Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники

УДК 621.396.96: 537.874

На правах рукописи

КИСЕЛЕВ Олег Николаевич

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ТРОПОСФЕРЫ НА ТОЧНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЯ УГЛОВ И ДАЛЬНОСТЬ ДЕЙСТВИЯ ПАССИВНЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СИСТЕМ

01.04.03 – радиофизика

Диссертация на соискание ученой степени
доктора технических наук

Томск – 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 6
1 НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ КОЭФФИЦИЕНТА ПРЕЛОМЛЕНИЯ ТРОПОСФЕРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ТОЧНОСТЬ И ДАЛЬНОСТЬ ДЕЙСТВИЯ РАДИОПЕЛЕНГАТОРОВ ПАССИВНЫХ СИСТЕМ РТР 21
1.1 Флуктуации полей метеорологических величин и коэффициента преломления 21
1.1.1 Масштабы флуктуаций метеорологических величин и коэффициента преломления тропосферы 21
1.1.2 Природа мезомасштабных неоднородностей тропосферы 27
1.1.3 Особенности формирования мезомасштабных слоистых неоднородностей 32
1.1.4 Некоторые результаты экспериментального изучения характеристик атмосферных мезомасштабных неоднородностей 37
1.2 Точность измерения азимутальных углов при наличии мезомасштабных флуктуаций коэффициента преломления тропосферы 41
1.3 Дальность действия тропосферных радиосистем при наличии мезомасштабных флуктуаций коэффициента преломления 51
Выводы 59
2 ХАРАКТЕРИСТИКИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ФЛУКТУАЦИЙ КОЭФФИЦИЕНТА ПРЕЛОМЛЕНИЯ ТРОПОСФЕРЫ 60
2.1 Мезомасштабные неоднородности коэффициента преломления приземного слоя над поверхностью суши 60
2.1.1 Зависимость статистических характеристик неоднородностей коэффициента преломления от характеристик подстилающей поверхности и метеорологических условий 60
2.1.2 Оценка статистических характеристик мезомасштабных неоднородностей коэффициента преломления 65
2.1.3 Экспериментальная оценка зависимости статистических характеристик пространственных мезомасштабных неоднородностей коэффициента преломления в приземном слое атмосферы от характеристик подстилающей поверхности и метеорологических условий 73
2.2 Крупномасштабные неоднородности коэффициента преломления в толще тропосферы над морской поверхностью….. 78

2.2.1 Метод оценки характеристик тропосферных неоднородностей 78
2.2.2 Пространственные неоднородности индекса коэффициента преломления над открытой частью океана 80
2.3 Слоистые неоднородности 88
2.3.1 Слоистые неоднородности над открытой частью океана по данным аэрологических измерений 88
2.3.2 Наклонные слоистые неоднородности 93
Выводы 95
3 КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ФЛУКТУАЦИИ ПАРАМЕТРОВ РАДИОСИГНАЛОВ 97
3.1 Флуктуации параметров сигнала над сушей в зоне прямой видимости и дифракции (поверхностная волна) 97
3.1.1 Флуктуации азимутальных углов прихода 97
3.1.2 Медленные флуктуации фазы и амплитуды 104
3.1.3 Структурная функция медленных вариаций разности фаз на выходе горизонтально разнесенных антенн 111
3.2 Медленные флуктуации углов прихода при тропосферном распространении 113
Выводы 123
4 ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ФЛУКТУАЦИЙ ПАРАМЕТРОВ СИГНАЛОВ НА СУХОПУТНЫХ И МОРСКИХ ТРАССАХ 124
4.1 Исследования на сухопутных трассах Западной Сибири 124
4.2 Исследования на трассах Каспийского моря 128
4.3 Исследования уровня сигнала на загоризонтных трассах Тихого океана 133
Выводы 138
5 КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ФЛУКТУАЦИИ ФАЗОВОГО ФРОНТА И АЗИМУТАЛЬНЫХ УГЛОВ ПРИХОДА 139
5.1 Флуктуации фазового фронта на сухопутных трассах протяженностью до 100 км 139
5.1.1 Статистические характеристики флуктуаций фазового фронта и азимутальных углов прихода 139
5.1.2 Статистические характеристики медленных флуктуаций разности фаз 151

5.2 Характеристики фазового фронта и углов прихода на трассах протяженностью до 500 км 153
5.2.1 Характеристики фазового фронта и флуктуаций углов прихода на сухопутных трассах протяженностью от 80 до 200 км 153
5.2.2 Флуктуационные ошибки измерения азимутальных углов прихода на наклонных трассах Каспийского моря длиной до 500 км 157
5.2.3 Флуктуационные ошибки измерения азимутальных углов прихода на горизонтальных трассах Тихого океана длиной до 500 км 159
5.2.4 Сравнение экспериментальных данных о флуктуациях углов прихода на трассах тропосферного распространения с модельными оценками 162
5.3 Гипотеза о наличии квазизеркальных отражений от поверхностей пространственных мезомасштабных неоднородностей, объясняющая эффекты ДТР, механизм появления которых ранее не был известен 171
Выводы 178
6 УРОВЕНЬ СИГНАЛА НА МОРСКИХ ТРАССАХ ТРОПОСФЕРНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ 179
6.1 Зависимость среднего уровня сигнала от дальности 179
6.2 Зависимость среднего уровня сигналов от длины волны 184
6.3 Мезомасштабные флуктуации уровня сигнала за радиогоризонтом 186
6.4 Механизмы загоризонтного распространения, определяющие появление повышенных уровней сигналов над морями Тихого океана 190
Выводы 198
7 СВЯЗЬ СРЕДНЕЧАСОВЫХ УРОВНЕЙ СИГНАЛА С ПАРАМЕТРАМИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ТРОПОСФЕРЫ 199
7.1 Модели связи уровня сигнала с метеопараметрами 199
7.2 Оценка минимального интервала усреднения при прогнозе уровня сигнала 203
7.3 Выбор радиометеорологических параметров 205
7.4 Расчёт коэффициентов уравнения для прогноза среднечасовых значений уровня сигнала и их проверка 210
Выводы 221

8 ТОЧНОСТЬ И ДАЛЬНОСТЬ ДЕЙСТВИЯ РАДИОТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ МЕСТООПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИ НАЛИЧИИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ТРОПОСФЕРЫ 222
8.1 Ошибки угломерных систем местоопределения 222
8.2 Использование топографических карт для расчёта ошибок пеленгования, возникающих за счёт горизонтальной рефракции 232
8.3 Прогноз множителя ослабления и дальности действия радиосистем в зоне дальнего тропосферного распространения 238
8.3.1 Априорный прогноз множителя ослабления в зоне ДТР 238
8.3.2 Оперативный прогноз множителя ослабления в зоне ДТР 242
8.3.3 Оперативный прогноз дальности действия РТС ..... …244
8.3.4 Система прогнозирования дальности действия средств РТР 249
8.4 Комплексирование подсистем прогноза на малых и больших дальностях 251
Выводы 254
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 256
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 261
ПРИЛОЖЕНИЕ А. АКТЫ ПРЕДПРИЯТИЙ О ВНЕДРЕНИИ ВЫПОЛНЕННЫХ НИР 287
ПРИЛОЖЕНИЕ Б. АКТ О ВНЕДРЕНИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ДИССЕРТАЦИОННОЙ РАБОТЫ В УЧЕБНЫЙ ПРОЦЕСС 291
ПРИЛОЖЕНИЕ В. СВИДЕТЕЛЬСТВА О ГОСУДАРСТВЕННОЙ РЕГИСТРАЦИИ ПРОГРАММ ДЛЯ ЭВМ 392

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Эффективность работы радиосистем местоопределения с высокой инструментальной точностью зависит не только от совершенства аппаратуры, но и от состояния канала распространения радиоволн [1]. Поэтому при их проектировании приходится решать задачи уменьшения влияния ошибок измерений, возникающих из-за наличия атмосферных возмущений [2, 3]. И хотя по этой тематике за многие годы исследований были получены важные результаты, позволяющие существенно уменьшить ошибки радиолокационных измерений, возникающие из-за наличия пространственно-временных флуктуаций среды распространения радиоволн, проблема минимизации негативного влияния атмосферы на характеристики принимаемых сигналов ещё далека от полного решения.

В атмосфере одновременно существуют неоднородности самых разных размеров – от миллиметров до тысяч километров, и с временными периодами колебаний от сотых долей секунды до годовых [4, 5]. Это вынуждает решать проблему по частям, разделяя её на несколько самостоятельных задач, для каждой из которых создаётся отдельная атмосферная модель, описывающая характерные свойства неоднородностей в пределах какой-то одной градации масштабов.

Для самых крупных (синоптических) возмущений созданы детерминированные модели и методики коррекции результатов радиоизмерений [6, 7], которые учитывают средние характеристики атмосферных процессов. Для уменьшения негативного влияния быстрых случайных флуктуаций метеовеличин с пространственными размерами десятки-сотни метров разработаны методы компенсации, основанные на теориях турбулентных движений в атмосфере [8].

Но промежуточные атмосферные явления и процессы с масштабами от единиц до сотен километров, временем существования от минут до нескольких часов, которые определяются как мезомасштабные (местные, локальные; в радиофизических исследованиях – крупномасштабные) [9, 10], до сих пор плохо изучены с точки зрения их влияния на работу радиосистем, хотя порождают эффекты случайной рефракции, влияющей на все типы устройств, чувствительных к флуктуациям углов прихода, фазовым набегам, допплеровскому сдвигу, временной задержке [11]. Мезомасштабные

возмущения постоянно присутствуют и в свободной атмосфере, и в её приземном слое [12], но наши знания об их характеристиках довольно ограничены [13, 16]. Однако известно, что большая нестабильность тропосферных сигналов, особенно за радиогоризонтом, связана именно с изменчивостью таких неоднородностей [14]. Отсутствие данных о структуре поля коэффициента преломления, необходимых для численной оценки случайной рефракции, порождает проблемы расчёта погрешностей радиосистем, хотя, как утверждается [11], именно эти погрешности определяют их предельные точностные возможности. Авторы работы убеждены, что научно-технический прогресс радиофизических, астрономических, геодезических и других пространственных измерений возможен только путем исключения или минимизации влияния случайной рефракции, что ведет к необходимости разработки методов оценки радиофизических характеристик неоднородностей, порождающих такие эффекты, и решения задач учёта ошибок, связанных с их существованием. Отсюда очевидна актуальность выявления разных видов мезомасштабных неоднородностей, создания их радиометеорологических моделей и разработки мер по учёту влияния на работу радиосистем.

