухом являлись мезо-масштабные вихри с размерами более 500 м, поскольку распределение энергии вихрей, превышающих чувствительность аппаратуры, наблюдались вне облака только на относительно крупных масштабах. Роль чисто турбулентных

движений (с масштабами менее 500 м) заключалась только в перемешивании внутри облака.

Примеры коспектров вертикальных потоков тепла, рассчитанных с поправкой на влажность и без нее представлены на рисунке 4.3.5. Поправка на температуру на влажность существенно изменила коспектры. Например, поправка в температуру изменила вдвое значения коспектра по абсолютной величине (левая панель, коспектры, рассчитанные для измерительного участка за 22/08/07). В другом случае изменения коспектра вследствие поправки в температуру были более значительны. На измерительном участке за 17/09/07 (средняя панель) коспектр с поправкой в температуру поменял знак относительно не откорректированного спектра. Это означало, что для того чтобы получить корректное распределение потоков тепла и коспектры в зоне кучевого облака необходимо использовать коррекцию температуры на влияние облачных капель.

Анализ данных о температуре воздуха, полученных во время самолетных

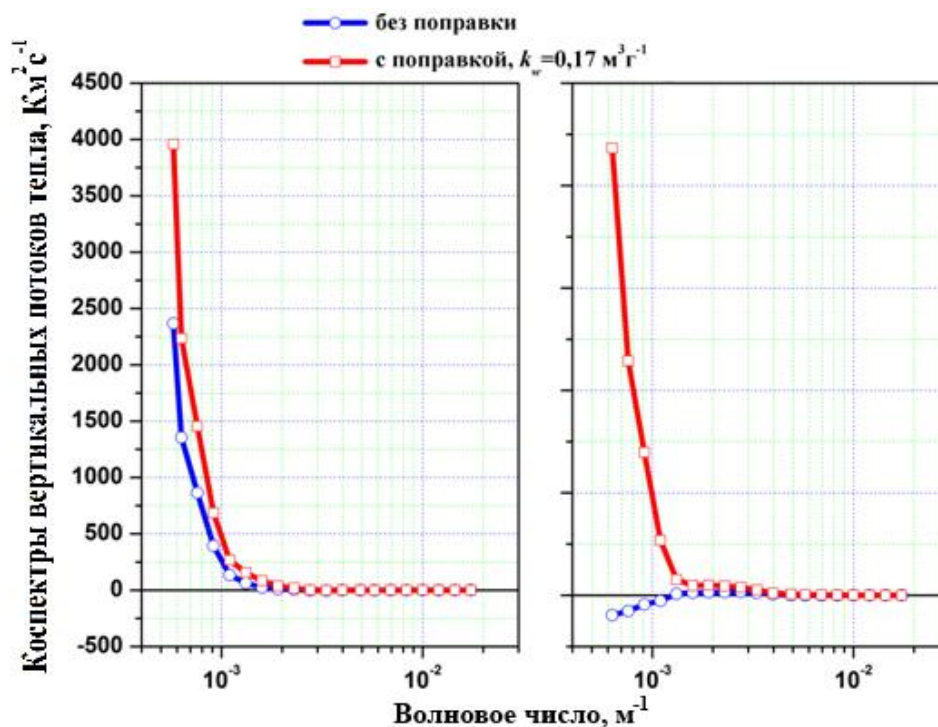


Рисунок 4.3.5 - Сравнение коспектров вертикальных потоков тепла в зоне конвективного облака, рассчитанных с поправкой на влажность и без поправки

экспериментов, показал, что влияние жидко-капельной фракции на термометр

приводило к существенным искажениям измеряемой температуры воздуха. Для того чтобы провести анализ турбулентных потоков тепла и спектральной структуры полей температуры в зоне кучевых облаков предложен способ коррекции пульсаций температуры воздуха в облаках с жидко-капельной водностью, который и был применен к самолетным данным. Показано, что способ обеспечивал восстановление истинных пульсаций температуры воздуха в облаках и позволял получать непротиворечивые данные о турбулентных потоках тепла в зоне кучевого облака. Таким образом, показано, что для корректной интерпретации данных самолетных наблюдений динамической структуры кучевых облаков и понимания процессов их развития должно учитываться влияние облачных капель на измерения температуры воздуха.

4.4 ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ОБЛАКАХ КОНВЕКТИВНЫХ ФОРМ

Разработанный метод введения поправки на водность облака в данные о температуре воздуха и ее пульсациях [59] и применение для анализа самолетных данных о пульсациях скорости ветра, температуры, турбулентных потоках тепла и импульса, полученных при исследованиях облаков вертикального развития над о. Куба вейвлет-преобразования позволили выявить ряд важных особенностей развития и спектральной структуры конвективных облаков в тропической зоне. Иллюстрацией применения вейвлет-преобразования к турбулентным движениям в облаках могут служить представленные на рисунке 4.4.1 скалограммы пульсаций горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра, пульсаций температуры воздуха в зоне Cu. На этом же рисунке приведены реализации соответствующих пульсаций u' , w' и T' , а также полной водности облака (т.е. текущей величины содержания сконденсированной влаги в облаке), по которой, собственно, и определялись границы Cu. Скалограмма, как уже отмечалось выше, представляет собой псевдотрёхмерный график, в котором каждая точка соответствует энергии сигнала, приходящейся на единицу масштаба вихря λ и единицу расстояния x вдоль линии измерения. На рисунке 4.4.1 приведены оси волнового числа $k = \frac{1}{\lambda}$ (в логарифмическом масштабе) и расстояния x , а интенсивность сигналов (пульсаций компонент скорости ветра и температуры воздуха) выделены оттенками цветов.

Вейвлет-скалограммы служили основой для расчетов спектральных плотностей пульсаций компонент скорости ветра и температуры E_u , E_w , E_T и потоков тепла и импульса - C_{wT} , C_{uw} соответственно (см. раздел 4.1 настоящей диссертации). Примеры сглаженных спектральных плотностей пульсаций компонент скорости ветра и температуры E_u , E_w и E_T для двух конвективных ячеек приведены на рисунке 4.4.2.

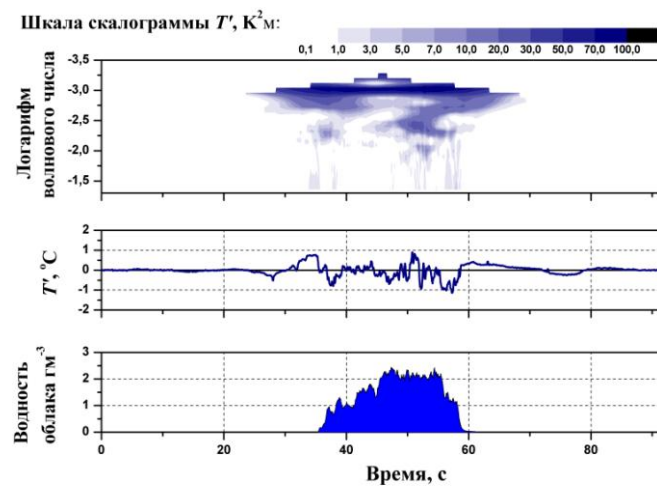
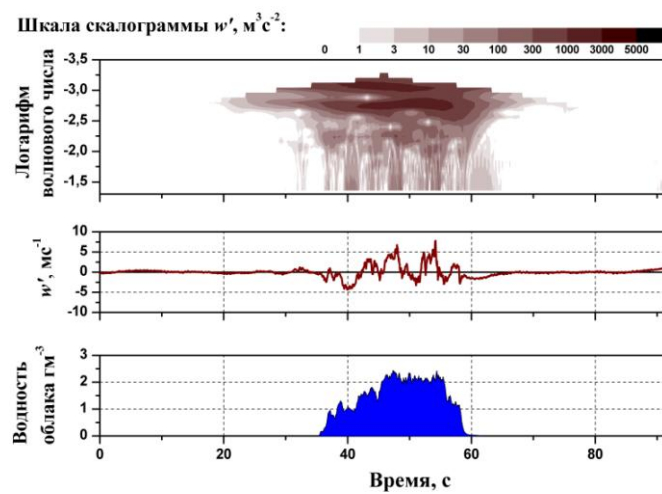
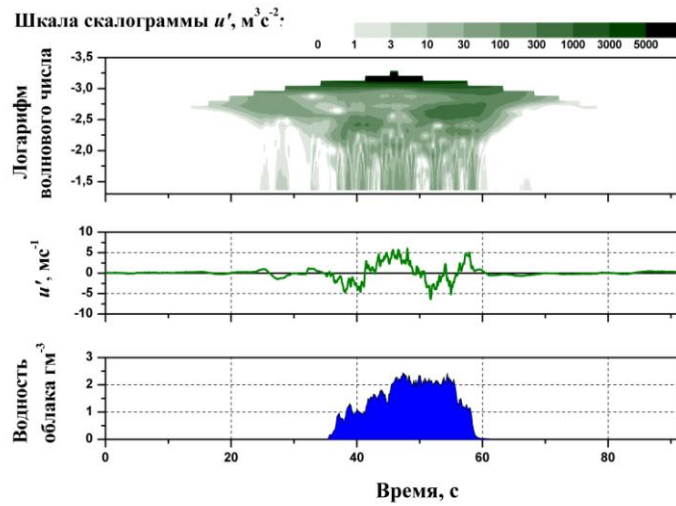


Рисунок 4.4.1 - Примеры скалограмм пульсаций горизонтальной (а) и вертикальной (б) компонент скорости ветра и температуры воздуха (в). Под скалограммами приведены реализации параметров и профиль жидко-капельной водности, определяющий границы облака

На рисунке 4.4.2 приведены оценки устойчивости полученных спектров по критерию χ^2 [9] и приведена кривая, соответствующая наклону спектров «минус 5/3». Сверху приведена шкала масштабов вихрей в м. Как видно из рисунка, правые, высокочастотные части спектров вполне удовлетворительно соответствуют наклону для инерционного интервала, а на более крупных масштабах наблюдается отклонения от него.

В дальнейшем для простоты изложения определение «вейвлет» будет опускаться, однако следует иметь ввиду, что все спектральные характеристики были получены с помощью применения вейвлет-преобразования, способы применения которого приведены в разделе 4.3 настоящей диссертации.

Предварительный анализ показал, что спектры компонент скорости ветра и

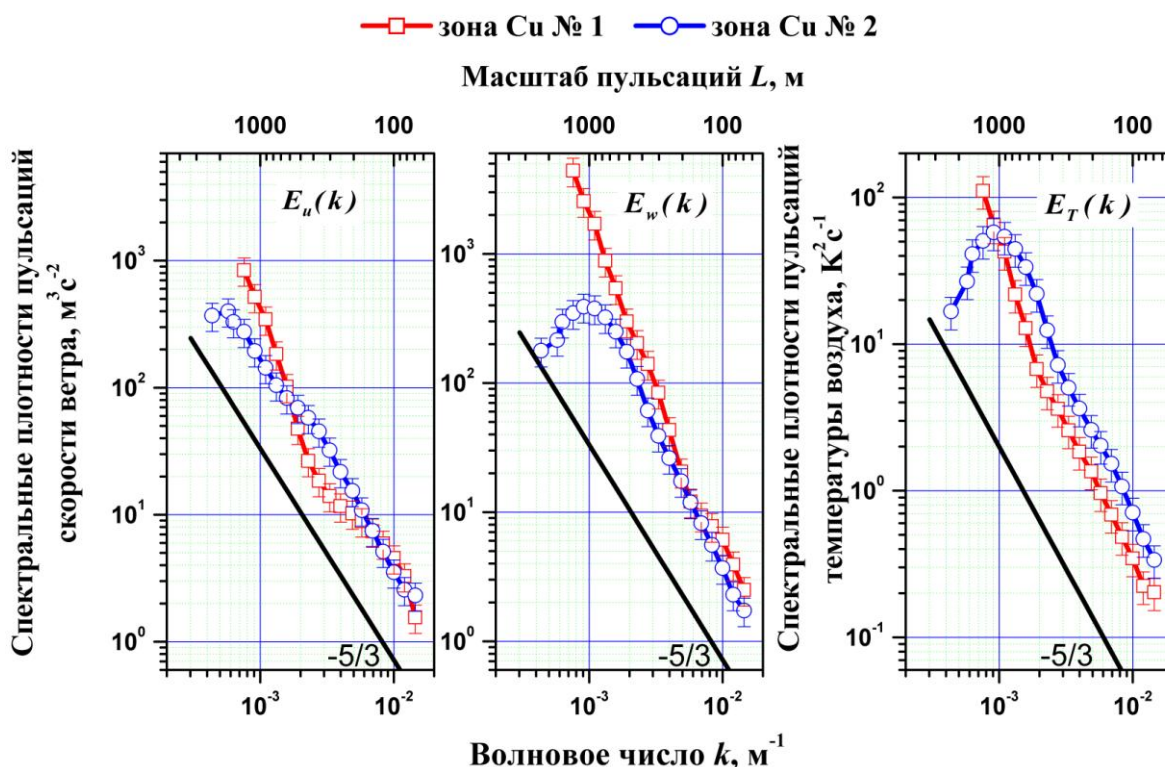


Рисунок 4.4.2 - Примеры спектральных плотностей пульсаций горизонтальной $E_u(k)$ и вертикальной $E_w(k)$ компонент пульсаций скорости ветра и температуры $E_T(k)$ в физических единицах для двух конвективных ячеек – зон Cu

температуры и коспектры потоков тепла и импульса в зоне конвективных облаков не являются автомодельными [59], т.е. не могут быть описаны универсальными эмпирическими моделями, что, например, успешно применялось для описания пограничного слоя атмосферы и ряда других задач, решаемых с применением теории подобия [14]. Вероятно, отсутствие автомодельности объясняется существенной нестационарностью процессов развития кучевых облаков и вытекающей отсюда нелинейностью возможных моделей описания структуры турбулентности.

Для того чтобы учесть нестационарность динамических процессов в конвективных облаках и выявить некоторые общие закономерности спектральной структуры турбулентности в зоне Си был применен следующий метод анализа:

- спектральные плотности пульсаций, спектры и коспектры, а также волновые числа, для которых были получены оценки спектральных характеристик, приводились к безразмерному виду;

- данные измерений, выполненных в различных конвективных ячейках (облаках) сортировались в отдельные группы по некоторым управляющим параметрам (стадии развития облака, величины перегрева облачного воздуха относительно окружающего воздуха и некоторым другим);

- спектральные характеристики (спектральные плотности пульсаций, спектры и коспектры) усреднялись по выделенным группам с целью получения универсальных кривых.

4.4.1 СПОСОБЫ НОРМИРОВКИ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ОБЛАКАХ

Физические значения спектральных плотностей пульсаций компонент скорости ветра и температуры $E_u(k)$, $E_w(k)$, $E_T(k)$, вертикальных потоков тепла и импульса $C_{wT}(k)$, $C_{uw}(k)$, рассчитанные для зон конвективных облаков нормировались на соответствующие дисперсии σ_u^2 , σ_w^2 , σ_T^2 и абсолютные

значения соответствующих ковариаций cov_{wT} , cov_{uv} по следующим формулам (здесь k - волновое число в m^{-1}):

$$S_u(k) = \frac{E_u(k)}{\sigma_u^2} \quad (4.4.1)$$

$$S_w(k) = \frac{E_w(k)}{\sigma_w^2} \quad (4.4.2)$$

$$S_T(k) = \frac{E_T(k)}{\sigma_T^2} \quad (4.4.3)$$

$$Co_{wT}(k) = \frac{C_{wT}(k)}{cov_{wT}} \quad (4.4.4)$$

$$Co_{uv}(k) = \frac{C_{uv}(k)}{cov_{uv}} \quad (4.4.5)$$

По спектральным плотностям пульсаций и волновым числам k рассчитывались нормированные спектры и коспектры в соответствии со следующими формулами:

$$\Phi_u(\eta) = \frac{kE_u}{\sigma_u^2} \quad (4.4.6)$$

$$\Phi_w(\eta) = \frac{kE_w}{\sigma_w^2} \quad (4.4.7)$$

$$\Phi_T(\eta) = \frac{kE_T}{\sigma_T^2} \quad (4.4.8)$$

$$\Phi_{wT}(\eta) = \frac{kCo_{wT}}{cov_{wT}} \quad (4.4.9)$$

$$\Phi_{uv}(\eta) = \frac{kCo_{uv}}{cov_{uv}} \quad (4.4.10)$$

Отметим, что нормированные волновые числа $\eta = k\lambda_{max}$, входящие в формулы (4.4.6 - 4.4.10) определялись по характерным размерам вихрей λ_{max} соответствующих максимумов на спектрах и коспектрах (в том случае, если на нормированных кривых максимум наблюдался в явном виде). В том случае, если максимум на спектрах и коспектрах в явном виде не наблюдался, то, следуя методике, применяемой для пограничного слоя атмосферы [35] значение λ_{max}

определялось по волновому числу λ_0 , соответствующему точке пересечения проэкстраполированного спектра или коспектра из области инерционного интервала в область малых волновых чисел с линией, где $S_{u,w,T}$ или $Co_{wT,uv}$ были равны 1. Тогда значение λ_{max} вычислялось из соотношений [35]:

$$\frac{\lambda_0}{\lambda_{max}} = 0,26 \text{ для } S_u, S_w, S_T \quad (4.4.11)$$

$$\frac{\lambda_0}{\lambda_{max}} = 1,27 \text{ для } Co_{wT}, Co_{uv} \quad (4.4.12)$$

Таким образом, нормированное волновое число k представлялось в безразмерном виде $\eta = k\lambda_{max}$. Такой подход позволял получить универсальные спектральные кривые.