Степень научной проработанности темы

Целенаправленное изучение мезомасштабных процессов в атмосфере началось с середины прошлого века, когда появились технические возможности регистрации возмущений с горизонтальными масштабами единицы-десятки километров, которые слишком велики, чтобы наблюдатель мог их фиксировать в одной точке, но слишком малы, чтобы их можно было определить по измерениям на синоптической сети станций. [17]. До некоторого времени при разработке теоретических атмосферных моделей мезомасштабной составляющей пренебрегали [15] из-за недооценки важности этих явлений. Однако вскоре пришло понимание ошибочности такого взгляда, ситуация изменилась и были разработаны модели, основанные на объединении результатов экспериментальных и теоретических исследований [18], ориентированные на создание пригодных для практических нужд систем мезомасштабного прогноза. В настоящее время в оперативную практику Росгидромета внедрена система мезомасштабного прогноза погоды COSMO-RU с горизонтальным разрешением 7 км. Система находится в стадии тестовых испытаний [19], постоянно совершенствуется, обеспечивая потребителей информацией о метеорологической обстановке через 3 ч 50 мин после

измерений [20], что позволяет оценить особенности погодных условий на ограниченных участках территорий, включая опасные атмосферные явления, закономерности загрязнения воздуха, а также получать другие данные, необходимые для решения многих задач хозяйственной и научной деятельности. Одной из таких задач является оперативный учёт и прогноз характеристик среды распространения волн для обеспечения требуемой точности измерения пространственных координат радиотехническими средствами [21].

В этом направлении за последних два десятилетия важные результаты, необходимые для оценки влияния мезомасштабных неоднородностей (ММН) на эффективность действия радиосистем, работающих в диапазоне УКВ, получили сотрудники Казанского государственного университета (Тептин Г.М., Хуторова О.Г., Корчагин Г.Е., Журавлев А.А., Зинин Д.П. и др.). Были экспериментально исследованы мезомасштабные вариации коэффициента преломления и оценены их характерные размеры и временные периоды. Наличие мезомасштабных возмущений зарегистрировано на всех высотных уровнях тропосферы. Установлено, что вклад мезомасштабных вариаций в дисперсию индекса преломления может превышать амплитуду суточного хода в несколько раз, хотя их средний вклад в общую изменчивость не превышает 20%. Получены оценки их влияния на рефракцию сантиметровых радиоволн для различных углов места [22]. Показано, что ошибки, вносимые мезомасштабными процессами в фазовые флуктуации, примерно на порядок превышают значения, полученные без их учета. На основе численной метеорологической модели [23, 24] была создана модель мезомасштабной пространственно-временной изменчивости атмосферных параметров, включающая коэффициент преломления радиоволн, проверенная результатами натурных измерений [25]. Исследования подтвердили необходимость учета мезомасштабных вариаций коэффициента преломления при определении пространственных координат на космических трассах. Модельные оценки дисперсии ошибок, вносимых мезомасштабными возмущениями в угол рефракции и дальность, примерно на порядок превысили значения, полученные без учета их влияния, особенно при зондировании под малыми углами места.

Сейчас при изучении распространения радиоволн стоит задача разработки радиофизических моделей мезомасштабных неоднородностей, так как именно их

отсутствие приводит к тому, что «эффекты влияния на радиоволны крупномасштабных неоднородностей, размеры которых больше внешнего масштаба (турбулентности), анализировать затруднительно» [16]. Вполне очевидно, что выход из существующей ситуации только один – развитие исследований по мезомасштабной тематике. Пока же изучение таких процессов в радиофизике ограничивается в основном регистрацией и анализом медленных флуктуаций параметров радиосигналов.

О существовании «небольших облакообразных неоднородностей воздуха», определяющих вариации уровня сигналов радиолиний, писал ещё Б.А. Введенский (1944), который, исследуя устойчивость приёма ультракоротких радиоволн, указал, что такие тропосферные образования могут служить причиной изменчивости поля УКВ. В дальнейшем выполнено много работ по регистрации и измерению характеристик медленных вариаций параметров сигнала, природу которых авторы (Акулиничев Ю.П., Введенский Б.А., Колосов М.А., Ровкин М.Е. Тургенев И.С., Шарыгин Г.С., Шур А.А., Троицкий В.Н., Boithias L., Deam A.P., Fannin B.M., Herbstreit J.W., Janes H.B., Kirkpatric A.W., Rider G.C., Schilder M., Stark J.W., Thompson M.C. и др. отечественные и зарубежные учёные) объясняют наличием на трассе распространения крупномасштабных неоднородностей атмосферы. Этим термином обозначалось всё многообразие мезомасштабных неоднородностей, которые как объекты радиофизических исследований только начинают изучать.

В 50–60-е годы прошлого века было выявлено (Engelman A., Colin L., Barton D.K., Gossard E.E.) наличие угловых ошибок радиолокационных измерений из-за неконтролируемой случайной рефракции, связанной с крупномасштабными атмосферными неоднородностями, и показана необходимость учета таких ошибок при расчёте точности местоопределения источников радиоизлучений (Eklund F., Hamaker J.P., Стоцкий А.А., Шарыгин Г.С., Дудко Б.П.). Однако способы учёта не указывались. По оценке Куштина В.И., существующие методы позволяют устранить только 40–50% ошибок из-за влияния тропосферы. Отсутствие достаточно точных и оперативных способов учёта всей совокупности атмосферных возмущений не позволяет использовать имеющиеся возможности радиоаппаратуры и препятствует её дальнейшему совершенствованию.

Для описания мезомасштабных неоднородностей пока не установлено каких-то общих закономерностей и моделей. В разных условиях существуют разные механизмы

формирования и заметное различие свойств: они могут проявлять себя и как чисто случайные, и как детерминированные явления, существенно зависят от погоды, времени года, климата, рельефа местности. Несмотря на эти трудности, разработка моделей ведётся. Например, для геодезии уже созданы модели, учитывающие горизонтальную изменчивость профиля коэффициента преломления в зависимости от типа подстилающей поверхности (Вшивкова О.В., Юношев Л.С.).

Наличие атмосферных возмущений выше пограничного слоя объясняет существование электромагнитных полей УКВ за радиогоризонтом. Имеется много работ отечественных и зарубежных учёных, где предполагается или описывается влияние неоднородностей на характеристики загоризонтных сигналов УКВ (Введенский Б.А., Калинин А.И., Колосов М.А., Троицкий В.Н., Шабельников А.В., Шарыгин Г.С., Шифрин Я.С., Шур А.А., Bean B.R., Castel F., Crowford A.B., Friis H.T., Gossard E.E., Lane J.A., Misme P., Voge J. и др.). Однако полученные результаты экспериментальных исследований изменчивости параметров радиосигналов, которые авторы обычно связывают с наличием в атмосфере горизонтальных слоистых неоднородностей, носят описательный, иллюстративный характер, не подкреплены объективными сведениями о пространственной структуре метеорологических полей и явно не пригодны для создания методик учёта их влияния на работу радиосистем.

Обзор и анализ известных научных результатов по теме диссертационной работы показывает, что изучаемая проблема ещё не получила должного освещения в литературе и нуждается в дальнейшей разработке по ряду направлений:

— получение достоверных сведений о медленных и пространственно протяженных изменениях радиометеорологических полей, выходящих за пределы высокочастотной части спектра флуктуаций коэффициента преломления;

— создание моделей мезомасштабных тропосферных неоднородностей для разработки методов оценки их влияния на тропосферные радиолинии;

— изучение низкочастотных флуктуаций сигналов на протяжённых трассах для выявления факторов, определяющих характеристики сигналов;

— изучение связи характеристик медленных изменений параметров сигналов в разных климатических и географических условиях, особенно на трассах дальнего тропосферного распространения (ДТР), для которых нет надежных теорий распространения радиоволн, с численными характеристиками радиометеорологической обстановки на радиотрассах;

— создание методик прогноза численных характеристик сигналов на коротких интервалах времени, основанных на использовании результатов оперативных измерений параметров внешней среды.

Цель диссертационной работы

Разработка методов оценки погрешностей измерения угловых координат и дальности действия систем радиомониторинга, обусловленных наличием в атмосфере мезомасштабных неоднородностей коэффициента преломления.

Задачи проводимых исследований

— Исследование механизмов формирования мезомасштабных неоднородностей тропосферы и создание их физико-статистических моделей.

— Оценка влияния мезомасштабных неоднородностей коэффициента преломления тропосферы на работу радиотехнических систем (РТС) ультракоротких радиоволн на трассах разной протяжённости.

— Экспериментальное и теоретическое изучение крупномасштабных (во времени и в пространстве) флуктуаций сигналов УКВ при распространении в тропосфере.

— Систематизация экспериментальных данных, полученных в разных условиях, позволяющая выявить общие закономерности изменений параметров сигналов в зависимости от дальности, изменчивости метеоусловий и других параметров.

— Разработка методов диагноза и прогноза величины угловых азимутальных ошибок на основе использования априорных и оперативных метеоданных.

— Разработка методов диагноза и прогноза величины множителя ослабления по априорным и оперативным данным для оценки дальности действия загоризонтных пассивных радиосистем определения местоположения источников радиоизлучений.

— Разработка системы определения дальности действия станций пассивной радиоразведки на морских трассах акватории Тихого океана.