4.4.2 ВЫДЕЛЕНИЕ ГРУПП КЛАССИФИКАЦИИ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Спектральные характеристики турбулентности в конвективных облаках должны зависеть от стадии развития облака, поскольку за весь цикл его развития существенным образом меняются механизмы притока энергии в облако – начальная конвекция (вынужденная или свободная), процессы конденсации водяного пара и процессы кристаллизации облачных капель [40]. Преобладание какого-либо механизма притока энергии должно определять динамическую структуру облака. С другой стороны, по результатам последовательных измерений в зрелом облаке S_b отмечалась малая временная изменчивость спектров пульсаций [9], что позволило автору предположить существование по крайней мере одной квазистационарной стадии развития облака. Исследователи связывали наблюдавшуюся в ряде случаев изменчивость спектров с зависимостью от высоты проведения измерений относительно основания облака [42].

Предварительный анализ полученных в результате самолетных исследований над о. Куба индивидуальных спектров и коспектров показал, что их форма и распределение энергии по волновым числам может весьма сильно меняться от

облака к облаку (см., пример индивидуальных спектров на рисунке 4.4.2). Поскольку все измерения проводились практически на одной и той же высоте относительно, а мощность исследуемых облаков варьировалась в относительно небольших пределах (6 – 8 км) в силу специфики проводимых экспериментов, было естественно предположить, что изменчивость спектров пульсаций определялась в основном стадией развития облака.

Можно отметить, что аналогичные исследования конвективных облаков над о. Куба, проводившиеся ранее не выявили такой зависимости [41]. Представляется, что в этой работе зависимость спектральных характеристик турбулентности от стадии развития облака не была обнаружена по следующим причинам.

Во-первых, горизонтальные размеры *Cu cong*, куда может безопасно входить самолет-лаборатория для проведения измерений, невелики и не превышают нескольких километров. Применение для анализа данных преобразования Фурье (которое использовалось в работе [41]) и малые размеры измерительных участков препятствовали получению статистически надежных спектров в достаточно широком интервале масштабов.

Во-вторых, динамические процессы в конвективных облаках, особенно в период их роста обладают существенной неоднородностью (нестационарностью), что приводит к недостаточной репрезентативности получаемых спектров. Эти характерные особенности самолетных исследований облаков *Cu cong* отмечены в монографии [9].

Применение вейвлет-анализа позволило найти новый подход к исследованиям турбулентности в конвективных облаках. Вейвлет-анализ в силу его особенностей мог быть корректно применен к неоднородным реализациям малой протяженности, что дало возможность изучить динамические характеристики облаков вертикального развития для различных стадий (периодов) их развития.

Для того чтобы оценить степень развития облака, во время российско-кубинского самолетного эксперимента были использованы данные наземного

метеорологического радиолокатора, сопровождавшего самолетные исследования облаков. На первом этапе анализа данных для численной оценки стадии развития конвективной ячейки было использовано относительное время ее жизни $\bar{\tau} = \frac{\tau}{\tau_0}$, определенное по данным наземного радиолокатора, (здесь τ_0 - время существования ячейки, отслеживаемой по данным радиолокатора, а τ - момент осуществления радиолокационных измерений, отсчитываемый от первого появления радиосигнала от ячейки). Спектры и коспектры, рассчитанные для различных конвективных ячеек были отсортированы по величине $\bar{\tau}$. Следует, однако, отметить, что точность определения стадии развития облака по данным наземного радиолокатора была недостаточна для тонкого анализа спектров и коспектров, которые обладали большой временной изменчивостью. По-сути удалось отсортировать данные о турбулентности, соответствовавшими только диапазонам величины $\bar{\tau}$.

Наиболее чувствительными к периодам (стадиям) развития облаков оказались спектры вертикальных потоков тепла $\Phi_{вт}$. Это вполне объяснимо, поскольку в облаках конвективного развития основную энергию турбулентные движения получают от тепловых процессов в облаках – конденсации и кристаллизации [42]. Известно, что первоначальное образование Си происходит за счет термической неустойчивости в пограничном слое атмосферы и, как следствие, упорядоченного и турбулентного подъема воздушных масс и конденсации водяного пара. Далее, процессы конденсации в облаке приводят к выделению дополнительного тепла, которое стимулирует последующее развитие облака. Анализ коспектров вертикального потока тепла позволил сделать предположение, что в развитии конвективных облаков имеется несколько квазистационарных стадий развития, для которых могут быть построены универсальные кривые спектральных характеристик.

Радиолокационные данные позволили выделить из всего массива данных три различных вида коспектров потока тепла $\Phi_{вт}$, обозначенные нами как коспектры

для стадий I, II и III. Эти коспектры имели существенно отличающуюся друг от друга форму и, предположительно, характеризовали определенные квазистационарные стадии развития облаков. Так, коспектры стадии I соответствовали диапазону величины $\bar{\tau}$ от 0,25 до 0,40, т.е. начальной стадии развития ячеек, коспектры стадии II относились к диапазону $\bar{\tau}$ от 0,45 до 0,55 - стадии, близкой к максимальному развитию облаков (или зрелых облаков), а коспектры стадии III, где $\bar{\tau} \sim 0,75 - 0,90$ - к стадии диссипации Cu. Необходимо отметить, что здесь под стадией диссипации облака понималась не развитие облака до стадии Cb с наковальной, а стадия, наблюдаемая в так называемых фидерных облаках [36], которые диссипировали вследствие передачи своей энергии облакам, растущим более интенсивно.

К сожалению, точность определения величины $\bar{\tau}$ была недостаточна для точной классификации спектральных характеристик турбулентности. Поэтому в качестве более точного критерия был привлечен такой параметр, как степень перегрева облака относительно окружающей его среды ([55; 56]). Как оказалось, этот критерий позволил более точно классифицировать коспектры потоков тепла по их типовым формам I, II и III. Температура воздуха в окружающем облако пространстве и в самом облаке измерялась непосредственно на режимах по исследованию облаков, причем в показания термометра в облаке вносилась поправка на влажность в соответствии с методикой, описанной в разделе 4.1 настоящей диссертации. Так, степень перегрева облака (разность температуры Δ воздуха в облаке и в окружающем облако воздухе) в диапазоне от 0,25 до 0,90 °C ($\bar{\Delta} = 0,53 \pm 0,24$ °C) четко определяла коспектры для стадии I, в диапазоне $\pm 0,1$ °C ($\bar{\Delta} = 0,03 \pm 0,09$ °C) – II стадию, а в диапазоне от -0,20 до 0,60 °C ($\bar{\Delta} = -0,46 \pm 0,11$ °C) – стадию III, или стадию диссипации облака. Аналогичным образом были классифицированы и спектры пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра и температуры воздуха, с той, однако, разницей, что для одномерных спектров (которые характеризуют энергию исследуемого сигнала) не было обнаружено существенных различий в формах кривых для стадий развития облака с малым перегревом воздуха или с отрицательным ($\Delta < -0,10$ °C). В то же

время, на начальной стадии развития облака, когда перегревы облачного воздуха относительно окружающей среды были довольно велики ($\Delta > 0,35$ °C), спектры пульсаций скорости ветра и температуры воздуха имели существенно иную форму. Отметим также, что спектры пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра характеризовались также и степенью оледенения облака, т.е. отношением жидко-капельной водности к полной водности облака $\frac{Lwc}{Twc}$. Так, для спектров стадии I это соотношение составляло в среднем $0,65 \pm 0,20$, а для других стадий это отношение было несколько меньше - $0,55 \pm 0,20$. Следует отметить, что наиболее точным критерием классификации спектральных характеристик

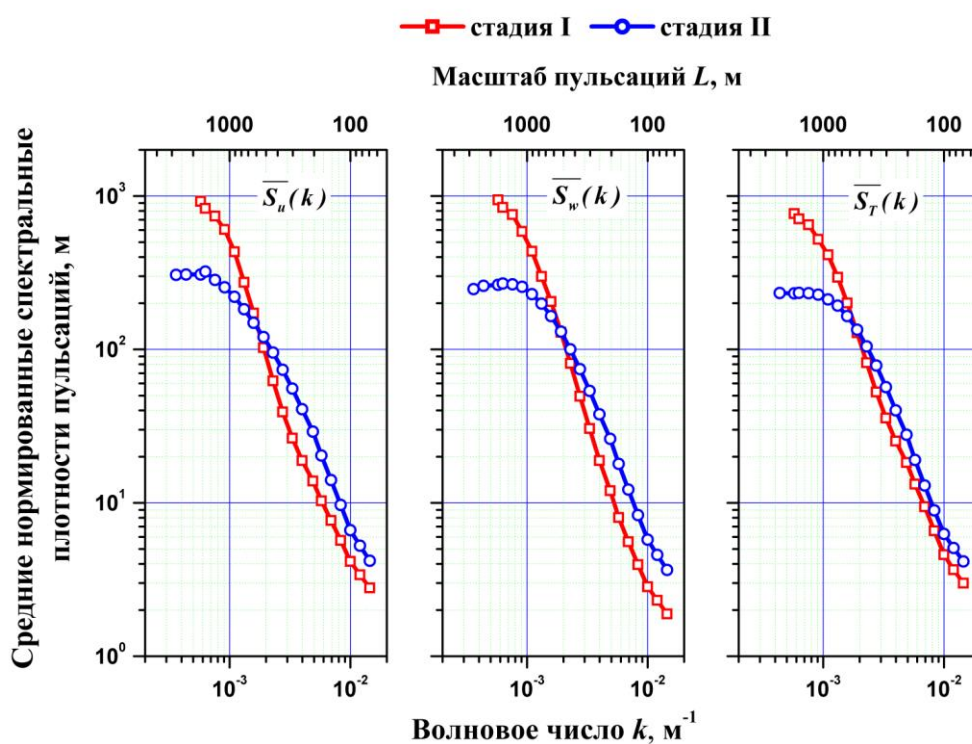


Рисунок 4.4.3 - Средние нормированные спектральные плотности пульсаций горизонтальной $\overline{S}_u(k)$, вертикальной $\overline{S}_w(k)$ компонент скорости ветра и пульсаций температуры воздуха $\overline{S}_T(k)$ для различных стадий развития облака (стадия I и II)

служила степень перегрева облачного воздуха относительно окружающей среды.

Необходимо также оговорится, что при расчетах характеристик турбулентности были получены спектры и коспектры, отличающиеся от выделенных стадий I, II и III. Эти спектры, по-видимому, можно было отнести к

некоторым переходным фазам развития облаков – от стадии I к стадии II или от стадии II к стадии III. Однако имеющийся в распоряжении автора статистический материал, относящийся к этим фазам, был недостаточно велик, чтобы можно было провести детальный анализ спектральных характеристик облачной турбулентности на промежуточных этапах развития облаков.

4.4.3 ОСРЕДНЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНЫХ ПЛОТНОСТЕЙ ПУЛЬСАЦИЙ, СПЕКТРОВ И КОСПЕКТРОВ

Форма даже нормированных спектров и коспектров существенно изменялась от случая к случаю, т.е. от одного измерительного режима к другому. Наиболее важное практическое значение имеют средние спектральные плотности

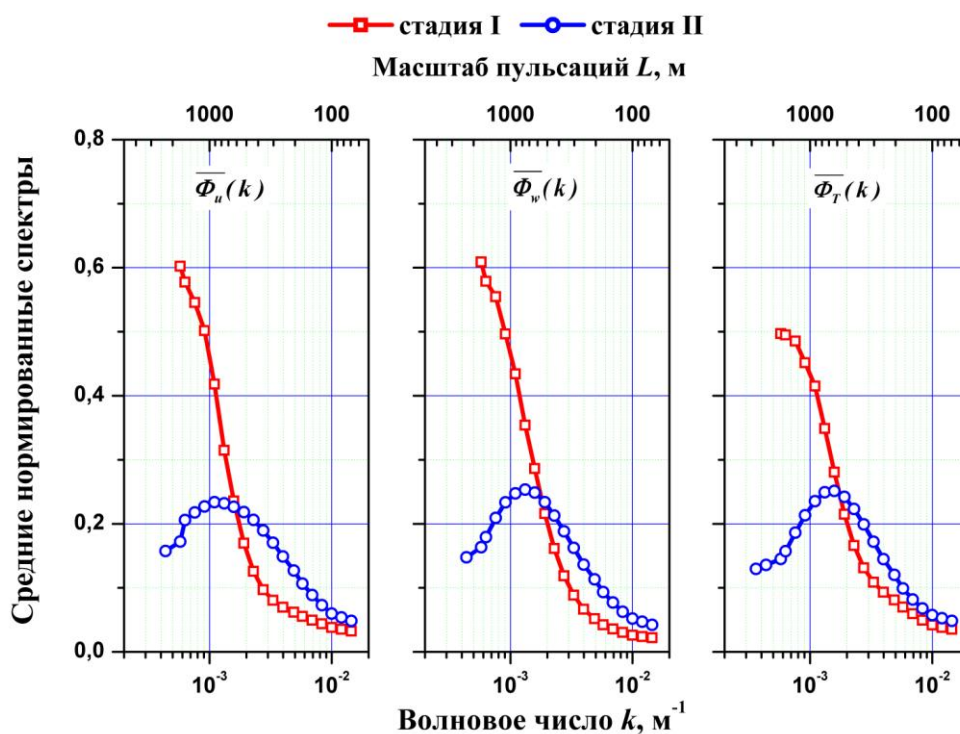


Рисунок 4.4.4 - Средние нормированные спектры пульсаций горизонтальной $\overline{\Phi}_u(k)$, вертикальной $\overline{\Phi}_w(k)$ компонент скорости ветра и пульсаций температуры воздуха $\overline{\Phi}_T(k)$ для различных стадий развития облака (стадия I и II)

пульсаций компонент скорости ветра и температуры воздуха и средние спектры и коспектры. Эти характеристики (средние спектральные плотности пульсаций

горизонтальной $\overline{S}_u(k)$ и вертикальной $\overline{S}_w(k)$ компонент скорости ветра, пульсаций температуры воздуха $\overline{S}_T(k)$, вертикального потока тепла $\overline{Co_{wT}}(k)$, потока импульса $\overline{Co_{uw}}(k)$, а также средние спектры пульсаций горизонтальной $\overline{\Phi}_u(k)$ и вертикальной $\overline{\Phi}_w(k)$ компонент скорости ветра, пульсаций температуры $\overline{\Phi}_T(k)$ и коспектров вертикального потока тепла $\overline{\Phi}_{wT}(k)$ и импульса $\overline{\Phi}_{uw}(k)$ были получены в результате осреднения соответствующих индивидуальных спектров и коспектров для групп классификации по спектрам для стадий I, II и III. Отметим, что для одномерных спектров четко разделить группы классификации II и III не удалось (это будет показано ниже), поэтому здесь использовались для анализа только две группы - I и II.