Научная новизна проведённых исследований

1. Впервые разработана физико-статистическая модель мезомасштабных неоднородностей коэффициента преломления, возникающих в приземном слое атмосферы над местностью с разнообразными элементами ландшафта (лес, болото, луг и т.п.), и предложен метод учёта влияния таких возмущений на распространение УКВ.

2. Впервые экспериментально исследован и теоретически обоснован механизм формирования крупномасштабных пространственно-временных флуктуаций фазового

фронта для случая распространения радиоволн над пересеченной местностью с разнообразными видами подстилающей поверхности.

3. На основе использования данных топографического описания местности впервые разработана методика построения карт прогноза медленных флуктуационных ошибок измерения азимутальных углов, возникающих на наземных пересечённых трассах распространения радиоволн при различных метеорологических условиях.

4. Предложена и проверена по данным натурных опытов численная модель формирования электромагнитного поля УКВ за радиогоризонтом, построенная на основе гипотезы о наличии в тропосфере объёмных мезомасштабных неоднородностей с квазиплоскими границами (слоями), произвольно наклонёнными к горизонту и отражающими радиоволны, которая позволила понять природу ранее не объяснённых эффектов при дальнем тропосферном распространении.

5. На основании многолетних радиометеорологических исследований, выполненных в акватории Тихого океана, получены статистически достоверные данные о пространственно-временной структуре электромагнитного поля УКВ на морских трассах и её изменчивости в зависимости от времени года и района океана.

6. Определена дистанционная зависимость медленных флуктуаций азимутальных углов прихода для трасс длиной от 20 до 500 км по данным натурных опытов в разных регионах РФ и акватории Тихого океана, подтверждённая модельными опытами.

7. Впервые предложена и экспериментально проверена на трассах ДТР в акватории Тихого океана многофакторная модель оценки величины множителя ослабления, основанная на применении отклонений от норм, позволяющая рассчитывать среднечасовые величины множителя. На базе этой модели, используя сведения об априорных средних значениях (нормах) уровня сигнала и метеопараметров в зависимости от времени года и района океана, созданы методики прогноза и диагноза дальности действия загоризонтных тропосферных РТС по данным метеорологических и аэрологических измерений.

Теоретическая значимость результатов

В диссертационной работе представлены новые результаты радиофизических и радиометеорологических исследований, теоретические разработки и методики, направленные на увеличение эффективности работы радиосистем местоопределения с высокой инструментальной точностью. Показана необходимость учёта ещё одного

класса атмосферных неоднородностей – мезомасштабных, наличие которых подтверждается результатами радиофизических и метеорологических измерений. Разработана физико-статистическая модель таких неоднородностей, основанная на учёте случайной структуры метеорологических свойств подстилающей поверхности и её параметров (тепловой поток, затраты тепла на испарение). Полученные результаты служат теоретической базой для создания методов оценки точности угловых измерений источников радиоизлучений (ИРИ) на наземных трассах с пересечённым рельефом.

Проверена гипотеза о механизме формирования структуры электромагнитного поля за радиогоризонтом при квазизеркальном отражении волн от случайно наклонённых тропосферных мезомасштабных слоёв. Правомерность гипотезы подтверждена модельными опытами, результаты которых полностью согласуются с натурными радиофизическими экспериментами, что позволяет говорить о возможности создания теории ДТР, обобщающей все имеющиеся знания об этом явлении.

Впервые для радиометеорологических исследований использован метод расчёта характеристик сигналов в отклонениях от среднего, что послужило теоретической базой для создания оперативной методики определения дальности максимального обнаружения ИРИ.

Практическая значимость результатов

1. Разработана методика расчета азимутальных ошибок радиосистем, обусловленных горизонтальной случайной рефракцией на сухопутных трассах наземной волны, основанная на использовании топографического описания местности и данных о профиле ветра, позволяющая создавать карты погрешностей пеленгования источников излучения.

2. Установлен вид дистанционной зависимости величины низкочастотных составляющих азимутальных ошибок, возникающих при распространении УКВ-сигналов в тропосфере на трассах протяжённостью до 500 км; показано, что на расстояниях более 100 км вклад крупномасштабных флуктуаций азимутальных углов прихода в общую ошибку измерений направления на источник радиоизлучений может быть преобладающим.

3. Разработана методика оценки среднемесячной величины множителя ослабления в зоне ДТР в виде суммы стандартной функции ослабления и районно-сезонных отклонений от неё, уменьшающая погрешность расчётов, связанную с

наличием годовых циклов радиометеорологических процессов, которая может служить основой для перспективного планирования работы радиоэлектронных средств в заданном регионе; картографические материалы методики представлены в Радиоклиматическом тропосферном атласе Тихого океана, созданном в качестве справочного пособия для анализа условий распространения радиоволн УКВ-диапазона в тропосфере над морской поверхностью.

4. Разработана методика диагноза среднечасовых значений множителя ослабления, основанная на применении многофакторного регрессионного уравнения в отклонениях от норм, дающего зависимость множителя от набора получаемых на корабле метеопараметров при использовании в качестве априорных данных (норм), включённых в Радиоклиматический тропосферный атлас Тихого океана.

5. Разработан и проверен по опытным данным программно-аппаратный макет системы прогноза и диагноза дальности действия пассивных тропосферных РТС местоопределения источников радиоизлучения на морской поверхности, в котором используются методики прогноза среднемесячной и среднечасовой величин множителя ослабления в зоне ДТР.

Разработанные методики предназначены для использования при проектировании пассивных тропосферных систем местоопределения и в процессе их эксплуатации; результаты исследований используются в учебном процессе.

Методы исследований и достоверность результатов

Работа основана на результатах многолетних экспериментальных исследований на сухопутных и морских трассах, подтверждающих полученные автором теоретические и модельные данные о характеристиках электромагнитного поля УКВ и их связях с метеопараметрами. Расчёты выполнены с применением статистических методов обработки, включая проверку их достоверности на основе оценки доверительных вероятностей и критериев согласия. В связи с наличием нестационарности исследуемых случайных процессов, наряду с корреляционными, применялись методы структурного анализа. Выдвинутые гипотезы о природе формирования пространственной и временной структуры электромагнитного поля на наземных и загоризонтных трассах распространения радиоволн обоснованы и подтверждены аналитическими, теоретическими и экспериментальными исследованиями автора, а также результатами работ других исследователей. Теоретическая модель мезомасштабных неоднородностей

индекса преломления, полученная при использовании методов математической физики, подтверждена экспериментально; гипотеза о наличии отражений от случайно наклонённых слоёв при ДТР подтверждена результатами имитационного моделирования и не противоречит данным, полученным при проведении натурных экспериментов.

Личный вклад автора

В диссертации приведены результаты многолетних исследований, выполненных самим автором, под его руководством или при непосредственным участии. Результаты опытов с указанием основных соисполнителей работ использованы в диссертации. Личный вклад автора состоит в постановке и обосновании идеи необходимости учёта влияния мезомасштабных неоднородностей атмосферы на точность радиоизмерений в тропосфере, в разработке теоретических положений и экспериментальных устройств для подтверждения этого тезиса. Под его руководством и при личном участии выполнена обработка результатов опытов, проверка соответствия данных теории и эксперимента. Автором лично разработана модель мезомасштабных неоднородностей, определяющих закономерности случайной рефракции радиоволн в приземном слое атмосферы, создана методика оценки ошибок измерения азимута на основе использования топографических карт. Обоснована и проверена гипотеза, объясняющая механизм возникновения медленных флуктуаций азимутальных углов прихода при ДТР за счёт квазизеркальных отражений от мезомасштабных атмосферных неоднородностей. Автор предложил применить в радиометеорологических исследованиях известный в теории временных рядов способ обработки экспериментальных данных в отклонениях от норм вместо используемого ранее анализа абсолютных величин. Это позволило провести систематизацию результатов многолетних экспериментов на трассах ДТР, выполненных коллективом сотрудников НИИ РТС при непосредственном участии автора, и создать методику оперативной оценки среднечасовых величин множителя ослабления на морских трассах. Экспериментальная проверка этой методики выполнена под руководством и при непосредственном участии автора. Он сформулировал все выводы и научные положения настоящей работы.

Основные научные положения, выносимые на защиту

1. Для уменьшения ошибок радиоизмерений, возникающих из-за наличия атмосферных возмущений, необходимо изучать явления и процессы с масштабами от единиц до сотен километров, временем существования от десятка минут до нескольких

часов, которые определяются как мезомасштабные и до сих пор плохо изучены с точки зрения их воздействия на работу измерительных радиосистем, хотя они порождают радиофизические эффекты, влияющие на все типы устройств, чувствительных к флуктуациям углов прихода, фазовым набегам, допплеровскому сдвигу, временной задержке.

2. На сухопутных трассах распространения радиоволн медленные пространственно-временные изменения характеристик принимаемых сигналов зависят от влияния мезомасштабных неоднородностей коэффициента преломления, формирующихся в приземном слое атмосферы из-за наличия на подстилающей поверхности локальных участков, различающихся по температуре и влажности. Радиофизические характеристики таких неоднородностей определяются физико-статистической моделью, параметры которой связаны с физическими свойствами земной поверхности и изменениями метеоусловий. Зафиксированный перепад текущих значений индекса преломления над отличающимися по свойствам участками в летний период в 2% случаев превышает 24 N-ед. при средней величине их среднеквадратического отклонения (СКО) 5,2 N-ед.

3. Основным механизмом формирования крупномасштабной азимутальной структуры фазового фронта при распространении ультракоротких волн на наземных трассах является случайная горизонтальная рефракция, обусловленная распространением радиоволн в среде с мезомасштабными неоднородностями приземного слоя атмосферы.

4. Существенным фактором формирования структуры крупномасштабных вариаций фазового фронта УКВ за радиогоризонтом является наличие в объёме рассеяния мезомасштабных неоднородностей со случайно наклонёнными к горизонту границами, отражающими радиоволны.