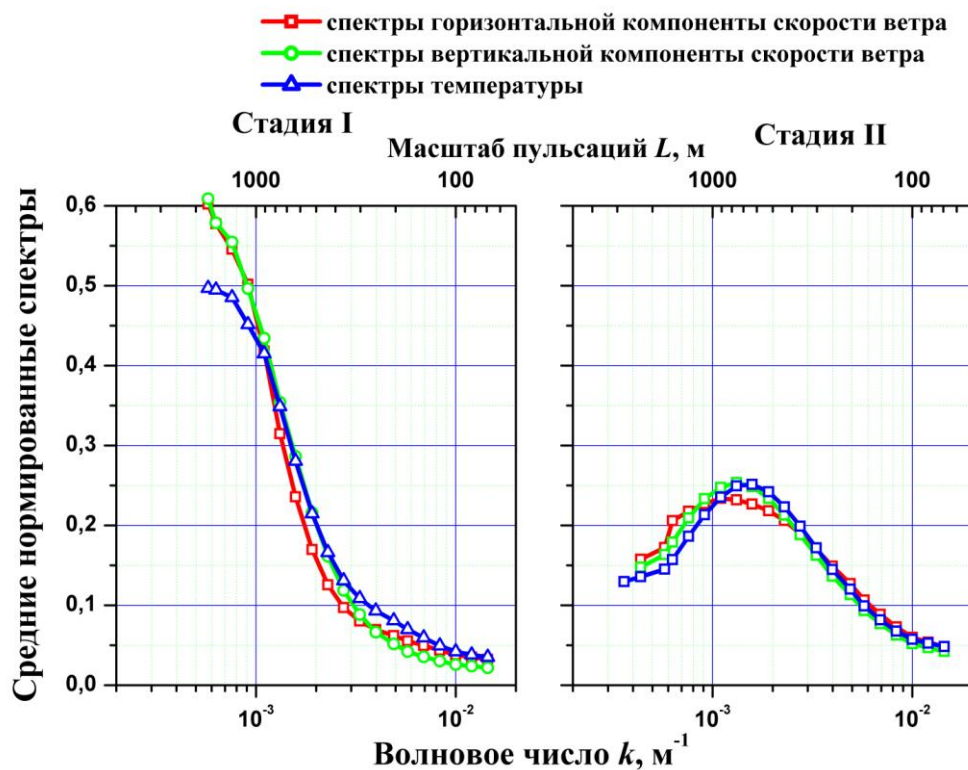


Рисунок 4.4.5 - Сравнение средних нормированных спектральных плотностей пульсаций горизонтальной $\overline{S}_u(k)$, вертикальной $\overline{S}_w(k)$ компонент скорости ветра и пульсаций температуры воздуха $\overline{S}_T(k)$ для различных стадий развития облака (стадии I и II)

4.4.4 СРЕДНИЕ СПЕКТРАЛЬНЫЕ ПЛОТНОСТИ ПУЛЬСАЦИЙ, СПЕКТРЫ ПУЛЬСАЦИЙ И КОСПЕКТРЫ ПОТОКОВ В КОНВЕКТИВНЫХ ЗОНАХ ОБЛАКОВ

Предложенная классификация характеристик турбулентности позволила получить усредненные спектральные плотности пульсаций, спектры и коспектры для различных стадий (периодов) развития конвективных облаков. Спектральные плотности пульсаций компонент скорости ветра и температуры представлены на рисунке 4.4.3. Одномерные спектры пульсаций принципиально не могут иметь отрицательных значений, поскольку представляют собой распределение энергии по волновым числам (масштабам) пульсаций. В то же время разделение турбулентных движений по стадиям развития облака было проведено по

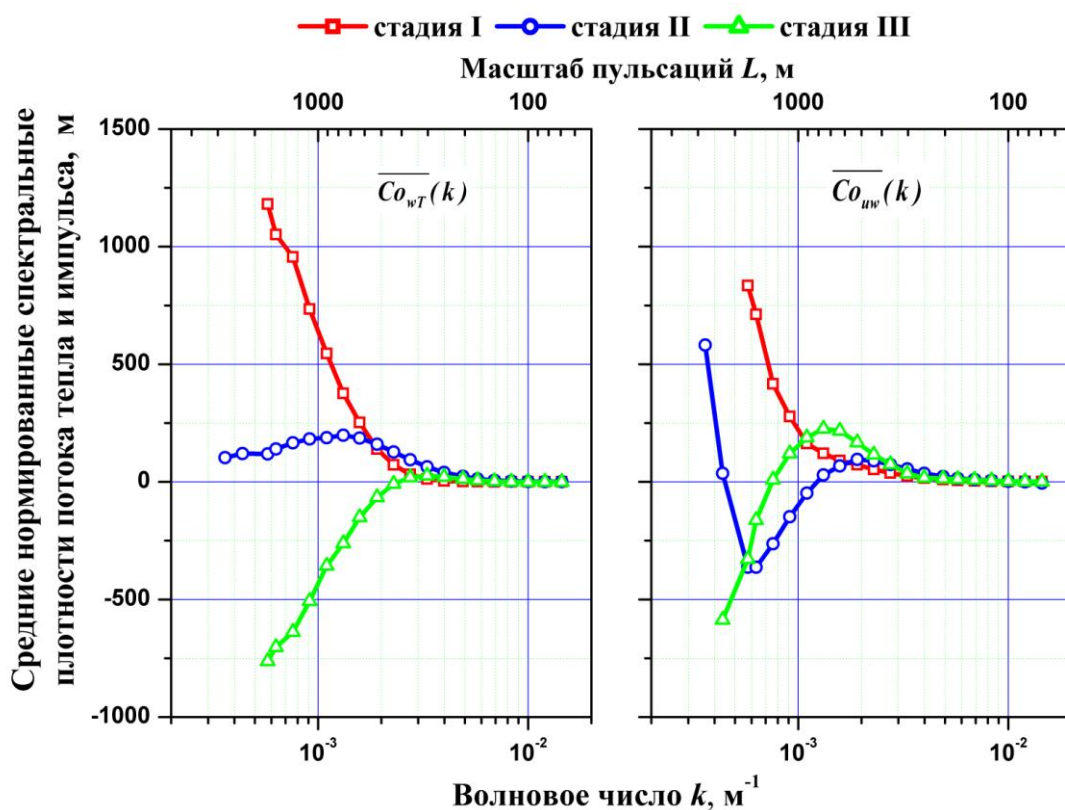


Рисунок 4.4.6 - Средние нормированные спектральные плотности турбулентных вертикальных потоков тепла $\overline{Co_{wT}}(k)$ и импульса $\overline{Co_{uv}}(k)$.

коспектрам потоков тепла, которые для облаков на стадии диссипации имели существенную отрицательную часть в области крупных масштабов. Это

обстоятельство привело к тому, что для одномерных спектральных плотностей пульсаций и спектров не представлялось возможным выделить в отдельную группу спектральные плотности пульсаций и спектры для стадии диссипации облаков (стадия III). Поэтому представленные на рисунке 4.4.3 спектральные плотности пульсаций, а также на спектры пульсаций компонент скорости ветра и температуры (рисунок 4.4.4) в группу, обозначенную как «стадия II» содержат данные, относящиеся к группам классификации I и II (определенным по вертикальным потокам тепла). Это тем более было оправдано, что различия в одномерных спектрах для групп II и III были невелики и не позволяли значимо

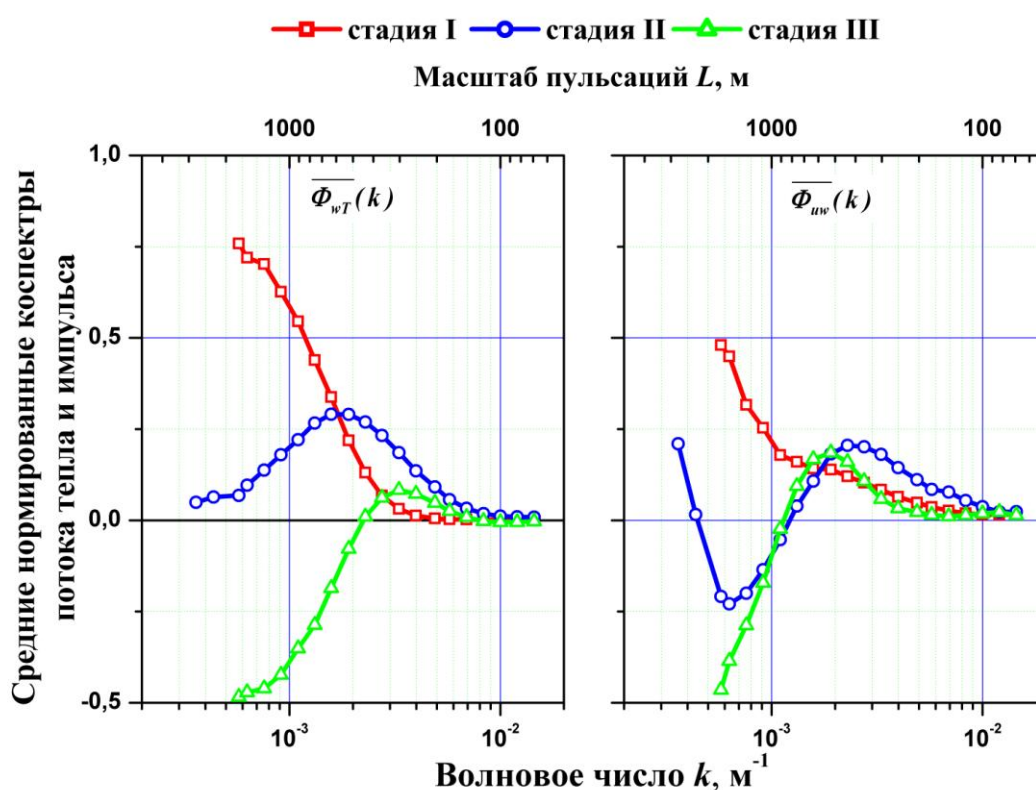


Рисунок 4.4.7 - Средние нормированные коспектры турбулентных вертикальных потоков тепла $\overline{\Phi_{wT}}(k)$ и импульса $\overline{\Phi_{wv}}(k)$.

разделить кривые.

В то же время, как видно из рисунков 4.4.3 и 4.4.4 спектральные плотности и спектры для одномерных пульсаций компонент для облаков стадий I и II имели существенные различия. Начальная стадия развития облака (стадия I) характеризовалась более крупными масштабами, дающими вклад

энергетический спектр – здесь средний масштаб движений λ_{max} , соответствующий максимумам энергии в спектре и определенный по методике, изложенной в разделе 4.4.1 настоящей диссертации составил приблизительно 1900 м для пульсаций вертикальной и горизонтальной компонент скорости ветра и 1700 м для пульсаций температуры.

Спектральные плотности пульсаций и спектры для зрелых облаков (стадия II) существенно отличались спектральных плотностей и спектров стадии I. Здесь пики на всех спектрах наблюдались в явном виде, и масштаб λ_{max} составил приблизительно 900 м для пульсаций компонент скорости ветра и 650 м для пульсаций температуры. Таким образом, удалось выделить, по крайней мере, два типа спектров в конвективных облаках, которые различным образом характеризуют их динамическую их структуру. Это очень важный результат, поскольку в литературе обычно представляют средние спектры по всем видам облаков, при этом нивелируется спектральная структура турбулентности, связанная с процессами облакообразования и развития. Ниже будут представлены усредненные спектральные плотности пульсаций для всех стадий развития облаков, на которых будет наглядно показан этот эффект.

На рисунке 4.4.5 для удобства сравнения сведены средние нормированные кривые спектральных плотностей пульсаций для компонент u' , w' и T' , рассчитанные отдельно для спектров стадий I и II. Как видно из рисунка, спектральные кривые для начальной стадии развития облаков (стадия I) оказались близки друг к другу в области относительно малых масштабов, т.е. для вихрей с размерами менее 900 м, а спектральные кривые для пульсаций горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра практически совпали во всем диапазоне масштабов. Для зрелой стадии облака (стадия II) спектральные кривые были близки только на масштабах менее 900 м, т.е. для движений, которые можно считать чисто турбулентными, тем более, что наклон кривых здесь соответствовал инерционному интервалу. В области мезомасштабов (т.е. для масштабов более 1000 м, которые уже нельзя было считать чисто

турбулентными) наблюдались существенные расхождения спектральных кривых для всех трех компонентов, которые были значимыми, выходящими за пределы устойчивости спектральных характеристик.

Применение методов вейвлет-анализа позволило впервые получить корректные спектральные характеристики турбулентных потоков тепла и импульса в конвективных облаках – спектральные плотности пульсаций и коспектры. Средние нормированные спектральные плотности турбулентных вертикальных потоков тепла $\overline{Co_{wT}}(k)$ и импульса $\overline{Co_{uw}}(k)$ для облаков стадий I, II и III приведены на рисунке 4.4.6. Средние коспектры потоков тепла и импульса для тех же типов облаков приведены на рисунке 4.4.7.

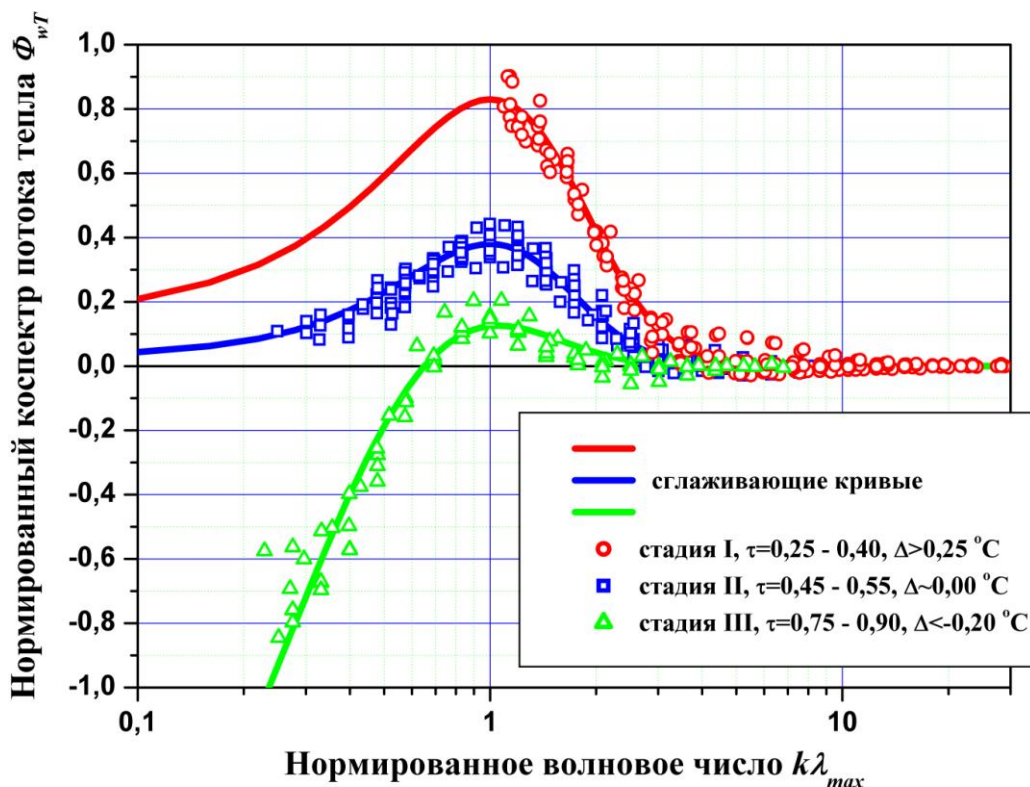


Рисунок 4.4.8 - Нормированные коспектры вертикальных потоков тепла $\Phi_{wT}(\eta)$ и сглаживающие их функции в зоне Cu для различных стадий развития облака

Как видно из рисунка, турбулентные потоки тепла и импульса в наибольшей степени зависели от стадии развития облаков. Коспектры потоков тепла имели совершенно различную форму в разных периодах развития облака. Так, в облаке

на стадии развития (стадия I) коспектры имели исключительно положительные значения, а максимум на коспектрах соответствовал масштабу вихрей, даже несколько превышающему максимальный размер, для которого были получены спектральные характеристики. Используя метод, описанный выше, в разделе 4.4.1 средний масштаб, соответствующий максимуму был определен как 1700 м. На стадии зрелого Cu (стадия II) наблюдался четко выраженный максимум, соответствующий в среднем масштабу вихрей около 650 м, а на стадии диссипации облака (стадия III) максимум приходился на масштаб около 450 м.