5. Методика, основанная на использовании данных, снятых с топографических карт, позволяет учесть влияние мезомасштабных неоднородностей приземного слоя атмосферы на величину погрешности измерения азимутальных углов на сухопутных трассах распространения ультракоротких волн и представить количественную оценку их влияния в виде карты поля ошибок.

6. Региональная методика оценки медианного значения множителя ослабления сигналов ДТР, принимаемых корабельными и береговыми радиосистемами,

реализованная в форме карт радиоклиматического тропосферного атласа, обеспечивает возможность перспективного планирования работы РТС в заданных районах акватории Тихого океана.

7. Радиометеорологическая методика оперативной оценки величины множителя ослабления на морских трассах дальнего тропосферного распространения, исключающая влияние годовых циклических изменений используемых параметров на основе учета их априорно известных среднемесячных значений и многофакторного регрессионного уравнения с экспериментально определенными коэффициентами регрессии, обеспечивает среднечасовой статистический прогноз ослабления УКВ-сигнала по оперативно измеряемым метеоданным со среднеквадратической ошибкой, лежащей в интервале от 7–11 до 4–5,5 дБ в зависимости от числа учитываемых метеопараметров.

Апробация результатов работы

Результаты исследований докладывались на всесоюзных, российских и международных конференциях. Всесоюзные, российские конференции по распространению радиоволн: Ашхабад, 1967 г.; Харьков, 1969 г.; Горький, 1981 г.; Алма-Ата, 1987 г.; Ульяновск, 1993 г.; Санкт-Петербург, 1996; Ростов-на-Дону – п. Лоо, 2008 г.; Йошкар-Ола, 2011 г. Всесоюзная конференция «Исследование и разработка прецизионных измерительных комплексов и систем с использованием радиоволновых и оптических каналов связи», Томск, 1981 г.; Всесоюзное совещание по радиометеорологии, Суздаль, 1986 г.; Всесоюзное совещание по приземному распространению радиоволн и электромагнитной совместимости, Улан-Удэ, 1990 г.; Российская научно-техническая конференция по дифракции и распространению радиоволн, Улан-Удэ, 1996 г.; Всероссийская научно-техническая конференция по проблемам создания перспективной авионики, Томск, 2003 г.

Международные научно-технические конференции: «Методы представления и обработки случайных сигналов и полей», Харьков, 1993 г.; Open Symposium «Climatic Parameters in Radiowave Propagation Prediction CLIMPARA’ 94», Moscow, 1994; PIERS-95, Seattle, WA, USA, 1995; Millennium Conference on Antennas & Propagation, Davos, Switzerland, 9–14 April 2000; Международная конференция по использованию результатов конверсии науки в вузах Сибири для международного сотрудничества

СИБКОНВЕРС-95, Томск, 1995 г.; 7-tn URSI Open Symposium, Ahmedabad, 1995; International Conference RADAR-97, Edinburg, UK, 1997.

Межведомственные и отраслевые конференции и совещания: по распространению ультракоротких радиоволн и электромагнитной совместимости, Улан-Удэ, 1983 г.; семинар «Радиометеорологические условия ДТР УКВ над поверхностью океана», НИСП «Океан», 1989 г.; научно-техническая конференция, Москва, 24–26 октября, 1989 г.; Крымская конференция «СВЧ-техника и спутниковый прием», Севастополь, 1993 г.; Крымская конференция «СВЧ-техника и спутниковый прием», Севастополь, 1994 г.; научно-техническая конференция «Теория и техника передачи, приема и обработки информации», Туапсе, 1995 г.; международная научно-техническая конференция «Радиолокация, навигация, связь», Воронеж, 2009: Региональная 17-я конференция по распространению радиоволн, Санкт-Петербург, 2011 г.

Результаты исследований изложены в монографиях: Киселев О.Н. Мезомасштабные неоднородности коэффициента преломления в тропосфере и их влияние на распространение радиоволн УКВ-диапазона. Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та систем упр. и радиоэлектроники, 2007. 199 с.; Акулиничев Ю.П., Аникин А.С., Госенченко С.Г. [и др.]; под общ. ред. проф., д-ра техн. наук Г.С. Шарыгина. Характеристики СВЧ-радиосигналов в системах радиолокации, навигации и связи. Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та систем упр. и радиоэлектроники, 2016. 114 с.; Коваленко Е.С., Киселев О.Н., Шарыгин Г.С. Основы научных исследований: учеб. пособие. Томск: Изд-во ТГУ, 1989. 192 с.

Материалы диссертационного исследования опубликованы в журналах «Изв. вузов. Радиофизика», «Изв. вузов. Радиоэлектроника», «Изв. вузов. Физика», «Известия РАН. Физика атмосферы и океана», «Электросвязь», «Радиотехника», «Радиотехника и электроника», «Успехи современной радиоэлектроники», «Доклады Томского государственного университета систем управления и радиоэлектроники», в сборниках тезисов и докладов.

Основные результаты работы изложены также в ряде отчетов по НИР, выполненных по решению Правительства.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, 8 глав, заключения и списка литературы (299 источников), содержит 293 страницы текста и таблиц, 137 иллюстраций, 7 страниц приложений.

В первой главе показано, что мезомасштабные неоднородности всегда присутствуют в атмосфере в виде разных метеорологических явлений и инструментально регистрируются в диапазоне пространственных масштабов от единиц до многих десятков километров. Они могут существенно увеличить ошибки угломеров с большой апертурой по отношению к ожидаемой величине, рассчитанной без учёта их влияния, а также неконтролируемо менять дальность действия измерительных радиосистем.

Глава 2 посвящена описанию результатов исследований крупномасштабных тропосферных неоднородностей и определению их параметров над сушей и в свободной атмосфере над открытым океаном. Приведены сведения о горизонтальных и наклонных отражающих радиоволны слоистых образованиях.

В главе 3 объясняется механизм медленных флуктуаций сигналов, возникающих при распространении УКВ над сушей из-за наличия случайной азимутальной рефракции. Теоретически исследована модель формирования поля УКВ за радиогоризонтом, основанная на гипотезе переизлучения радиоволн мезомасштабными слоями со случайным наклоном.

В главе 4 приведены краткие сведения об аппаратуре и условиях выполнения опытов на сухопутных и морских трассах протяжённостью до 700 км в период с 1964 по 1994 г. на юге Западной Сибири, на Каспийском море и в акватории Тихого океана (диапазон длин волн от 3 см до 3,4 м).

В пятой главе приведены экспериментальные данные о медленных вариациях фазового фронта на сухопутных трассах при приёме сигналов УКВ в горизонтальной плоскости, показана возможность их прогноза по топографическому описанию местности. Представлены результаты вычислительных экспериментов для загоризонтных трасс, которые полностью согласуются с результатами натурных опытов на трассах ДТР и объясняют их.

В шестой главе представлены систематизированные данные многолетних опытов по приёму сигнала УКВ за радиогоризонтом в акватории Тихого океана, обобщённые в Радиоклиматическом тропосферном атласе Тихого океана. Данные предназначены для создания методов прогноза и диагноза параметров радиосигналов на морских трассах тропосферного распространения УКВ.

В главе 7 описана процедура получения оценок среднечасовых значений уровня сигнала на трассах ДТР. Это достигается путём исключения циклических составляющих изменений уровня сигнала и метеопараметров и использования уравнений множественной регрессии для отклонений радио- и метеовеличин относительно их месячных норм. Применение этой методики уменьшает погрешности оценок в 2,5–3 раза по сравнению с оценкой без прогноза.

В главе 8 оценивается вклад крупномасштабных флуктуаций углов прихода в общую ошибку определения азимутальных углов на тропосферных трассах. Предложена методика картографирования таких ошибок на наземных сухопутных трассах протяженностью до 100 км. Методика оценки множителя ослабления на загоризонтных морских трассах в виде суммы стандартной функции ослабления (нормы) и отклонений от неё представлена в виде карт Радиометеорологического тропосферного атласа Тихого океана.

1 НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ КОЭФФИЦИЕНТА ПРЕЛОМЛЕНИЯ ТРОПОСФЕРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ТОЧНОСТЬ И ДАЛЬНОСТЬ ДЕЙСТВИЯ РАДИОПЕЛЕНГАТОРОВ ПАССИВНЫХ СИСТЕМ РТР

1.1 Флуктуации полей метеорологических величин и коэффициента преломления

1.1.1 Масштабы флуктуаций метеорологических величин и коэффициента преломления тропосферы

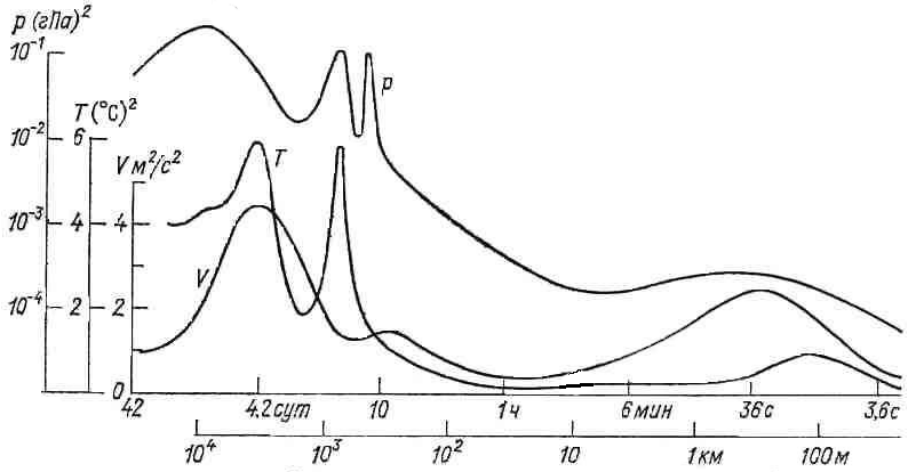
Характерным свойством земной атмосферы является её временная изменчивость, связанная с непрерывным движением воздушных образований разных размеров и свойств со случайно меняющимися во времени характеристиками. В каждой точке пространства метеорологические величины (МВ) различны. Являясь случайными функциями времени, они одновременно являются и случайными функциями координат. Для описания пространственных флуктуаций используют термин «неоднородность», понимая под этим ограниченный объём воздуха с примерно одинаковым внутри значением МВ, отличающимся от окружающей среды (например, воздушная масса, циклон, турбулентный вихрь).

Количественное описание всех колебаний даёт спектр флуктуаций, показывающий структуру исследуемого процесса и колебания, которые содержатся в нём. На рисунке 1.1, заимствованном из [15], представлены спектры трёх метеорологических величин, характеризующих их изменчивость в интервале периодов от секунд до сорока суток. Нижняя, пространственная, шкала приближённо соответствует временной при условии справедливости гипотезы «замороженной турбулентности» для средней скорости ветра 10 м/с.

Представленные на рисунке спектры флуктуаций МВ включают три основных диапазона масштабов их временных колебаний, которые определяют закономерности флуктуаций радиосигналов при распространении в тропосфере: турбулентные (или микрометеорологические), мезометеорологические и синоптические (макромасштабные или макротурбулентные).

Синоптические образования обычно рассматриваются как детерминированные составляющие метеорологического процесса или поля. Высокочастотная (турбулентная) составляющая считается квазистационарным случайным процессом. К настоящему времени накоплен большой объём сведений о радиофизических свойствах этих двух

типов неоднородностей, который позволил создать методики оценки их влияния на характеристики радиосигналов.



V – скорость ветра, p –давление, T – температура

Рисунок 1.1 – Спектры метеорологических величин

Временные и пространственные свойства промежуточных (мезомасштабных) структур даже в метеорологии изучены слабо, а в радиометеорологии при изучении распространения радиоволн их влияние только начинает учитываться. Исследования мезопроцессов затруднены существенной их зависимостью от погодных и местных условий (время года, климат, рельеф местности и т. д.) и в связи с этим сложностью оценки воздействия на распространение радиоволн [16]. Для их описания не установлено каких-то универсальных закономерностей. В разных ситуациях действуют разные механизмы формирования таких неоднородностей, что обусловливает заметное различие их свойств. Поэтому они могут представлять собой и как чисто случайные, и как детерминированные явления.

Согласно данным работы [4], мезометеорологические колебания занимают интервал от минут до многих часов с наличием минимума, соответствующего периоду τ порядка 20 мин и пространственному масштабу порядка 10 км. Классификация количественно определяет пространственные и временные масштабы процессов и явлений в интересующих нас интервалах следующим образом: микромасштабы (от 2 см до километра) со временем существования от долей секунды до нескольких минут; мезомасштабы (2–2000 км) – от десятков минут до нескольких суток; макромасштабы (2000–10000 км и больше) – от суток до нескольких недель и более [10]. Иные границы масштабов определены в [9, 26], а именно: микромасштаб имеет

временные границы менее одного часа, пространственные – менее 20 км; мезомасштаб имеет временные границы от 1 до 48 ч, пространственные – от 20 до 500 км; макромасштаб имеет временные границы, начиная от 48 ч, пространственные – от 500 км. Типичный пространственный масштаб для синоптических неоднородностей метеовеличин в умеренных широтах по разным данным [27, 28] составляет от 1000 до 3000 км. Экспериментальные оценки этого параметра дают результаты, согласующиеся с приведёнными оценками, что демонстрируется на рисунке 1.2, где представлены усреднённые корреляционные функции температуры (T) и давления (p) на уровне моря [29, 30]; обе функции получены для зимнего времени.

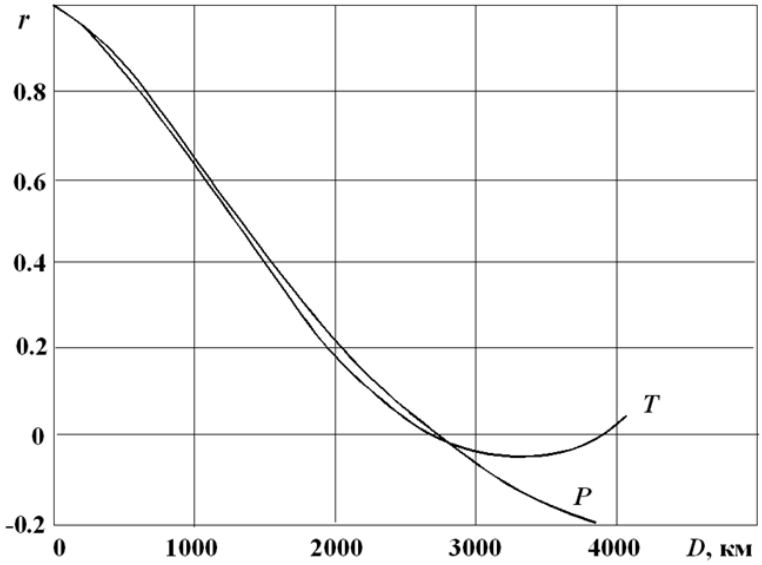


Рисунок 1.2 – Корреляционные функции синоптических неоднородностей давления и температуры

В нашей работе границы масштабов мезонеоднородностей примем на основе учёта протяжённости трасс и в соответствии с данными приведённых классификаций. Действительно, если дальность действия тропосферных РТС доходит до величины порядка 500 км, то масштабы в несколько сот километров логично принять как максимальный пространственный размер мезонеоднородностей; их минимальный размер логично определить размером первой зоны Френеля. Соответствующие временные масштабы получим из соотношения $\tau = L/U$, где U – средняя скорость переноса неоднородностей с пространственным масштабом L, которая по разным источникам [4, 7] может быть принята равной 3–10 м/с.

В радиофизике термин «крупномасштабный» определён соотношением $L \gg \sqrt{\lambda D}$ [31], откуда следует, что в зависимости от длины волны (λ) и длины трассы (D) радиофизические крупномасштабные неоднородности – это и мезомасштабы, и макромасштабы по метеорологической классификации. Эту особенность терминологии будем учитывать в дальнейшем, используя термин «крупномасштабные» для обозначения неоднородностей мезо- и макромасштабов.

В зависимости от соотношения длины трассы D и размеров неоднородностей l_0 механизм влияния крупномасштабных неоднородностей на распространение радиоволн различается. Для трасс, где D больше l_0, они проявляют себя как случайные структуры. Но при условии, что D меньше l_0, та же неоднородность будет существовать на трассе как область постоянного вдоль всей трассы градиента. Наличие таких градиентов коэффициента преломления было зарегистрировано по результатам разностно-фазовых измерений на трассе длиной 6 км [32]. При приёме в нескольких точках, расстояние между которыми менялось (в направлении, перпендикулярном направлению распространения), зафиксирован постоянно увеличивающийся сдвиг фазы при последовательно увеличивающемся разносе антенн. Этот сдвиг был пересчитан в величину среднего значения разности коэффициента преломления Δn на расстояниях, равных разносам d приёмных антенн. Полученные результаты приведены на рисунке 1.3. Из рисунка видно, что Δn линейно возрастает с увеличением d. Отношение $\Delta n/d$ не зависит заметным образом от расстояния d и определяет величину градиента коэффициента преломления внутри неоднородности.

Обычно, рассматривая проблемы распространения радиоволн, под флуктуациями подразумевают только быстро меняющиеся случайные отклонения от среднего значения на коротком интервале времени. Но по определению в [33] флуктуации – это любые «случайные отклонения наблюдаемых значений физических величин от их средних значений»; в дальнейшем термин «флуктуации» будем использовать именно в таком смысле, уточняя, где это необходимо, о каких именно масштабах флуктуаций идёт речь.

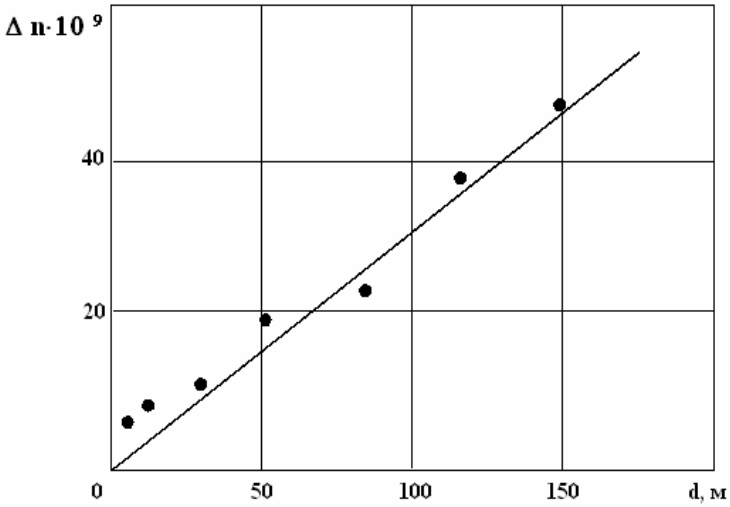


Рисунок 1.3 – Разность коэффициента преломления в точках, разнесённых на расстояние d , внутри синоптической неоднородности

Понятие быстрых замираний (флуктуаций) используется, как правило, радиофизиками, когда речь идёт о случайных процессах, вызванных рассеянием мелкомасштабными (микромасштабными) неоднородностями коэффициента преломления [34]. Медленные флуктуации характеризуются или как изменения средних за несколько минут значений внутри часовых интервалов, или как изменения среднечасовых значений в пределах суток, месяца и сезона. Следовательно, такие флуктуации включают в себя как мезо-, так и макроколебания. Но мезо- и макронеоднородности по-разному определяют механизмы формирования поля за радиогоризонтом, что и обусловливает необходимость их раздельного анализа. Поэтому в дальнейшем будем называть медленные замирания с периодами от доли часа до нескольких суток мезомасштабными флуктуациями, а многосуточные, сезонные и внутригодовые флуктуации отнесём к макромасштабным процессам.