Существенным образом различались и коспектры потоков импульса для разных стадий развития облака. На стадии развития облака (стадия I) коспектры

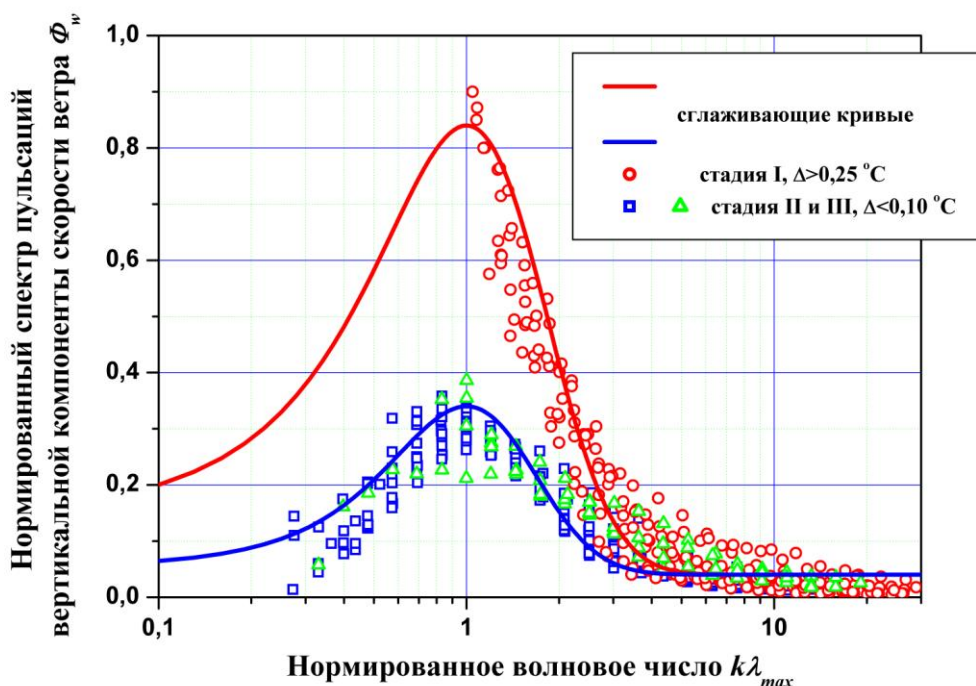


Рисунок 4.4.9 - Нормированные спектры пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра $\Phi_w(\eta)$ и сглаживающие их функции в зоне Cu для различных стадий развития облака

$\overline{Co_{uw}}(k)$ были положительными, а максимум приходился на масштаб приблизительно в 1700 м. Для стадии зрелого облака (стадия II) наблюдались два максимума – в области отрицательных значений коспектра со средним масштабом около 1500 м и в области положительных значений – с максимумом

соответствующим масштабу вихрей около 450 м. Стадия диссипации облака (стадия III) характеризуется отрицательными значениями спектров потока импульса в области крупных масштабов, а максимум положительной части коспектра приходится на масштаб около 550 м.

Таким образом, анализ спектров пульсаций скорости ветра и температуры и коспектров потоков тепла с помощью вейвлет-преобразования впервые позволил выявить зависимость спектральных характеристик турбулентности в конвективных облаках от стадии их развития. Такой подход позволяет построить модель спектральной структуры турбулентности конвективного облака для различных стадий развития, что важно для численного моделирования процессов облако- и осадкообразования и теоретических и практических работ по воздействиям на облака.

4.4.5 ОСНОВЫ МОДЕЛИ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТУРБУЛЕНТНОСТИ В КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКАХ ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Массивы спектров турбулентных пульсаций и коспектров потоков тепла, полученные для конвективных облаков тропической зоны, были отсортированы, как уже отмечалось, по трем группам. Для этих групп были построены универсальные кривые, характеризующие различные стадии развития облака. С целью получения универсальных кривых все спектры и коспектры были нормированы на дисперсии или ковариации, а волновые числа – на масштаб вихрей, соответствующий максимуму на спектрах или коспектрах. Методика нормировки была изложена в разделе 4.4.1 настоящей диссертации (см. формулы (4.4.6 – 4.4.10)). Универсальные спектры пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра $\Phi_w(\eta)$ и пульсаций температуры воздуха $\Phi_T(\eta)$, а также коспектры вертикальных потоков тепла $\Phi_{wT}(\eta)$ представлены на рисунках 4.4.8, 4.4.9 и 4.4.10.

Можно предположить, что квазистационарная стадия начального развития облака (стадия I) возникала при определенном балансе притока энергии за счет выделения тепла в основном при конденсации водяного пара и кристаллизации

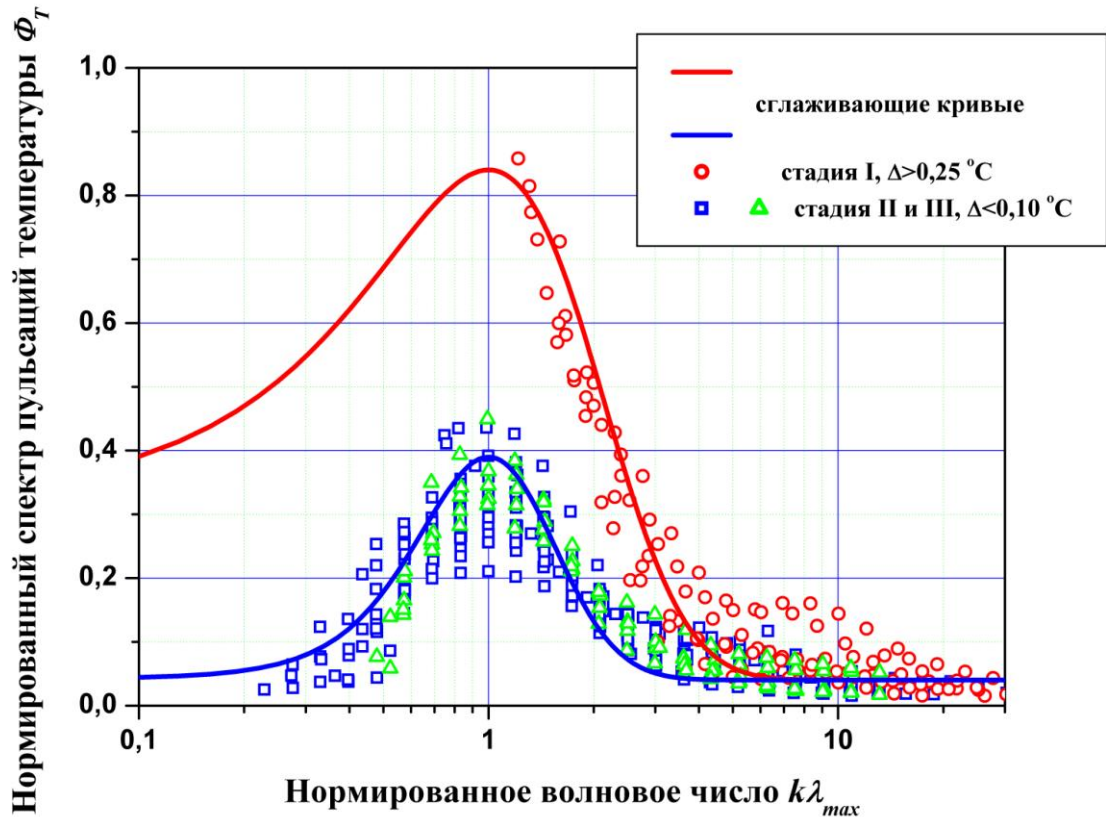


Рисунок 4.4.10 - Нормированные спектры пульсаций температуры воздуха $\Phi_T(\eta)$ и сглаживающие их функции в зоне Си для различных стадий развития облака

облачных капель и потерь энергии на работу восходящих движений, развития турбулентности и оттока тепла в окружающее пространство за счет турбулентного обмена. Об этом свидетельствовал и значительный перегрев облака относительно окружающей его среды и составлявший в среднем $0,53$ °C. Отметим, что перегревы конвективных облаков средней полосы на стадии роста составляли около $0,4$ °C [56], т.е. были близки к представляемым данным. Стадии роста конвективных облаков тропической зоны соответствовали к спектры стадии I на рисунке 4.4.8 и спектры стадии I на рисунках 4.4.9 и 4.4.10. Спектры $\Phi_{wT}(\eta)$ здесь характеризовались величиной λ_{max} от 1000 до 2200 м. Величины λ_{max}

для спектров $\Phi_w(\eta)$ и $\Phi_w(\eta)$ также составляли 900 - 2200 м и 900 – 2200 м соответственно, т.е. типичный размер вихрей во всех случаях был довольно велик по сравнению с горизонтальными размерами самого облака, составлявшими 4 – 7 км.

Следующая квазистационарная стадия развития облака была, по-видимому, также обусловлена балансом между оттоками энергии и выделением тепла при как при конденсации водяного пара, так и при кристаллизации облака, но на более низком уровне, поскольку температура воздуха в облаках на этой стадии мало отличалась от окружающего воздуха, в среднем величина перегрева была 0,03 °С. В монографии [56] эта стадия называлась стадией стабилизации. К стадии стабилизации были отнесены коспектры стадии II на рисунке 4.4.8 и спектры стадии II на рисунках 4.4.9 и 4.4.10. Значения λ_{max} в этой области находились в пределах от 500 до 1000 м для коспектров $\Phi_{wT}(\eta)$, и 300 – 900 м для спектров $\Phi_w(\eta)$ и $\Phi_w(\eta)$, что было ближе к типичным размерам турбулентных вихрей.

И, наконец, стадия диссипации – коспектры стадии III $\Phi_{wT}(\eta)$, где величины λ_{max} составляли от 300 до 500 м, что было характерно для чисто турбулентных движений в атмосфере. Здесь воздух в облаке был заметно холоднее, чем в окружающей атмосфере, разность температур составляла в среднем -0,46 °С. Отметим, что диссипация облаков происходила на фоне усиленного развития соседних ячеек, по-видимому, за счет перераспределения энергии между диссипирующими ячейками (фидерными) и растущими. Отметим, что зачастую мощность растущих ячеек не позволяла проводить их исследования по соображениям безопасности. Диссипация отдельных конвективных ячеек на фоне растущих облаков отмечалась в работе [56], при этом также наблюдался отрицательный перегрев таких облаков.

Разброс значений отдельных коспектров и спектров для каждой выделенной группы на рисунках 4.4.8, 4.4.9 и 4.4.10 не превышал обычного разброса точек на спектрах, полученных различными авторами для пограничного слоя атмосферы

[35]. Это обстоятельство позволило сгладить значения коспектров $\Phi_{wT}(\eta)$ и спектров $\Phi_w(\eta)$ и $\Phi_T(\eta)$ стадий I и II с помощью универсальных функций вида:

$$Y_I(\eta) = Ae^{-e^{-z}-z+1} \quad (4.4.13)$$

где $z = \frac{\eta-1}{\mu}$. Параметры сглаживающих функций и приведены в таблице 4.4.1.

Таблица 4.4.1 - Параметры сглаживающих (универсальных) функций нормированных спектров и коспектров

Стадия разв.	Параметр	Нормированные коспектры Φ_{wT}	Нормированные спектры Φ_w	Нормированные спектры Φ_T
Стадия I	A	$0,831 \pm 0,025$	$0,853 \pm 0,025$	$0,812 \pm 0,023$
	μ	$0,691 \pm 0,028$	$0,650 \pm 0,029$	$0,850 \pm 0,029$
Стадия II	A	$0,375 \pm 0,005$	$0,312 \pm 0,008$	$0,351 \pm 0,008$
	μ	$0,579 \pm 0,011$	$0,650 \pm 0,007$	$0,452 \pm 0,008$

Для коспектров Φ_{wT} стадии III (имевших, в отличие от одномерных спектров, существенную отрицательную часть) сглаживание было проведено с помощью функции:

$$Y_{III}(\eta) = B[e^{-a_2(\eta-1)} - e^{-a_1(\eta-1)}] \quad (4.4.14)$$

где безразмерные коэффициенты $B = 0,92 \pm 0,02$, $a_1 = 3,10 \pm 0,03$ и $a_2 = 2,05 \pm 0,03$. Во всех случаях сглаживание коспектров и спектров было проведено с большой степенью достоверности – коэффициенты корреляции составляли 0,94 - 0,98 с вероятностью отклонения гипотезы не более 0,0008 – 0,0010.

Необходимо оговорится, что представленные модели коспектров имели определенные ограничения. Очевидно, что по соображениям безопасности, самолет не мог входить в очень мощные Cu song и Cb, что не давало возможность проверить предлагаемый проект модели спектральной структуры турбулентности

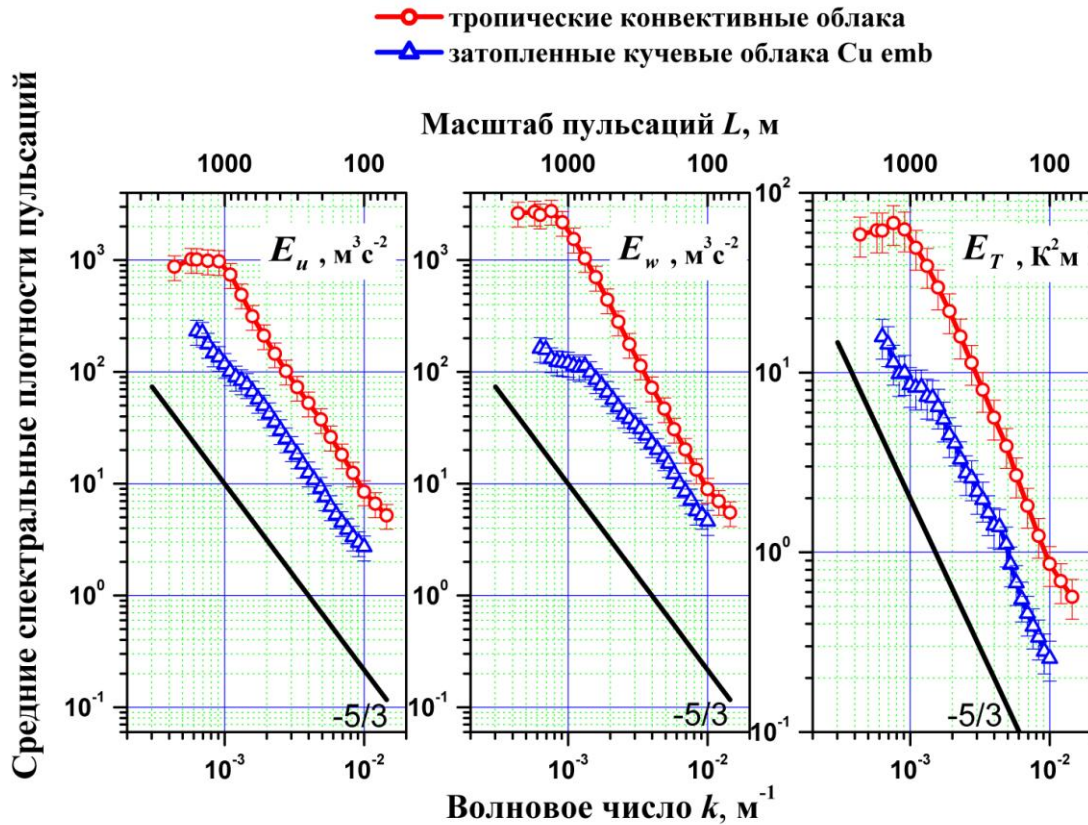


Рисунок 4.4.11 - Сравнение средних спектральных плотностей пульсаций горизонтальной E_u , и вертикальной E_w компонент пульсаций скорости ветра и пульсаций температуры воздуха E_T в конвективных облаках тропической зоны и затопленных конвективных облаках Cu emb средней полосы

для таких облаков. Исследования проводились практически на одной высоте – около 5000 м, при этом мощность конвективных облаков, в которые входил самолет, составляла не более 6 – 8 км, т.е. исследуемые облака можно было охарактеризовать как Cu cong относительно небольшой мощности. Кроме того, помимо представленных в модели случаев наблюдались также и «промежуточные» спектры и коспектры, которые невозможно было отнести ни к одному из представленных на рисунках 4.4.8 - 4.4.10 стадий. Логично было предположить существование некоторых переходных процессов от одного квазистационарного состояния облака к другому. Это было тем более справедливо, поскольку «промежуточных» случаев было относительно немного, несмотря на то, что выбор объектов для исследования проводился практически