Пространственные масштабы сезонных и годовых флуктуаций определяются размером областей, совпадающих с климатическими зонами, и традиционно привязываются к изменению индекса преломления N_S у поверхности земли; возмущения этого типа имеют масштабы от тысячи километров и рассматриваются как макронеоднородности.

Наконец, следует отметить различия в данных о спектрах флуктуаций метеовеличин и спектрах индекса преломления N. На рисунке 1.4 представлен спектр флуктуаций индекса преломления [5], высокочастотный участок которого получен по

измерениям за пятидневный период флуктуаций фазы СВЧ-сигнала, переведённых в флуктуации индекса преломления, а низкочастотный участок (начиная от значения 1 цикл за сутки вплоть до годовых и более длительных изменений) получен по результатам стандартных измерений метеовеличин, проводимых в течение 8 лет, с пересчётом их в индекс преломления.

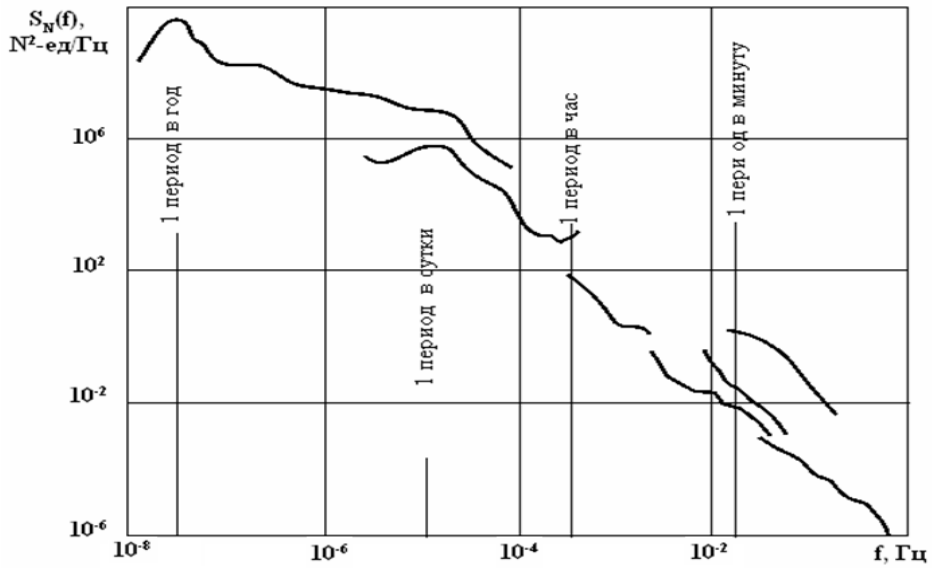


Рисунок 1.4 – Спектр флуктуаций индекса преломления

Можно видеть, что в приведённом спектре индекса преломления отсутствует мезомасштабный минимум, хорошо выраженный на рисунке 1.1, наличие которого используется как обоснование определяющей роли мелкомасштабных процессов во влиянии на флуктуации радиосигнала. Если бы спектр на рисунке 1.1 отражал адекватно пространственные характеристики неоднородностей на трассах распространения радиоволн, то и в радиофизическом эксперименте [5] можно было бы ожидать присутствие мезоминимума, так как метеовеличины (температура T, давление p, влажность e) определяют величину N в соответствии с известным соотношением:

$$N = \frac{77,6}{T}\left(p + \frac{4810e}{T} \right). \qquad (1.1)$$

Различие двух спектров объясняется, на наш взгляд, разными методами изучения флуктуационных свойств атмосферы. Спектр индекса преломления получен по данным пространственного измерения, так что интегральная величина флуктуаций фазы вдоль наклонной линии трассы протяжённостью до 30 км даёт оценку изменений с учётом особенностей его распределения в пространстве. Характеристики же метеовеличин (см.

рисунок 1.1) изучались по данным измерений в одной точке, что, естественно, исключало учёт пространственного разнообразия неоднородностей воздуха.

Имеется ряд других исследований, посвящённых изучению структуры поля индекса преломления. В работе [35] приводятся образцы спектров флуктуаций показателя преломления и температуры, полученных по самолётным (то есть пространственным) данным. В представленных образцах этих спектров, характеризующих неоднородности атмосферы в области частот, где согласно [36] должен наблюдаться мезоминимум, он отсутствует. Используя результаты измерений фазовых флуктуаций, представленные в работах [37, 38], Татарский [35] указал на монотонный рост интенсивности пространственных флуктуаций индекса преломления, начиная от мелкомасштабных и вплоть до крупномасштабных неоднородностей с характерным размером 10 км и даже более.

Таким образом, по результатам работ разных авторов видно, что в пространственной структуре поля индекса преломления тропосферы отсутствует мезоминимум, наличие которого зафиксировано при точечных временных измерениях метеовеличин. Интенсивность неоднородностей увеличивается по мере роста их размеров, следовательно, необходимо провести специальные исследования для оценки характеристик мезонеоднородностей поля коэффициента преломления и учёта их влияния на характеристики сигналов тропосферных радиосистем.

1.1.2 Природа мезомасштабных неоднородностей тропосферы

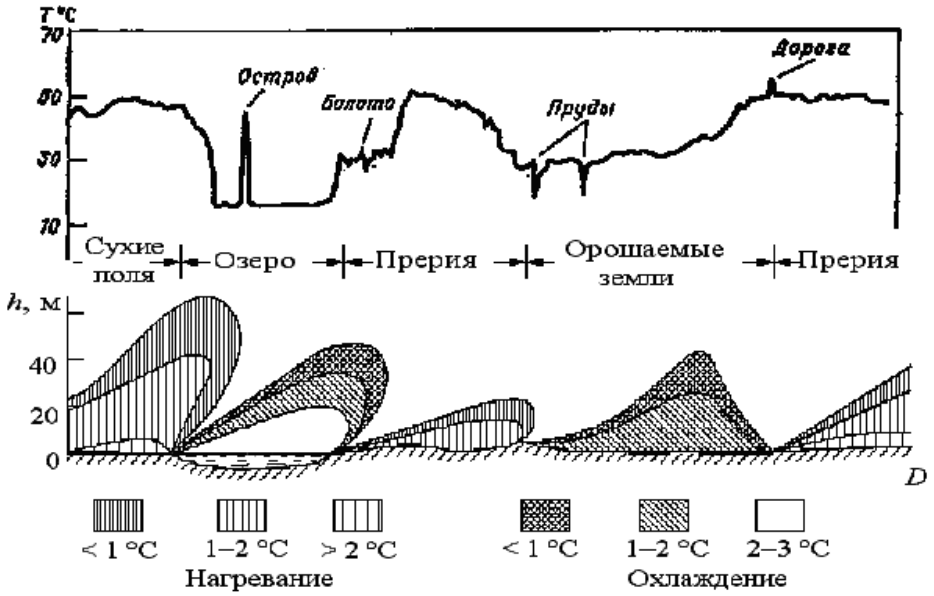
Существуют два основных механизма формирования мезонеоднородностей в тропосфере [12]. Один из них связан со структурой и эволюцией синоптических возмущений. Горизонтальные размеры циклонов колеблются между сотнями и тысячами километров, поэтому в своей высокочастотной части они сами относятся к категории мезомасштабных структур. Циклоны не являются однородными образованиями, но в своих разных частях (секторах) характеризуются заметно отличающимися величинами давления, температуры, влажности [39]. Являясь гидродинамически неустойчивыми, синоптические образования распадаются на более мелкие части, которые также оказываются неустойчивыми и порождают движения ещё меньших масштабов и т. д. Возникает каскадный процесс передачи энергии по спектру

от больших масштабов к малым и тем самым заполняется мезометеорологическая область спектра. По мнению ряда авторов (см., например, [36]), мезонеоднородности такой природы являются чисто случайными объектами, а их вклад в спектр флуктуаций незначителен, так как, помимо участия в каскадном процессе передачи энергии по спектру, все движения синоптических масштабов непосредственно, минуя какие-либо промежуточные масштабы, непрерывно генерируют микротурбулентность, передавая ей большую часть своей энергии. Другие исследователи ([12] и др.) указывают, что в процессе эволюции синоптических образований возникают самостоятельные, хорошо регистрируемые мезомасштабные структуры, длительно сохраняющие свои свойства в пространстве и во времени, что позволяет считать их детерминированными объектами.

Иной механизм образования мезомасштабных атмосферных флуктуаций связан с наличием в приземных полях метеорологических величин локальных возмущений местного характера [40, 41], возникающих из-за механической и термической неоднородности подстилающей поверхности. Для наземных трасс существенным является наличие неоднородностей в виде элементов ландшафтов (поле, лес, болото) с различием увлажнённости и других теплофизических характеристик почвы. Поглощённое солнечное тепло нагревает прилегающие к поверхности слои воздуха и тем самым определяет их температурный режим [42]. Появляются аномалии температуры и влажности приземного слоя воздуха, которые формируют мезомасштабные неоднородности коэффициента преломления.

Мезомасштабные неоднородности над поверхностью суши мало изучены. Статистические данные о них отсутствуют; имеются единичные исследования структуры температурного поля над различными подстилающими поверхностями [43, 44] как на малых, так и на бóльших высотах [45], когда были зарегистрированы величины горизонтальных градиентов, достигающие значений 0,59 град/100 м. Местные неоднородности зафиксировал автор работы [46], указывая на существование в нижнем слое атмосферы термических потоков размером в несколько километров. Результат изучения механизма формирования таких неоднородностей представлен на рисунке 1.5 [47]. Количество тепла, переносимого вверх от поверхности земли, неодинаково для участков с большей и меньшей температурой. Вследствие этого в приземном слое за счёт переноса формируются зоны более холодного и более тёплого воздуха.