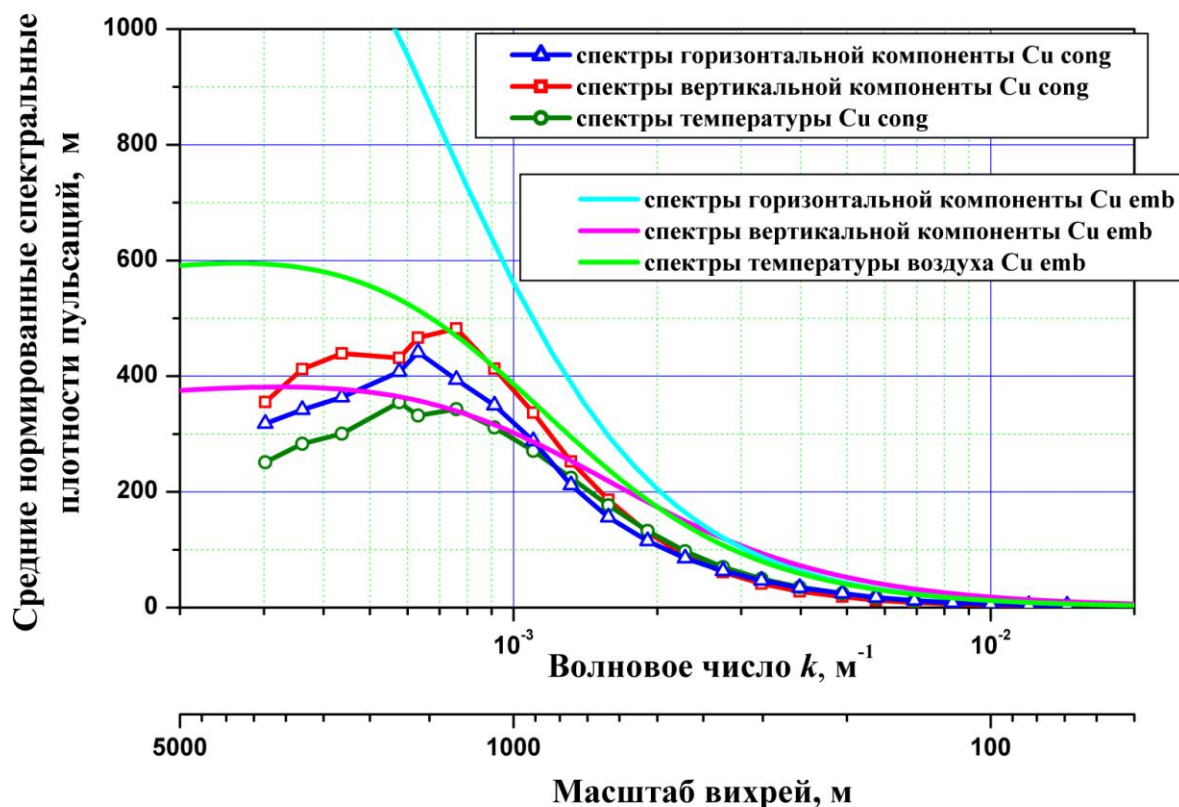


Рисунок 4.4.12 - Нормированные спектральные плотности пульсаций горизонтальной $\overline{S_u(k)}$, вертикальной $\overline{S_w(k)}$ компонент скорости ветра и пульсаций температуры воздуха $\overline{S_T(k)}$, осредненные по всему массиву данных для тропических конвективных облаков над о. Куба и модельные спектральные плотности пульсаций $S_u(k)$, $S_w(k)$ и $S_T(k)$ для Cu emb средней полосы

случайным образом, а сами исследования охватывали довольно продолжительный период времени – от августа до октября.

Таким образом, удалось получить универсальные кривые спектров пульсаций и коспектров потоков тепла, которые могут послужить основой для создания модели спектральной структуры турбулентности конвективных облаков для различных стадий их развития.

4.4.6 СРАВНЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНЫХ ПЛОТНОСТЕЙ ПУЛЬСАЦИЙ ДЛЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ И КОНВЕКТИВНЫХ ЗОН В СЛОИСТООБРАЗНЫХ ОБЛАКАХ

Многолетние самолетные исследования фронтальных облачных систем средней полосы, проведенные в Центральной аэрологической обсерватории [65] позволили изучить, в частности, спектральную структуру пульсаций скорости ветра и температуры в затопленных конвективных облаках *Cu embedded*, т.е. в облаках, развивающихся внутри или в окружении облаков слоистых форм [92]. Как было отмечено в справочном пособии [65] характеристики турбулентных пульсаций в *Cu emb* существенно отличались от параметров конвективных внутримассовых облаков. В частности отмечалось, что горизонтальные *Cu emb* существенно, в несколько раз превышали типичные размеры внутримассовых облаков вертикального развития. Кроме того, в *Cu emb* наблюдалось, в среднем, состояние близкое к состоянию изотропии пульсаций, в то время как во внутримассовых *Cu* интенсивность вертикальной компоненты пульсаций была заметно выше, чем горизонтальной компоненты ([68; 37]).

Данные, полученные при исследованиях конвективных облаков над о. Куба, позволили провести сравнение спектральных характеристик турбулентности в *Cu cong* с имеющимися в ЦАО данными о турбулентности в *Cu emb*. Для этого были рассчитаны средние значения спектральных плотностей пульсаций горизонтальной E_u , и вертикальной E_w компонент скорости ветра и пульсаций температуры воздуха E_T для конвективных облаков над о. Куба. Результаты сравнения средних плотностей пульсаций для конвективных зон и внутримассовых конвективных облаков приведены на рисунке 4.4.11. Отметим, что для корректности сравнений в данном случае осреднение спектральных плотностей пульсаций проводилось без деления данных по стадиям развития облаков. Очевидно, что в этом случае нивелируются различия в характеристиках, обусловленные особенностями развития турбулентности на разных стадиях

развития облака, но с другой стороны аналогичный статистический подход был реализован и при исследованиях турбулентности в *Cu emb*.

Как видно из рисунка, интенсивность пульсаций скорости ветра и температуры в конвективных облаках тропической зоны существенно, более чем на порядок, превосходила аналогичные величины пульсаций в конвективных зонах *Cu emb*. Особенно это было заметно для пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра. В справочном пособии [65] отмечалось, что пульсации скорости ветра в *Cu emb* были близки к состоянию изотропии, т.е. отношение между спектральными плотностями пульсаций вертикальной E_v и горизонтальной E_u компонент скорости ветра в среднем было близко величине $4/3$. Во внутримассовых облаках тропической зоны, наоборот, наблюдалось существенное превышение интенсивности пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра над горизонтальной, особенно в области крупных масштабов, т.е. более 1000 м (см. рисунок 4.4.11). В области малых масштабов, менее 500 м, спектральные кривые пульсаций скорости ветра и температуры для тропических облаков вполне удовлетворительно следовали известному «закону $-5/3$ » Колмогорова [9]. На длинноволновых участках спектров наблюдались существенные отклонения от «закона $-5/3$ » как в *Cu emb*, так и в тропических *Cu*. На средних спектрах для *Cu emb* наблюдался максимум на масштабе 800 – 900 м. Средние спектральные плотности пульсаций для тропических облаков имели максимумы на длинах волн около 1700 – 1900 м, т.е. на более крупных масштабах. Как было показано выше, при разделении данных о турбулентности по стадиям развития облаков также наблюдался максимум в спектрах на длине волны около 900 м для зрелых тропических *Cu*, а масштаб максимума в 1700 м был характерен для начальной стадии их развития. Однако, поскольку осреднения спектральных характеристик для *Cu* были проведены по всем стадиям их развития, а интенсивность воздушных движений на начальной стадии развития облаков была заметно выше, чем на зрелой стадии, то в средних кривых преобладали спектры именно начального периода развития облаков. Таким

образом, максимум на спектрах, соответствующий для Cu emb средней полосы пульсациям с длинами волн в 900 м, можно объяснить двумя предположениями – либо основная масса исследованных конвективных зон находилась в стадии максимума своего развития, либо развитие конвективных облаков в окружении их облаками слоистых форм происходило существенно медленнее. Представляется, что время развития затопленных конвективных облаков должно быть существенно больше, чем внутримассовых Cu, и, тем более, тропических конвективных облаков, поскольку приток энергии за счет процессов конденсации и кристаллизации в Cu emb должен замедляться за счет перераспределения энергии со слоистыми облаками.

На рисунке 4.4.12 приведено сравнение нормированных спектральных плотностей пульсаций скорости ветра и температуры для тропических конвективных облаков и спектральные плотности эмпирической модели пульсаций для Cu emb, определяемые аналитическими выражениями – модифицированными формулами Драйдена [65]:

$$S_u(k) = C_u L_u \frac{1}{1 + (2\pi L_u k)^{\frac{11}{6}}} \quad (4.4.15)$$

$$S_w(k) = C_w L_w \frac{1 + (2\pi L_w k)^{\frac{1}{3}}}{1 + (2\pi L_w k)^{\frac{11}{6}}} \quad (4.4.16)$$

$$S_T(k) = C_T L_T \frac{1 + (2\pi L_T k)^{\frac{1}{3}}}{1 + (2\pi L_T k)^{\frac{11}{6}}} \quad (4.4.17)$$

Здесь k - волновое число в m^{-1} , $C_u=0,580$, $C_w=0,334$ и $C_T=0,386$ - безразмерные эмпирические коэффициенты, $L_u=240$ м, $L_w=120$ м и $L_T=160$ м - интегральные масштабы турбулентности для спектральных плотностей пульсаций горизонтальной $S_u(k)$ и вертикальной $S_w(k)$ компонент скорости ветра и температуры $S_T(k)$ соответственно.

Как видно из рисунка, модельные профили спектров для Cu emb имели существенные отличия от средних спектральных плотностей пульсаций для конвективных облаков тропической зоны. Отличия были значимыми (выходили за пределы устойчивости спектральных характеристик) и наблюдались как в мелкомасштабной, так и крупномасштабной частях спектров. Таким образом, сравнение показало, что физические механизмы развития затопленных конвективных облаков, обычно возникающих в зоне атмосферных фронтов, имели существенные отличия природы развития внутримассовых облаков, что находило свое отражение в спектральной структуре турбулентности и турбулентных потоков.

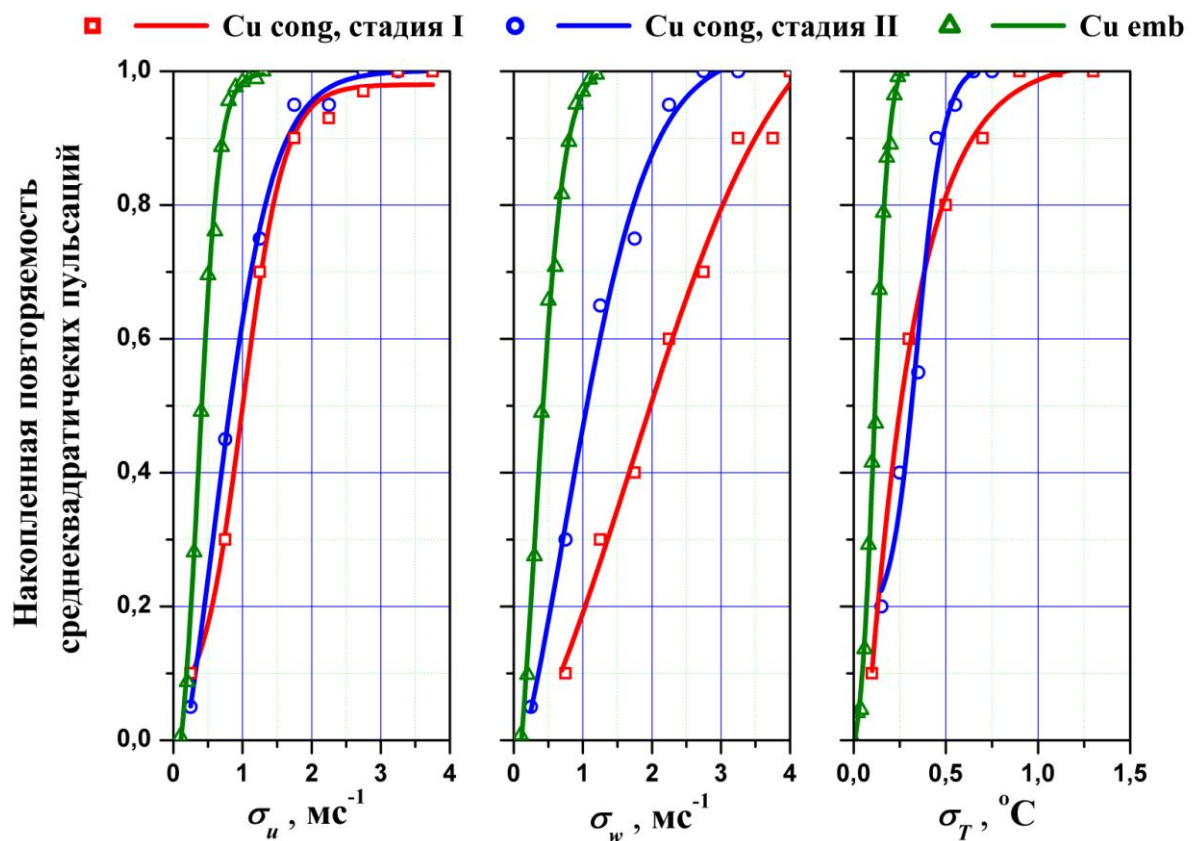


Рисунок 4.4.13 - Эмпирические функции распределения (накопленная повторяемость) среднеквадратических значений пульсаций горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра и пульсаций температуры воздуха в конвективных зонах тропических облаков типа I и II и затопленных конвективных облаках Cu emb умеренных широт

4.4.7 СРАВНЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ (ПОВТОРЯЕМОСТИ) СРЕДНЕКВАДРАТИЧЕСКИХ ЗНАЧЕНИЙ ПУЛЬСАЦИЙ СКОРОСТИ ВЕТРА И ТЕМПЕРАТУРЫ ДЛЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ НА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ И КОНВЕКТИВНЫХ ЗОН В СЛОИСТООБРАЗНЫХ ОБЛАКАХ

Как известно [65], интенсивность турбулентности в возмущенных зонах облаков полностью характеризуется протяженностью этих зон и дисперсией пульсаций компонент скорости ветра σ_u^2 и σ_w^2 (или среднеквадратических значений пульсаций σ_u и σ_w), рассчитанных для этих участков. О вероятности встретить турбулентную зону с определенным уровнем интенсивности турбулентности и пульсаций температуры можно судить по эмпирическим функциям распределения (повторяемости) среднеквадратических отклонений пульсаций скорости ветра $\Psi(\sigma_u)$ и $\Psi(\sigma_w)$ и стандартных (среднеквадратических) отклонений пульсаций температуры $\Psi(\sigma_T)$ на отдельных участках. Ранее в результате многолетних самолетных исследований в ЦАО на большом статистическом материале были получены эмпирические функции распределения среднеквадратических значений пульсаций горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра и температуры воздуха для конвективных зон облаков Cu emb [65].

Аналогичный анализ пульсаций скорости ветра и температуры был проведен для возмущенных зон тропических конвективных облаков над о. Куба, причем функции распределения пульсаций скорости ветра и температуры были построены отдельно для облаков на различных стадиях развития, т.е. для облаков стадий I и II. Эти функции распределения (накопленная повторяемость среднеквадратических пульсаций) представлены на рисунке 4.4.13.

Прежде всего отметим, что интенсивность турбулентных пульсаций в тропических конвективных облаках и стадии I и стадии II существенно, более чем

вдвое, превышала интенсивность пульсаций в Cu emb. Так, максимальное значение среднеквадратических значений пульсаций горизонтальной компоненты скорости ветра σ_u , наблюдаемое в Cu emb, не превышало $1,5 \text{ мс}^{-1}$, в то время как в зонах тропических Cu эта величина превысила $3,5 \text{ мс}^{-1}$. Еще более существенное различие наблюдалось для вертикальной компоненты пульсаций, здесь максимальное значение σ_w для Cu в начальной стадии развития (стадия I) составило около 5 мс^{-1} . Аналогичное соотношение для Cu emb и тропических Cu наблюдалась и для распределений стандартных отклонений пульсаций температуры воздуха σ_T .

Таблица 4.4.2 - Средние значения среднеквадратических величин пульсаций горизонтальной $\overline{\sigma_u}$ и вертикальной $\overline{\sigma_w}$ компонент скорости ветра и температуры воздуха $\overline{\sigma_T}$ и коэффициента турбулентного перемешивания (коэффициента турбулентности) $\overline{K_m}$ для различных стадий развития облака (стадии I и II)

Стадия развития облака	$\overline{\sigma_u}, \text{ мс}^{-1}$	$\overline{\sigma_w}, \text{ мс}^{-1}$	$\overline{\sigma_T}, \text{ }^\circ\text{C}$	$\overline{K_m}, \text{ м}^2\text{с}^{-1}$
Стадия I	1,3	2,0	0,45	196
Стадия II	1,2	1,4	0,35	63

Как было показано [65], турбулентность в Cu emb была близка к состоянию изотропии, т.е. $\frac{\sigma_w}{\sigma_u} \approx 1,15$. В то же время в тропических Cu была обнаружена существенная анизотропия пульсаций скорости ветра в сторону вертикальной компоненты, здесь σ_w превышали σ_u в среднем в 1,2 – 1,3 раза даже для облаков в стадии II. Отметим, что соотношение вертикальной и горизонтальной пульсаций компонент скорости ветра для изотропной турбулентности составляет $\frac{\sigma_w}{\sigma_u} = 1,15$, что следует из соотношения спектров для локально-изотропной турбулентности

$\frac{E_w}{E_u} = 4/3$ [45]. Для тропических облаков, находящихся в стадии развития (стадия I)

соотношение между среднеквадратическими значениями пульсаций вертикальной и горизонтальной компонент оказалось еще существеннее, здесь величины $\frac{\sigma_w}{\sigma_u}$ превышали σ_u в среднем почти в 2 раза.

Однако наиболее важный вывод из проведенного анализа - это существенные различия между функциями распределения среднеквадратических пульсаций компонент скорости ветра и температуры для тропических конвективных облаков, находящихся на различных стадиях развития. Особенно это заметно для повторяемостей среднеквадратических значений пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра, вероятность обнаружить участки с заданным

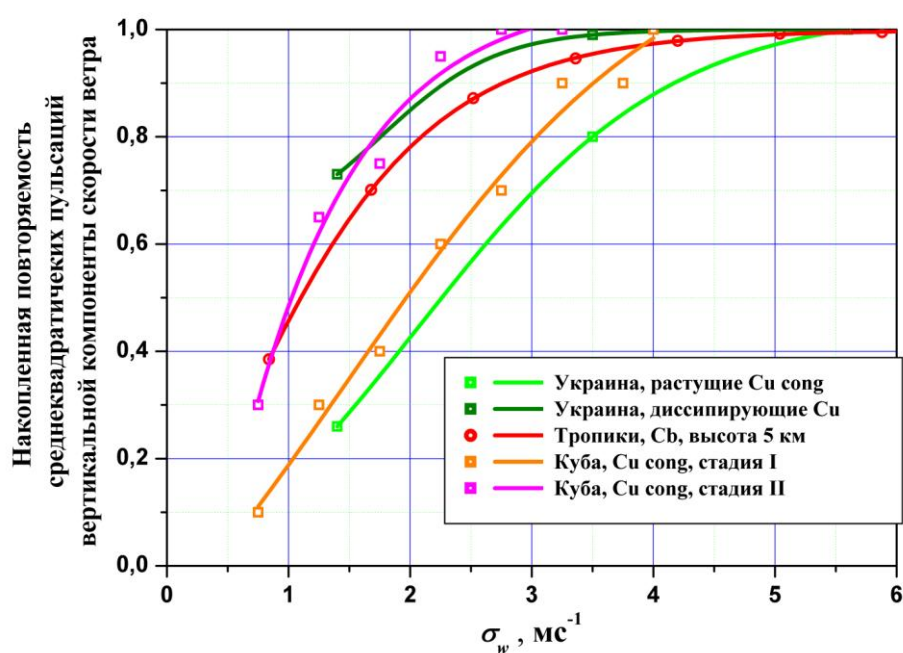


Рисунок 4.4.14 – Сравнение распределений (накопленных повторяемостей) среднеквадратических значений вертикальной компоненты скорости ветра в различных регионах и различных стадий развития облаков

значением в Cu стадии I вдвое и даже более превышает вероятность встречи зон с такой же интенсивностью в облаках стадии II, причем это различие характерно для всего диапазона σ_w . Различия распределений σ_u для облаков стадий I и II не

столь велики и значимы только в области интенсивных пульсаций, для σ_u больших $2,5 \text{ мс}^{-1}$. Различия распределений среднеквадратических значений пульсаций температуры σ_T для облаков стадий I и II также значимы только для интенсивных пульсаций, больших $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$.

Различия в интенсивности пульсаций скорости ветра и температуры для облаков стадий I и II нашли свое отражение и в средних значениях среднеквадратических пульсаций, определяемых по дисперсиям соответствующих пульсаций для отдельных зон конвективных облаков по формуле: $\bar{\sigma}_{u,w,T} = \left(\frac{1}{N} \sum \sigma_{u,w,T}^2 \right)^{1/2}$ (здесь N – число исследованных конвективных зон). Данные о средних значениях приведены в таблице 4.4.2. Как следует из таблицы, облака стадии I характеризуются в среднем существенно большей интенсивностью турбулентности, чем облака стадии II, что особенно ярко выражено для пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра и, как будет показано ниже, для коэффициента турбулентного перемешивания. Но даже пульсации горизонтальной компоненты скорости ветра и пульсации температуры воздуха в облаках стадии I значимо превышают соответствующие пульсации для облаков стадии II. (Относительная погрешность определения среднеквадратических пульсаций, как было показано в работе [60] составляет около 1 %).

Эмпирические функции распределения среднеквадратических значений пульсаций скорости ветра также свидетельствуют о сильной анизотропии турбулентности в тропических Cu в пользу вертикальной компоненты. Особенно сильна анизотропия пульсаций в облаках на ранней стадии развития, т.е. стадии I.

На рисунке 4.4.14 представлены результаты сравнения распределений среднеквадратических значений пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра σ_w , рассчитанных для двух стадий развития конвективных облаков тропической зоны и оценки аналогичных распределений, построенных на основе литературных данных для средней полосы (Украина, [67]) и данных Байерса и Рейама по облакам тропической зоны [7]. Способы оценки были изложены в

разделе 1.1.3 настоящей диссертации (см. рисунок 1.1.3). Как видно из рисунка, характеристики распределения σ_w для растущих и диссипирующих Cu cong и средней полосы и тропической зоны существенно отличаются друг от друга. Следует отметить, что интенсивность пульсаций в облаках средней полосы оказалась несколько выше, чем в облаках тропической зоны.

Таким образом, проведенный анализ показал, что характеристики пульсаций скорости ветра и температуры для облаков Cu стадии I и II существенно отличаются друг от друга и это обстоятельство необходимо учитывать при моделировании процессов развития облаков.

4.4.8 КОЭФФИЦИЕНТ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Понятие о коэффициенте турбулентной вязкости (который обычно называют просто коэффициентом турбулентности) K_m было введено Буссинеском для замыкания системы гидродинамических уравнений [35]. По аналогии с молекулярным переносом было предложено соотношение, связывающее напряжения турбулентного трения $\overline{u'w'}$ с вертикальным градиентом скорости ветра $\frac{\partial V}{\partial z}$:

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial V}{\partial z} \quad (4.4.18)$$

Важно иметь в виду, что, в отличие от молекулярного переноса, коэффициент турбулентной вязкости являлся не постоянной величиной, а функцией характеристик потока, и сведения о распределении его величины в облаках крайне необходимы для решения задач по моделированию процессов образования и развития облаков.

Применение формулы (4.4.18) для расчетов коэффициента турбулентности обычно вызывает затруднения, поскольку требует точного определения вертикального градиента ветра, что не всегда возможно на практике, особенно

при самолетных исследованиях. Для практических вычислений различными авторами предлагались формулы, которые могли быть применены и к самолетным данным. Формула, выведенная Ляпиным [39], основывалась на самых общих предположениях о свойствах воздушного потока (см. раздел 1.1.3 настоящей диссертации) и, в результате этого, практически не имела ограничений по применению. Эта формула была успешно использована Дубовым в его многочисленных работах по исследованиям коэффициента турбулентности с помощью самолета-лаборатории ([24]; [9]), а позднее была модифицирована к наиболее удобному для расчетов коэффициента турбулентности виду [65]:

$$K_L = \frac{\sigma_w^2 U \bar{\Delta t}}{\sqrt{2\pi} \sigma_u} \quad (4.4.19)$$

где U - средняя скорость фонового потока (в случае самолетных исследований – воздушная скорость самолета), а $\bar{\Delta t}$ - среднее время сохранения знака пульсаций. Величины среднеквадратических значений пульсаций σ_w и σ_u могли быть определены интегрированием соответствующих спектров, что было эквивалентно

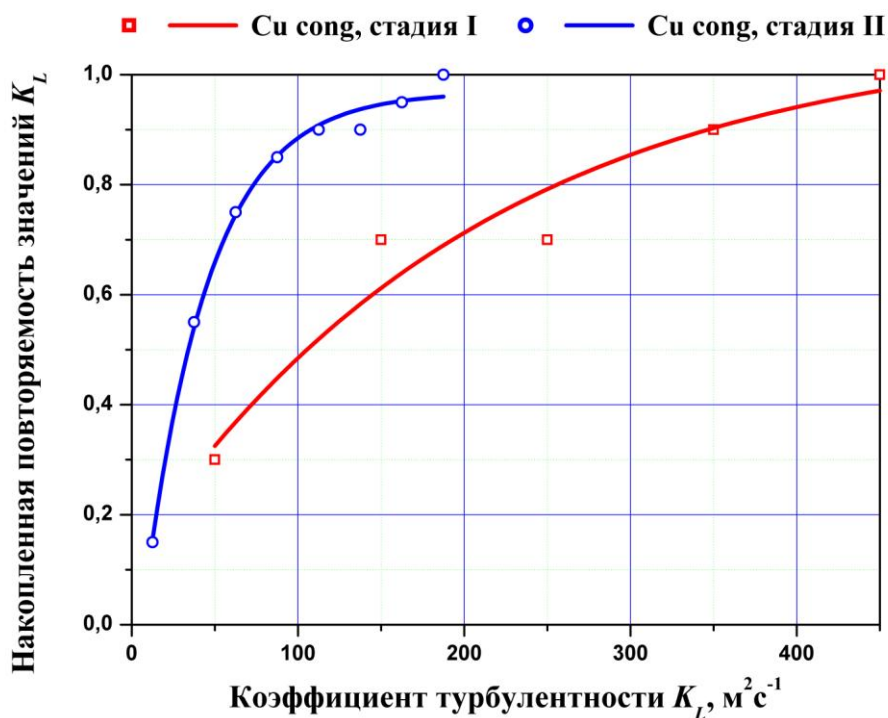


Рисунок 4.4.15 - Повторяемость значений коэффициента турбулентности в тропических конвективных облаках стадий I и II

применению идеального полосового фильтра для строго заданного диапазона волновых чисел (масштабов вихрей). Здесь и далее коэффициент турбулентности, рассчитанный по формуле (4.4.19) будет обозначаться как K_L . Как было показано в справочном пособии [65] погрешность определения коэффициента турбулентности по формуле (4.4.19) составляла 20 – 25 %.

Формула (4.4.19) была применена для расчета коэффициента турбулентности по самолетным данным о пульсациях скорости ветра в конвективных зонах тропических облаков I и II стадий. Результаты анализа представлены на рисунке 4.4.15, где приведены эмпирические функции распределения (повторяемость) значений коэффициента турбулентности и сглаживающие их функции в тропических конвективных облаках, находящихся на различных стадиях развития (стадии I и II). Как видно из рисунка, вероятность обнаружить величину коэффициента турбулентности не превышающей заданной величины для облаков стадий I и II отличается весьма существенно (в несколько раз). Так, вероятность обнаружения турбулентной зоны в облаках стадии II со значениями коэффициента турбулентности менее $100 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$ составляла почти 90%, в то время как в облаках стадии I эта вероятность была всего 50%. Максимальные значения коэффициента турбулентности в облаках стадии II не превышали $200 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$, в то время как в облаках стадии I могли достигать величин $800 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$. Существенно различными оказались и средние значения коэффициента турбулентности для облаков стадий I и II. Так, среднее значение (см. таблица 4.4.2) для облаков стадии I составило $\overline{K_m} = 196 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$, а для облаков стадии II – всего $63 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$. Таким образом, интенсивность турбулентного перемешивания в облаках на ранней стадии развития была почти в четыре раза выше, чем в зрелых облаках. Эти данные чрезвычайно важны для моделирования процессов развития конвективных облаков и планирования активных воздействий на облака, поскольку параметры турбулентного перемешивания существенным образом зависят от стадии развития конвективного облака.

Один из наиболее известных методов расчета коэффициента турбулентности был основан на законе «четырех третей» Ричардсона - Обухова, справедливом для инерционного интервала длин волн [48]:

$$K_{RO} = C_{RO} \bar{\varepsilon}^{\frac{1}{3}} L_0^{\frac{4}{3}} \quad (4.4.20)$$

где $\bar{\varepsilon}$ - средняя скорость диссипации турбулентной энергии, пространственный масштаб L_0 соответствовал характерному размеру турбулентных вихрей, а безразмерный коэффициент C_{RO} вообще говоря зависел от формы спектра пульсаций скорости ветра на участке длин волн больших L_0 [5]. Формула (4.4.20) использовалась в многочисленных работах ЦАО (см. [26; 60]) для определения коэффициента турбулентности, причем считалось, что $C_{RO} = 0,20 \pm 0,09$, а $L_0 = 200$ м. Как отмечалось в работе [5] значения C_{RO} были определены для стратификации, близкой к нейтральной. Следует отметить, что зависимость параметра C_{RO} от метеорологических условий несколько ограничивало

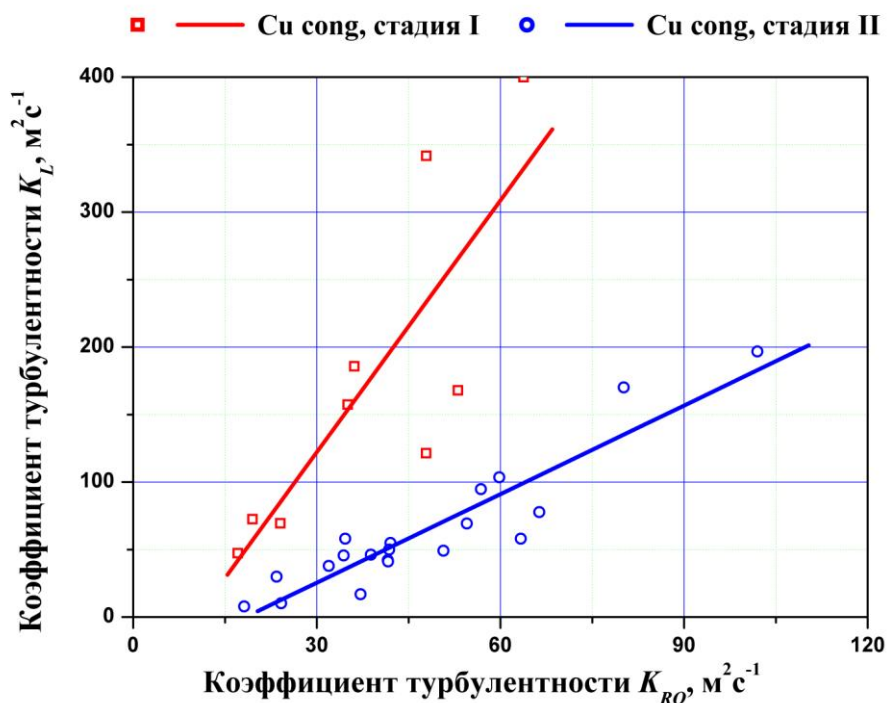


Рисунок 4.4.16 - Взаимные зависимости величин коэффициента турбулентности, рассчитанных для облаков стадий I и II различными методами

использование формулы (4.4.20).

Данные, полученные во время самолетных исследованиях облаков, проведенных над о. Куба, позволили оценить зависимость коэффициента в формуле (4.4.20) от стадии развития облака, а значит и формы спектральных зависимостей и уточнить величину коэффициента C_{RO} для условий неустойчивости, наблюдающихся в конвективных облаках. Для этого были построены взаимные зависимости коэффициентов турбулентности K_L и K_{RO} , рассчитанных по формулам (4.4.19) и (4.4.20) соответственно для облаков стадий I и II. Поскольку формула (4.4.19) основана на самых общих представлениях о структуре воздушного потока и было показано [65], что ее применение позволяет правильно оценить величину коэффициента турбулентности, величины K_L рассматривались в качестве истинных значений коэффициента турбулентности. Полученные зависимости $K_L - K_{RO}$ приведены на рисунке 4.4.16.

Как видно из рисунка зависимости $K_L - K_{RO}$ оказались существенно различными для облаков стадий I и II. Соотношение между коэффициентами турбулентности, рассчитанными различными методами в обоих случаях можно было аппроксимировать линейно, причем для облаков стадии I коэффициент пропорциональности составил 6,22, а для облаков стадии II - 2,19, т.е. был почти втрое меньше. Степень достоверности линейной аппроксимации оказалась велика – коэффициент корреляции составил 0,82 для облаков стадии I и 0,92 – для облаков стадии II, при вероятности отклонить гипотезу около 0,007. Таким образом, удалось оценить величины коэффициента C_{RO} в формуле (4.4.20) для различных стадий развития облака – для облаков на стадии роста (стадия I) величина безразмерного коэффициента составила $C_{RO}=1,24$, а для зрелых конвективных ячеек (стадия II) - $C_{RO}=0,44$. Столь существенное (почти в 3 раза) различие в коэффициентах формулы (4.4.20) требует учета стадии развития облака при расчетах коэффициента турбулентности. Кроме того, величина коэффициента C_{RO} для конвективных облаков (т.е. для областей атмосферы в

состоянии сильной неустойчивости) существенно, в 2 – 5 раз отличается от общепринятого значения.