Одновременно с вертикальным движением частиц воздуха происходит их перемещение по горизонтали, которое сопровождается перемешиванием и уменьшением интенсивности неоднородностей. На некоторой высоте аномалии поля температур, порожденные пятнами подстилающей поверхности, исчезают. Толщина слоя неоднородностей зависит от профиля ветра, и тем больше, чем меньше с высотой скорость ветра; одновременно с этим увеличиваются и перепады температур над участками с различными видами постилающей поверхности. Будучи «привязанными» к конкретному участку земной поверхности, такие неоднородности могут считаться детерминированными (в пространстве). Но так как они возникают и исчезают под влиянием случайных факторов, определяемых внешними метеоусловиями, изменяющимися во времени, их свойства целесообразно описывать статистическими методами.



Вверху – температура земной поверхности; внизу – поле температуры, состоящее из ряда относительно тёплых и холодных «факелов»

Рисунок 1.5 – Формирование неоднородностей тропосферы над земной поверхностью

Горизонтальная структура таких местных неоднородностей поля температур, изученная до высоты 1000 м, обсуждается в [48]. На рисунке 1.6, взятом из этой работы, представлены результаты измерений на некоторой высоте над поверхностью земли (конкретная высота не указана), выполненных в середине летнего дня с помощью чувствительных термометров в плоскости постоянного давления при полётах над участком земли размерами 15×20 км. Отчётливо проявляется локальность

неоднородностей поля температуры, градиенты которой в отдельных местах достигают один градус на километр.

Приведённые результаты подтверждают факт наличия таких неоднородностей, дают представление об их интенсивности, но не позволяют получить их статистические характеристики. Решение задачи расчёта этих характеристик над местностью с разными свойствами участков поверхности в разных метеорологических условиях требует специальной проработки.

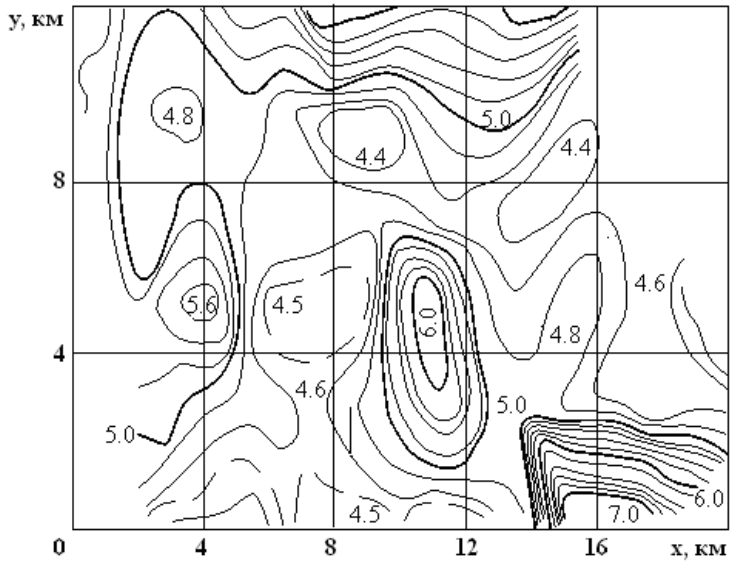


Рисунок 1.6 – Горизонтальные изотермы в слое атмосферы над поверхностью земли

Локальные зоны с различающимися МВ формируются и над морской поверхностью. Неоднородности в горизонтальной плоскости зарегистрированы авторами работы [49], и на основании произведённого самолётного зондирования были построены специальные карты с линиями равных значений коэффициента преломления.

Обнаруженные горизонтальные градиенты коэффициента преломления достигали в отдельных случаях величины одной единицы N на километр. Такие неоднородности возникают благодаря местным особенностям циркуляции воздуха в отдельных районах [50]. Подобные же разрезы приведены и в работе [51], но здесь отмечены более значительные горизонтальные градиенты, достигающие величины 15–19 N-ед. на километр, которые связаны с хорошо известными бризовыми явлениями, когда различие температуры земли и воды определяют существование местной циркуляции вблизи границы море–суша. В области бризовой циркуляции возникают заметные

неоднородности полей метеовеличин и, значит, индекса преломления с размерами десятки километров по горизонтали и сотни метров по вертикали [52].

Над открытыми участками морей и океанов формирование пространственных тропосферных мезоструктур определяется наличием холодных и тёплых локальных участков водной поверхности, которые обусловливают возникновение конвективных движений с масштабами до сотен километров. Наличие таких неоднородностей выявлено, например, при экспериментальных исследованиях над акваторией Охотского моря [53].

Теоретически и экспериментально установлено наличие конвективных ячеек в горизонтальном слое жидкости, нагреваемой снизу. Формирование ячейковой конвекции в атмосфере относится именно к этому классу явлений, но она развивается, как правило, на фоне нестационарных крупномасштабных атмосферных движений. Поэтому определяемые в теоретических моделях схемы течений в конвективных ячейках в реальной атмосфере «размываются», становятся зависящими от времени и многомодальными. Близкая к полигональной структура мезомасштабных конвективных потоков может существовать лишь при слабых ветрах и небольших сдвигах скорости в нижнем слое атмосферы. Важным, однако, является обстоятельство, надёжно подтверждаемое наблюдениями, что атмосферный поток не является полностью хаотическим; в нём практически всегда выделяются квазикогерентные структуры, соответствующие возмущениям определённых горизонтальных масштабов [12]. Модель мезомасштабных структур такого типа (рисунок 1.7) рассматривается в работе [15].

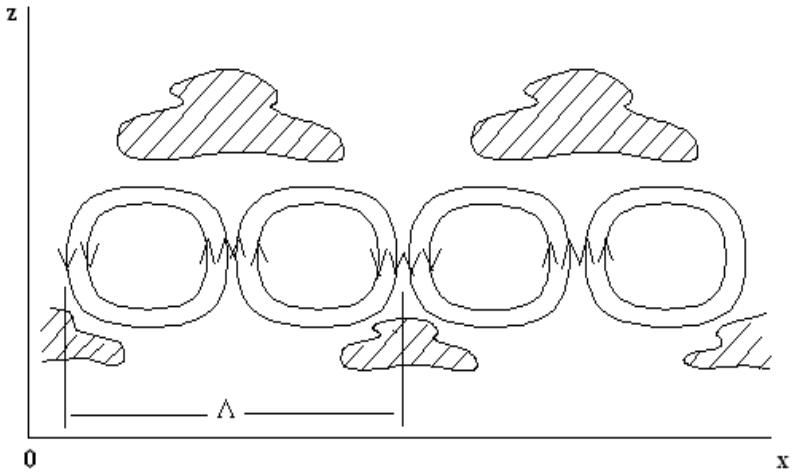


Рисунок 1.7 – Схема системы мезомасштабных конвективных ячеек

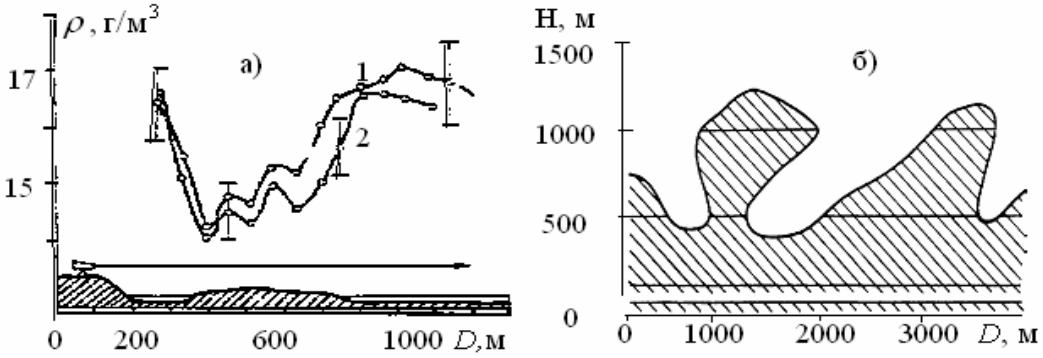
В идеализированном случае эти образования представляют собой ячейки циркуляции, подобные тем, которые определены как ячейки Бенара [52]. Они характеризуются наличием по горизонтали квазипериодических пульсаций всех метеовеличин, в том числе давления, скорости ветра, температуры, влажности. Величина этих перепадов зависит как от синоптических условий, так и от характеристик подстилающей поверхности. Если над сушей характерные размеры мезомасштабных образований составляют 3–10 км, то над океанами мезоструктуры существенно больше (до 200 км и более) и часто характеризуются наличием регулярных форм облачных зон [54]. Вероятнее всего, именно этот вид неоднородностей обсуждается в работе [55], где наличие восходящих и нисходящих вертикальных движений рассматривается как причина возникновения мезомасштабных циклонических и антициклонических ячеек.

Во всех случаях формирования мезоструктур этот процесс сопровождается возникновением слоистых или объемных неоднородностей в виде облачных систем или в виде образований, хоть и не регистрируемых визуально, но всегда существующих за счёт выноса более теплого и влажного воздуха из объёмов, прилегающих к поверхности, в область более высоких слоёв тропосферы. Кроме того, наличие нисходящих движений воздуха как обязательных элементов циркуляции также приводит к формированию слоистых неоднородностей в виде инверсий температуры и влажности и в результате аналогичные структуры формируются в поле индекса преломления.

1.1.3 Особенности формирования мезомасштабных слоистых неоднородностей

Когда обсуждаются проблемы, связанные с отражением радиоволн от слоистых неоднородностей, слой обычно рассматривается как атмосферное образование с отличием коэффициента преломления в некотором интервале высот (метры – сотни метров) от его регулярного (среднего) хода и имеющее горизонтальные размеры много больше вертикальных [50, 56, 57]. В такой трактовке слои являются разновидностью мезомасштабных неоднородностей с очень сильно выраженной анизотропией.