Приведенные сведения о распределениях и средних значениях показывают, что различия в спектральной структуре пульсаций для облаков, находящихся на различной стадии развития находят свое отражение и в характеристиках интенсивности пульсаций скорости ветра и температуры. Особенности распределений и средние значения среднеквадратических пульсаций скорости ветра и температуры, коэффициента турбулентности, полученные для тропических конвективных облаков на различных стадиях развития, могут быть использованы при решении различных теоретических и практических задач по изучению и моделированию процессов образования и развития облаков, активных воздействий на облака, построении моделей турбулентности для обеспечения полетов летательных аппаратов различных типов.

5 ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа данных самолетных исследований облаков тропической зоны над метеополигоном о. Куба был выявлен ряд особенностей спектральных характеристик турбулентных пульсаций скорости ветра и температуры, турбулентных потоков тепла и импульса в конвективных облаках и получены универсальные функции описывающих их структуру.

Анализ реализаций пульсаций температуры, полученных при исследованиях конвективных облаков (конвективных ячеек) с борта самолета-метеолаборатории, показал, что воздействие жидко-капельной фракции на датчик температуры приводило к весьма существенным искажениям измеренных значений средней температуры воздуха и ее пульсаций. В связи с необходимостью изучения турбулентных потоков тепла и спектральной структуры полей температуры внутри конвективных облаков и окружающем их пространстве был разработан новый метод введения поправки в температуру и ее пульсации на водность облака. Проведена валидация метода по данным самолетных исследований конвективных облаков тропической зоны и определена величина коэффициента поправки на водность. Было показано, что метод обеспечивает восстановление истинных значений пульсаций температуры в облаке (до температур в облаке выше -8 °C) и получение непротиворечивых данных о потоках тепла через боковые границы конвективного облака.

Предложенный метод введения поправки на водность облака в температуру и ее пульсации позволил не только определять истинную температуру воздуха в облаке, но и корректно рассчитывать турбулентные потоки тепла в зоне Cu. Применение метода спектрального анализа пульсаций скорости ветра и температуры, основанного на вейвлет-преобразовании и разработанного метода введения поправки в температуру на водность облака позволило выявить ряд особенностей развития турбулентности в конвективных облаках тропической зоны (конвективных ячеек или облаков Cu cong мощностью до $8 - 8,5$ км). Анализ кросс-скалограмм и кросс-спектров для потоков тепла показал, что основным

механизмом теплообмена между конвективной ячейкой и окружающим ее пространством являлись мезо-масштабные вихри с масштабами более 500 м. Роль чисто турбулентных движений (с масштабами менее 500 м) заключалась в основном в перемешивании внутри облака.

Обнаружено, что спектральные характеристики пульсаций скорости ветра и температуры и потоков тепла и импульса не обладают свойством автомодельности. Поэтому анализ этих характеристик проводился отдельно для различных стадий развития конвективных ячеек. Показано, что форма и характер спектров пульсаций скорости ветра и температуры и спектров потоков тепла и импульса существенным образом зависят от стадии развития облака – начальной стадии развития, стадии зрелого облака и стадия диссипации ячейки. Получены универсальные функции, описывающие спектры потоков тепла и спектры пульсаций скорости ветра и температуры воздуха для различных стадий развития конвективных ячеек, определены управляющие параметры (относительное время жизни ячейки и степень перегрева облака относительно окружающего пространства), параметры универсальных функций, т.е. тем самым предложены основы модели спектральной структуры турбулентности и турбулентных потоков в конвективных облаках.

Проведено сопоставление спектральных плотностей пульсаций скорости ветра и температуры в тропических конвективных облаках с данными, полученными для затопленных конвективных облаков средней полосы. Показано, что интенсивность пульсаций скорости ветра и температуры в конвективных облаках тропической зоны на всех масштабах существенно превышает интенсивность пульсаций в конвективных облаках средней полосы, развивающихся в условиях окружения их облаками слоистых форм.

Получены эмпирические функции распределения (накопленные повторяемости) среднеквадратических пульсаций скорости ветра и температуры и коэффициента турбулентного перемешивания в зонах конвективных облаков тропической зоны и показано, что эти распределения существенным образом зависят от стадии развития облака. Проведено сопоставление имеющихся в

литературе данных о распределении интенсивности пульсаций в конвективных облаках с вновь полученными распределениями и показано, что данные вполне удовлетворительно согласуются. Оценены средние значения среднеквадратических пульсаций скорости ветра и температуры и коэффициента турбулентного перемешивания для различных стадий развития облака.

Оценена применимость формулы Ричардсона-Обухова для расчета коэффициента турбулентного перемешивания в облаках вертикального развития и получены коэффициенты пропорциональности для этой формулы, которые, как было показано, отличаются для различных стадий развития облаков.

ОСНОВНЫЕ ДОСТИЖЕНИЯ, ОТРАЖЕННЫЕ В ДИССЕРТАЦИИ

-Разработан новый метод определения истинной температуры воздуха и ее пульсаций в облаках с жидко-капельной фракцией при самолетных измерениях (до температур выше -8°C);

-Выявлены квазистационарные стадии развития конвективных облаков тропической зоны, для которых были получены универсальные функции, описывающие коспектры потоков тепла и спектры пульсаций скорости ветра и температуры воздуха, определены управляющие параметры (относительное время жизни ячейки и степень перегрева облачного воздуха), параметры универсальных функций, т.е. тем самым созданы основы модели спектральной структуры турбулентности и турбулентных потоков в тропических конвективных облаках;

-Получены эмпирические функции распределения среднеквадратических пульсаций скорости ветра и температуры, коэффициента турбулентного перемешивания в тропических конвективных облаках. Показано, что для корректного расчета коэффициента турбулентности с помощью формулы Ричардсона-Обухова необходимо учитывать стадию развития облака.

СПИСОК ПУБЛИКАЦИЙ АВТОРА

Результаты диссертации изложены в следующих публикациях автора:

1. Alexander M. Strunin and Dmitriy N. Zhivoglotov. Estimation of the effect of cloud liquid water content on calculations of the spectral characteristics of horizontal turbulent exchange between a cumulus cloud and ambient atmosphere based on aircraft observations. / Proceedings of 16th International Conference on Clouds and Precipitation, July 31 – August 3, 2012, Leipzig, Germany, p. 13.
2. Струнин А.М. Особенности спектральной структуры турбулентности и турбулентных потоков тепла и импульса в зонах конвективных облаков по данным самолетных наблюдений. / Тезисы конференции молодых специалистов по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, 4-6 июня 2013 г, г. Обнинск, сс. 300 – 303.
3. Струнин А.М. Влияние влажности облака на расчеты спектральных характеристик полей температуры и турбулентных потоков тепла в зоне кучевых облаков по данным самолетных наблюдений. - Метеорология и гидрология, 2013, № 7, сс. 53 – 64.
4. Дмитриев В.К., Д.Н. Живоглотов, А.М. Струнин, М.А. Струнин. Достоверность самолетных измерений температуры воздуха и ее пульсаций в облаках с жидко-капельной фракцией и спектральные характеристики турбулентности и турбулентных потоков в конвективных облаках. / Сборник научных трудов Международной научной конференции с элементами научной школы «Инновационные методы и средства исследований в области физики атмосферы, гидрометеорологии, экологии и изменения климата», СКФУ-ВГИ-РГГМУ, Ставрополь, 23 - 26 сентября 2013 г., сс. 126 – 128.
5. Strunin A.M. and Zhivoglotov D.N. A method to determine true air temperature fluctuations in clouds with liquid water fraction and estimate water droplet effect on the calculations of the spectral structure of turbulent heat fluxes in cumulus clouds based on aircraft data. - Atmospheric Research, 2014, vol. 138, No 1, pp. 98 - 111.

6. Базанин Н.В., Борисов Ю.А., Волков В.В., Дмитриев В.К., Живоглотов Д.Н., Макоско А.А., Струнин А.М., Струнин М.А.. Бортовые комплексы самолета-лаборатории нового поколения Як-42Д «Росгидромет» для измерения и регистрации навигационных параметров полета и термодинамических параметров атмосферы. - Метеорология и Гидрология, 2014, № 11, сс. 83 - 102.
7. Дмитриев В.К., Живоглотов Д.Н., Струнин А.М., Струнин М.А.. Высокочастотный датчик для измерений температуры воздуха и ее пульсаций с борта самолета-лаборатории. - Мир измерений, № 9, сс. 42 - 55.
8. Дмитриев В.К., Живоглотов Д.Н., Струнин А.М., Струнин М.А.. Патент РФ на полезную модель № 148076 «Самолетная метеорологическая система измерения температуры», зарегистрировано в Государственном реестре полезных моделей Российской Федерации 23 октября 2014 г., заявка № 2014117933 от 06.05.2014.
9. Струнин А.М., Струнин М.А.. Спектральные характеристики турбулентности и турбулентных потоков в конвективных облаках над о. Куба по данным самолетных наблюдений. / Доклады Всероссийской открытой конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы, посвященной 80-летию Эльбрусской высокогорной комплексной экспедиции АН СССР, г. Нальчик, 7-9 октября 2014 г., ВГИ, сс. 234 -243.
10. Strunin A.M.. Spectral characteristics of turbulence in cumulus clouds of tropical zone. / Fifth International Scientific School for Young Scientists "WAVES AND VORTICES IN COMPLEX MEDIA", Moscow, November, 24 – 28, 2014, Ishlinsky Institute for Problems in mechanics of the RAS, pp. 80 -83.
11. Кадыгров Е.Н., Струнин А.М. Особенности спектральных характеристик турбулентности и распределений коэффициента турбулентного перемешивания в тропических конвективных облаках по данным самолетных наблюдений. / Труды II-ой Всероссийской научной конференции «Экология и космос» им. академика К.Я. Кондратьева, Санкт-Петербург, 10 – 11 февраля 2015 г., Военно-космическая академия им. А.Ф. Можайского.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович Г.Н. Прикладная газовая динамика. - М., Наука, 1969, 824 с.
2. Астафьева Н.М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения. – Успехи физических наук, 1996, т. 166, № 11, с. 1145 – 1170.
3. Атмосфера. Справочник. / Под ред. Седунова Ю.С., Авдюшина С.И., Борисенкова Е.П., Волковицкого О.А., Петрова Н.Н., Рейтенбаха Р.Г., Смирнова В.И., Черникова А.А. – Л., Гидрометеиздат, 1991, 509 с.
4. Баранов А.М. Облака и безопасность полетов. - Л., Гидрометеиздат, 1983, 231 с.
5. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность атмосферы в пограничном слое. - Л., Гидрометеиздат, 1989, 264 с.
6. Бовшеверов В.И., Воронов В.П. Акустический флюгер. - Изв. АН СССР, сер. географическая, 1968, № 6, с. 882 – 885.
7. Боровиков А.М., Гайворонский И.И., Зак Е.Г., Костарев В.В., Мазин И.П., Минервин В.Е., Хргиан А.Х., Шметер С.М. Физика облаков. – Л., Гидрометеиздат, 1961, 460 с.
8. Вайну Я., Вайну Я.-Ф. Корреляция рядов динамики. - М., Статистика, 1977, 119 с.
9. Винниченко Н.К., Пинус Н.З., Шметер С.М., Шур Г.Н. Турбулентность в свободной атмосфере. - Л., Гидрометеиздат, изд. 2-е, 1976, 288 с.
10. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. - М., Наука, 1969, 576 с.
11. Войт Ф.Я., Корниенко Е.Е., Хусид С.В. О статистических характеристиках структуры вертикальных движений в кучевых облаках. – Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1971, том VII № 11, с. 1206 – 1208.
12. Вульфсон Н.И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере. - М., Изд. Академии наук СССР, 1961, 251 с.
13. Вульфсон Н.И., Гусак Н.А., Скацкий В.И., Связь параметров микроструктуры с конвективными движениями в облаках. – Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, 1965, том 1, № 1, с. 76 - 84.

14. Голицын Г.С. Статистика и динамика природных процессов и явлений: Методы, инструментарий, результаты. Изд. 2-е, стер. - М., КРАСАНД, 2013, 400 с.
15. Дженкинс Г. и Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. / пер. с англ., М., Мир, 1971, вып. 1, 316 с.
16. Динамика кучевых облаков. /Под ред. Ч.А. Андерсона, пер. с англ. - М., Мир, 1964, 292 с.
17. Дмитриев В.К. и Струнин М.А. Самолетные измерители пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра. - Труды ЦАО, 1983, вып. 147, с. 39 - 51.
18. Дмитриев В.К. и Струнин М.А. Система введения взаимных поправок для самолетных измерителей скорости и температуры воздушных потоков. - Труды ЦАО, 1985, вып. 158, с. 104 - 112.
19. Дмитриев В.К., Струнин М.А., Шур Г.Н. Определение постоянных времени самолетных датчиков температуры и компонент скорости ветра. - Метрология, 1987, № 8, с. 38 - 42.
20. Дмитриев В.К., Живоглотов Д.Н., Струнин А.М., Струнин М.А. Патент на полезную модель № 148076 «Самолетная метеорологическая система измерения температуры», зарегистрировано в Государственном реестре полезных моделей Российской Федерации 23 октября 2014 г., заявка № 2014117933 от 06.05.2014.
21. Дмитриев В.К., Живоглотов Д.Н., Струнин А.М., Струнин М.А. Высокочастотный датчик для измерений температуры воздуха и ее пульсаций с борта самолета-лаборатории. - Мир измерений, 2014, № 9, с. 42 - 55.
22. Дмитриева Н.Е., Ермаков В.М., Силаева В.И., Струнин М.А., Шметер С.М. Статистические характеристики турбулентности в облаках различных форм. - Труды ЦАО, 1987, вып.163, с. 3 - 15.

23. Дубов А.С., Генкин Л.Л. Определение вертикальных порывов ветра по записям акселерометра на управляемом самолете. - Труды ГГО, 1959, вып. 98, с. 38 – 53.
24. Дубов А.С. Определение коэффициента турбулентного обмена по ускорению самолета. - Труды ГГО, 1959, вып. 98, с. 54 – 67.
25. Дубов А.С. и Герман М.А. О спектральной плотности порывов ветра в облаках. - Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, 1965, 1, 7, с. 670 – 676.
26. Ермаков В.М., Силаева В.И., Струнин М.А., Шметер С.М. Атмосферная турбулентность во фронтальных облаках. - Метеорология и гидрология, 1984, № 9, с. 32 - 39.
27. Живоглотов Д.Н. Оценка влияния водности на измерения температуры воздуха в облаках по результатам исследований в аэродинамической установке. - Метеорология и гидрология, 2013, № 8, с. 29 – 39.
28. Зайцев В.А. и Ледохович А.А. Приборы для измерения туманов и облаков и измерения влажности. - М., Гидрометеиздат, 1970, 255 с.
29. Краус Т.В., Синькевич А.А.. Исследование движения кучево-дождевых облаков в Канаде (провинция Альберта). - Метеорология и гидрология, 2007, № 2, с. 30-42.
30. Копров Б.М., Цванг Л.Р. Прямые измерения турбулентного потока тепла с борта самолета. - Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, 1965, том 1, № 6, с. 643 - 648.
31. Копров Б.М., Измерение передаточных функций самолета ИЛ-14, Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, 1965, том 1, № 1, 66-75.
32. Копров Б.М. Спектры турбулентных пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра в пограничном слое в условиях развитой конвекции. - Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, 1965, том 1, № 11, с. 1151 - 1160.
33. Копров Б.М., Копров В.М., Кадыгров Е.Н., Макарова Т.И., Экспериментальное исследование конвекции в пограничном слое

- атмосферы: когерентные структуры при ясном небе и при кучевой облачности. - Изв. РАН, сер. Физика атмосферы и океана, 2004, том 40, № 4, 470-485.
34. Котик М.Г., Павлов А.В., Пашковский И.М., Сардановский Ю.С., Щитаев Н.Г. Летные испытания самолетов. - 1968, М., Машиностроение, 1968, 380 с.
 35. Кофи С.Дж. Экспериментальные данные о пограничном слое атмосферы. /В кн.: Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей. Под ред. Ф.Т.М. Ньистадта и Х. Ван Допа. - Л., Гидрометеиздат, 1985, с. 126 - 172.
 36. Краус Т.В., Синькевич А.А., Гхулам А.С. Радиолокационные исследования слияния облаков. – Метеорология и Гидрология, 2012, № 9, с. 42 – 57.
 37. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеоэлементов. /Под ред. И.П. Мазина и С.М. Шметера. - Труды ЦАО, 1977, вып. 134, 128 с.
 38. Ламли Дж.Л., Пановский Г.А. Структура атмосферной турбулентности. - М., Мир, 1966, 264 с.
 39. Ляпин Е.С. О турбулентном перемешивании воздуха в атмосфере. Метеорология и Гидрология, 1948, № 5, с. 13 - 23.
 40. Мазин И.П., Шметер С.М. Облака. Строение и физика образования. – Л.: Гидрометеиздат, 1983, 280 с.
 41. Мартинес Д., В.П. Беляев, В.В. Петров. Характеристики турбулентности в конвективных тропических облаках. - Труды ЦАО, 1991, вып. 175, с. 61 – 73.
 42. Облака и облачная атмосфера. Справочник. /Под ред. И.П. Мазина и А.Х. Хргиана. - Л., Гидрометеиздат, 1989, 647 с.
 43. Мазин И.П. Физические основы обледенения самолетов. - М. Гидрометеиздат, 1957, 120 с.
 44. Мельничук Ю.В., Смирнова Г.А., Черников А.А. Измерение скорости диссипации кинетической энергии турбулентных движений в облаках и осадках. - Труды ЦАО, 1973, вып. 110, с. 12 – 21.

45. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. - М., Наука, 1967, том 2, 720 с.
46. Монин А.С., Обухов А.М., Основные закономерности перемешивания в приземном слое атмосферы. – Труды Ин-та Геофиз. АН СССР, 1954, № 24(151), сс. 163-187.
47. Монин А.С., Теоретические основы геофизической гидродинамики. // Л. Гидрометеоиздат, 1988, 424 с.
48. Обухов А.М. Турбулентность и динамика атмосферы. - Л., Гидрометеоиздат, 1988, 413 с.
49. Обухов А.М. Турбулентность в термически неоднородной атмосфере. – Труды Ин-та Теор. Геофиз. АН СССР, 1946, № 1, сс. 95-115.
50. Панин Г.Н. Бернхофер Х. Параметризация турбулентных потоков над неоднородными ландшафтами. – Изв. РАН, сер. ФАО, 2008, т. 44, № 6, с. 755 – 772.
51. Пахомов Л.А. Самолетная аппаратура для измерения вектора ветра. - Труды ЦАО, 1962, вып. 41, с. 62 - 71.
52. Петунин А.Н. Методы и техника измерений параметров газового потока. - М., Машиностроение, 1974, ч., II, 260 с.
53. Роджерс Р.Р. Краткий курс физики облаков, пер. с англ. – Л., Гидрометеоиздат, 1979, 231 с.
54. Силаева В.И., Шмeтер С.М. Турбулентность внутри кучевых облаков и в их окрестности. – Труды ЦАО, 1977, вып. 137, с. 63 – 72.
55. Синькевич А.А. Исследование термических характеристик мощных кучевых облаков с помощью ИК радиометров. - Метеорология и Гидрология, 1984, № 1, с. 40 – 44.
56. Синькевич А.А. Конвективные облака северо-запада России. - С-Пб., Гидрометеоиздат, 2001, 106 с.
57. Синькевич А.А., Краус Т.В. Исследование процессов слияния облаков. - Сборник научных трудов Международной научной конференции с элементами научной школы «Инновационные методы и средства

- исследований в области физики атмосферы, гидрометеорологии, экологии и изменения климата», СКФУ-ВГИ-РГГМУ, Ставрополь, 23 - 26 сентября 2013 г., 177 – 179.
58. Смирнова Г.А. Некоторые результаты радиолокационных измерений скорости диссипации турбулентной энергии в слоистообразной облачности. - Труды ЦАО, 1981, вып. 148, с. 110 – 119.
 59. Струнин А.М. Влияние водности облака на расчеты спектральных характеристик полей температуры и турбулентных потоков тепла в зоне кучевых облаков по данным самолетных наблюдений. - Метеорология и гидрология, 2013, № 7, с. 53 – 64.
 60. Струнин М.А, Шметер С.М. Коэффициент атмосферной турбулентности и экспериментальные методы его определения. - *Метеорология и гидрология*, 1994, № 5, с. 10 - 19.
 61. Струнин М.А. Турбулентный энерго- и влагообмен в пограничном слое атмосферы над термически неоднородной поверхностью (над долиной реки Лены в районе г. Якутска). /В кн. Теплообмен в мерзлотных ландшафтах Восточной Сибири и его факторы. Под. ред. А.Г. Георгиади и А.Н. Золотокрылина. Раздел 2.7 с. 221 – 357 - Москва – Тверь, Изд. Триада, 2007, 576 с.
 62. Струнин М.А. Развитие прерывистого конвективного пограничного слоя атмосферы над поверхностью с перемежающимися термическими свойствами, приводящее к образованию облаков кучевых форм. /В сб. Вопросы физики облаков, памяти С.М. Шметера - М., Метеорология и Гидрология, 2008, с. 361 – 391.
 63. Струнин М.А. Исследования динамической структуры тропических конвективных облаков. - М., Прист, Мир измерений, 2009, № 7, с. 22 – 30.
 64. Струнин М.А. Научно-методические основы исследования термодинамического состояния атмосферы с борта самолета-метеолаборатории. - М., Физматкнига, 2010, 96 с.

65. Струнин М.А. Турбулентность в облачной атмосфере (в облаках и околооблачном пространстве). Эмпирическая модель турбулентности в облачной атмосфере. Справочное пособие для научных работников и инженеров-метеорологов - Долгопрудный, Физматкнига, 2013, 192 с.
66. Фрик П.Г. Турбулентность: подходы и модели, изд. 2-е, испр. и доп., - Москва-Ижевск, 2010, 330 с.
67. Шметер С.М. Структура полей метеорологических параметров в зоне кучево-дождевых облаков. Труды ЦАО, 1969, вып. 88, с. 41 – 57.
68. Шметер С.М. Физика конвективных облаков. - Л., Гидрометеиздат, 1972, 231 с.
69. Шметер С.М. Термодинамика и физика конвективных облаков. - Л., Гидрометеиздат, 1987, 287 с.
70. Яглом А.М. Корреляционная теория стационарных случайных процессов. - Л., Гидрометеиздат, 1981, 279 с.
71. Ackerman B. Turbulence around tropical cumuli. – J. of Meteorology, 1958, vol. 15, No 1, pp. 69 – 74.
72. Airborne Measurements for Environmental Research. Methods and Instruments. Edited by V. Wendisch and J.-L. Brenguier. - WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. RGA, 2013, 655 p.
73. Axford D.H. On the accuracy of wind measurements using an inertial platform in an aircraft and example of a measurement of the vertical mesostructure of the atmosphere. - J. App. Meteorol., 1968, vol. 7, pp. 645 - 666.
74. Banitalebi Dehkordi H., M. Farzaneh, P. Van Dyke, L.E. Kollar. The effect of droplet size and liquid water content on ice accretion and aerodynamic coefficients of tower legs. – J. Atmos. Res., 2013, vol. 132-133, pp. 362-374.
75. Benedict R.P. Fundamentals of Temperature, Pressure, and Flow Measurements. - John Wiley and Sons, 1984, 532 p.

76. Blanchard R.L. A new algorithm for computing inertial altitude and vertical velocity. - *IEEE Trans. Aerosp. Electron. Syst.*, 1971, No AES-7, pp. 1143 – 1146.
77. Bogel W., Baumann R. Test and calibration of the DLR Falcon wind measuring system by maneuvers. - *J. Atm. Ocean. Technol.*, 1991, No 8, pp. 5 - 18.
78. Brown E.N., Friehe C.A., Lenschow D.H. The use of pressure fluctuations on the nose of an aircraft for measuring air motion. - *J. Climate Appl. Meteorol.*, 1983, vol. 22, pp. 171 - 180.
79. Burns A. Power spectra of low level atmospheric turbulence measured from aircraft. - *Br. Aero. Res. Con.*, 1964, vol. 733, 111 p.
80. Comte-Bellot G. Hot-wire anemometry. - *Ann. Rev. Fluid. Mech.*, 1976, No 8, pp. 209 - 231.
81. Coulman C.E., Warner J. Temperature and humidity structure of the sub-cloud layer over land. – *Bound. Layer Met.*, 1977, vol. 11, pp. 467 – 484.
82. Druilhet A., Durand P. Experimental investigation of atmospheric boundary layer turbulence. - *Atmospheric Research*, 1997, vol. 43, p. 345 - 388.
83. Emmitt G. Tropical cumulus interaction with and modification of the sub-cloud region. – *J. Atmos. Sci.*, 1978, vol.35, No 6, pp. 1485 – 1502.
84. Cruette D., Marillier A., Dufresne J.L., Grandpeix J.Y., Nacass P., Bellec H. Fast temperature and true airspeed measurements with the airborne ultrasonic anemometer-thermometer (AUSAT). - *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 2000, vol, 17, pp. 1020 - 1038.
85. Flandrin P. Time-frequency and time-scale. / *Proceedings of IEEE Forth Annual ASSP Workshorp on Spectrum Estimation and Modeling*, Minneapolis, Minnesota, 1988, pp. 77 - 80.
86. Friehe C.A. and Khelif D. Fast response aircraft temperature sensors. - *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 1993, vol. 9, pp. 784 - 795.
87. Fuehrer P.L., Friehe C.A and Edwards D.K. Frequency response of a thermistor temperature probe in air. - *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 1994, vol. 11, pp. 476 – 488.

88. Garratt J.R. The atmospheric boundary layer. - Cambridge University Press, Cambridge UK, 1992, 315 p.
89. Haman K.E., Malinowski S.P. Temperature measurements in clouds on a centimetre scale. Preliminary results. - *Atmospheric Research*, 1996, vol. 41, Iss. 2, pp. 161–175.
90. Haman K.E., Malinowski S.P., Strus B.D., Busen R., Stepko A. Two new types ultrafast aircraft thermometer. - *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 2001, vol. 18, pp, 117 - 134.
91. Hiyama T., Strunin M. A, Suzuki R., Asanuma J., Mezrin M.Y., Bezrukova N.A. and Ohata T. Aircraft observations of the atmospheric boundary layer over a heterogeneous surface in Eastern Siberia. - *Hydrol. Proces.*, 2003, No 17, pp. 2885 – 2911.
92. Hobbs P.V., Politovich E.K., Radke L.F. The structure of summer convective clouds in Eastern Montana. - *J. Appl. Meteorol.*, 1980, vol. 6, pp. 645 – 663.
93. Goodrich Sensor System. Goodrich total temperature sensors. / Technical Report, 1994, No 5755, Revision C, 30 p.
94. Hudgins L.H., Mayer M.E., Frieche C.A. Fourier and wavelet analysis of atmospheric turbulence. / in *Progress in Wavelet Analysis and Applications*, Y. Meyer and S. Roques, eds., Editions Frontiers, 1993, 491 - 498.
95. Kaimal J.C. and Finnigan J.J. Atmospheric boundary layer flows, their structure and measurements. - Oxford Univ. Press, New York, Oxford, 1994, 289 p.
96. Khelif D., Burns S.P. and Friehe C.A. Improved wind measurements on research aircraft. - *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 1999, vol. 16, pp. 860 - 875.
97. Korolev A., Strapp J., Issac G., and Nevzorov A. The Nevzorov airborne hot-wire LWC-TWC probe: principle of operation and performance characteristics. - *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1998, No 15, pp. 2117 – 2151.
98. Kumar P. and Foufoula-Georgiou E. Wavelet analysis in geophysics: An introduction. / In: *Wavelet in geophysics*, Academic Press, Inc., San Diego, New York, Boston, London, Sydney, Tokyo, Toronto, 1994, pp. 1 - 43.

99. Lawson R.P. A system for airborne measurement of vertical air velocity. - *J. Appl. Meteorol.*, 1979, vol. 18, No 10, pp. 1363 - 1368.
100. Lawson R.P. and W.A. Cooper. Performance of some airborne thermometers in clouds. - *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 1990, vol. 7, pp. 480 - 494.
101. Lawson R.P. and Rodi A.R. A new airborne thermometer for atmospheric and cloud physics research. /Part I: Design and preliminary flight tests. - *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 1992, vol. 9, pp. 556 - 574.
102. Lenschow, D.H. Vanes for sensing incidence angles of the air from aircraft. - *J. Appl. Meteorol.*, 1971, vol.10, pp. 1339 - 1343.
103. Lenschow D.H. The Measurements of Air Velocity and Temperature Using the NCAR Buffalo Aircraft Measuring System. / Technical Note TN/STR-74, NCAR, Boulder, Colorado, 1972, 39 p.
104. Lenschow, D.H., and W.T. Pennell. On the measurement of in-cloud and wet-bulb temperatures from an aircraft. - *Mon. Wea. Rev.*, 1974, vol. 102, pp. 447–454.
105. Lenschow, D.H and Spyers-Duran P. Measurement techniques: air motion sensing. / *Research Aviation Facility*, NCAR, 1989, Bulletin 23, 36 p.
106. Lui P.C. Wavelet Spectrum Analysis and Ocean Wind Waves. / In: *Wavelet in Geophysics*, Academic Press, Inc., San Diego, New York, Boston, London, Sydney, Tokyo, Toronto, 1994, pp. 151 - 166.
107. Mahrt L. Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer. – *Bound. Lay. Meteorol.*, 2000, vol. 96, pp. 33 - 62.
108. McPherson J., Isaak G.A. Turbulent characteristics of some Canadian cumulus. – *J. Appl. Met.*, 1977, vol. 16, No 1, pp.81 – 90.
109. Muller D.R., Lin J.D., Wang Y.S., and Tristram H.W. A triple hot-film and wind octant combination probe for turbulent air flow measurements in and near plant canopy. - *Agricul. Forest Meteorol.*, 1989, No 44, pp. 353 – 368.
110. Quante M., Brown P.R.A., Baumann R., Guillemet B., Hignett P. Three-aircraft intercomparison of dynamical and thermodynamical measurements during the Pre-EUCREX campaign. - *Beitr. Phys. Atmos.*, 1996, No 69, pp. 128 - 146.

111. Rodi AR and Spyers-Duran PA. Analysis of time response of airborne temperature sensors. - J. Appl. Meteorol., 1972, vol. 11, pp. 554 - 556.
112. Rosemount. Total temperature sensors. / Rosemount Engineering Company Tech. Bull. 5755, 1981, 28 p.
113. Sinkevich A.A., Lawson P. A. Survey of Temperature Measurements in Convective Clouds. - J. of App. Meteorol., 2005, vol. 44, pp. 1133–1145.
114. Steiner R., Rhyne R.N. Atmospheric turbulence and airplane response in convective-type clouds. – J. Aircraft, 1964, No 1, p.112 – 124.
115. Strunin M.A. Meteorological potential for contamination of arctic troposphere: Aircraft measuring system for atmospheric turbulence and methods for calculation it characteristics. Archive and database of atmospheric turbulence. - *Atmospheric Research*, 1997, vol. 44, pp. 17 - 35.
116. Strunin M.A. and Hiyama T. Response properties of atmospheric turbulence measurement instruments using Russian research aircraft. - Hydrol. Proc., 2004, No 18, pp. 3099 - 3117.
117. Stull R.B. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. - Dordrecht, Boston, London, Kluwer Academic Publishers, 1988, 666 p.
118. Telford J.W., Warner J. On the measurement from an aircraft of buoyancy and vertical air velocity in cloud. - J. Atmos. Sci., 1962, vol. 19, No 5, pp. 415-423.
119. Walker J.S. Fourier analysis and wavelet analysis. - Notices of Amer. Math. Soc., 1997, No 44 (6), pp. 658.
120. Warner J. Microstructure of cumulus clouds. Pt 3. Nature of updraft. - J. Atmos. Sci., 1970, vol. 27, No 4, pp. 682 – 688.
121. Warner J. Time variation of updraft and water content in small cumulus clouds. - J. Atmos. Sci., 1977, vol. 34, No 8, pp. 1306 – 1312.
122. Wolff M. and Bange J. Inverse method as an analyzing tool for airborne measurements. - Meteorol. Z., N.F., 2000, vol. 9, pp. 361 - 376.