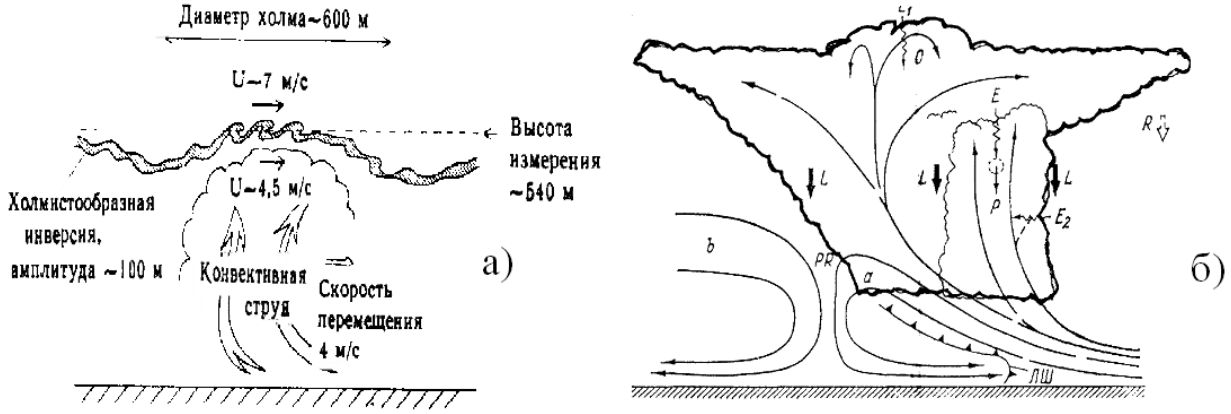
Реально атмосфера весьма неоднородна в горизонтальном направлении (рисунок 1.8), что приводит к формированию в ней наклонных отражающих поверхностей [58, 59]. В общем случае отражающие поверхности тропосферных неоднородностей наклонены относительно земли под различными углами и с произвольной пространственной ориентацией наклонов.



а) – горизонтальные профили влажности над неоднородной поверхностью (два измерения); б) – чередование турбулизированных и квазиламинарных зон атмосферы над поверхностью земли

Рисунок 1.8 – Формирование наклонных отражающих поверхностей в пограничном слое

В приземном слое в пределах всего пятна неоднородности подстилающей поверхности перенос вначале происходит достаточно равномерно через мелкомасштабный турбулентный обмен [59, 60]. С увеличением высоты мелкие вихри объединяются во всё более крупные [54, 61], формируя в конечном итоге объёмные образования (рисунок 1.9), размеры которых вблизи уровня конденсации сравнимы с облаками [60].



а) – холмистообразная инверсия;
б) – кучево-дождевое облако и связанные с ним воздушные токи

Рисунок 1.9 – Формирование наклонных отражающих поверхностей на высотах образования инверсий и облаков

Под влиянием ветра восходящие потоки наклоняются, изгибаются и в результате создают в пространстве объёмные структуры с наклонными граничными зонами. Наличие восходящих потоков неизбежно приводит к формированию потоков

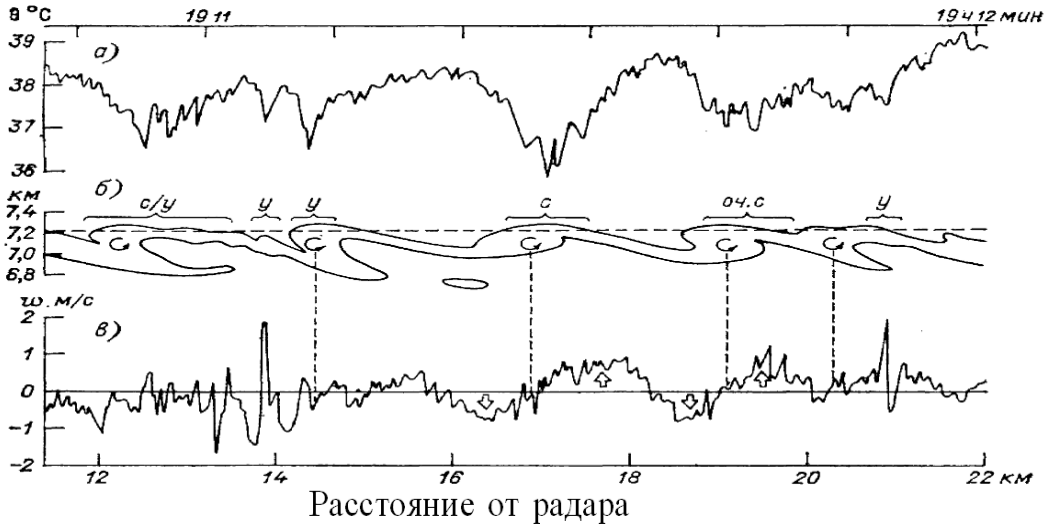
нисходящих. Таким образом, в пространстве между верхним уровнем пограничного слоя и слоем облачности существует, при условии наличия конвекции, система вертикально ориентированных неоднородностей, в которой возможно формирование наклонных отражающих поверхностей в плоскости раздела тёплого–холодного, влажного–сухого воздуха. В окрестностях этих поверхностей перепады метеовеличин определяют наличие градиентов в единицы–десятки N-ед., что и создаёт условия для отражения радиоволн.

Потоки тепла и влаги формируют облака, каждое из которых с точки зрения отражения и рассеяния радиоволн является неоднородностью со статистически шероховатыми отражающими границами. Согласно [56] при определённых типах облачности их можно рассматривать как сферические слои с двумя отражающими границами (верхней и нижней). Однако в других случаях облако представляет собой мезомасштабное объёмное образование с хорошо выраженными боковыми гранями (см. рисунок 1.9,б). Хотя амплитуда неровностей на граничных поверхностях облаков составляет величину порядка ста и более метров, при касательном падении лучей на эту поверхность она может оказаться интенсивно отражающей [56]. Вследствие большого перепада коэффициента преломления на границах облака с окружающей средой (40 N-ед. и более), что создаёт градиенты на наиболее крутых склонах до 1–3 N-ед./м, облачная неоднородность представляет собой один из видов интенсивных неоднородностей диэлектрической структуры тропосферы. Многогранность конфигурации облака создаёт возможность отражения энергии от него в различных направлениях относительно плоскости горизонта и плоскости большого круга.

В большинстве случаев облако существует не как отдельное образование, а в составе облачной системы, в пределах которой формируются волновые структуры тропосферных неоднородностей [54, 60]. Наблюдаемые в атмосфере волнистообразные облака образуются в основном при условии, когда существуют один над другим два горизонтальных потока, температура и скорость которых различаются. В таком случае на поверхности раздела потоков могут возникнуть возмущения, называемые волнами Кельвина – Гельмгольца. Теоретические и экспериментальные исследования показывают, что при толщине конвективного слоя 1–3 км в атмосфере существуют условия для возникновения периодических движений типа волн и конвективных ячеек. На рисунке 1.10 представлен пример такого явления, определяющего образование

наклонных облачных слоёв, зарегистрированных в процессе горизонтального зондирования атмосферы.

Формы существования волновых структур разнообразны и обусловлены вариациями основных физических параметров атмосферы. В зависимости от их сочетания волны в атмосфере могут существовать на разных уровнях; они зарегистрированы в интервале высот от десятков метров до десятков километров [59, 62, 63]. И теория, и эксперимент показывают, что волны Кельвина – Гельмгольца легко становятся неустойчивыми и превращаются в последовательность вихрей, из которых в дальнейшем могут формироваться пространственные ячейки [54]. Могут возникнуть мезомасштабные системы с ячейковой циркуляцией, имеющие форму не вполне правильных шестиугольников, которые образуются на высоте 1,5–1,7 км; их толщина порядка 0,6 км при горизонтальных размерах ячеек 10–100 км.



а) – колебания температуры; б) – вертикальное сечение облаков и вихрей в них; в) – колебания вертикальной скорости

Рисунок 1.10 – Формирование наклонных отражающих поверхностей на высотах образования слоя волнообразных облаков (облачных ячеек). Результаты горизонтального зондирования вдоль линии полета

Правильные конвективные ячейки образуются при слабом ветре (теоретически при штиле); отдельные ячейки объединяются в облачную гряду. Длина волны в таких системах (ширина облачной гряды плюс безоблачное пространство) составляют 5–25 км над сушей и 6–50 км над океаном. Помимо визуально наблюдаемых облачных периодических структур, подобные образования существуют и при безоблачном небе, о чём свидетельствуют результаты радиолокационных измерений [61]. Их примерами

являются так называемые внутренние гравитационные волны [63], или иначе, волны плавучести [62]. В частности, именно этот тип тропосферных неоднородностей послужил основой для оценки влияния наклонных слоёв на характеристики принимаемых радиолокационных сигналов в работе [64], где показана возможность отражения радиоволн от наклонных поверхностей таких тропосферных структур (наклонных слоёв) и предложены формулы для оценки величины отклонений углов прихода в вертикальной и горизонтальной плоскостях.

Учитывая указанные особенности формирования мезомасштабных тропосферных неоднородностей, при анализе сигналов, отражённых слоями, следует иметь в виду, что отражающие поверхности могут быть как горизонтальными, так и наклонными. Вопрос о величине углов наклона и ориентации плоскости отражения по отношению к направлению распространения волны (линии трассы) требует специальной проработки.

Сведения о мезомасштабных метеорологических явлениях, формирующих наклонные слои, создающие возможность квазизеркального переизлучения энергии радиоволн, систематизированы в таблице 1.1.

Таблица 1.1 – Метеоявления, способствующие формированию наклонных слоистых неоднородностей

Явление	Характеристика
Неупорядоченные (пульсационные) вертикальные потоки: термики и струи внутри и в окрестностях облака [60]	$L_{\text{гор}}$ – десятки, до сотен метров; $\overline{L_{\text{гор}}}$ = 1,2–1,5 км. Перепад температур ΔT: обычно 0,2–0,5 °С; зафиксировано 5,1 °С
Конвективные вертикальные потоки, определяемые локальными неоднородностями подстилающей поверхности [60, 63]	$L_{\text{гор}}$ – до десятков километров; редко более 25 км; ΔT = (1–2) °С /км; на отдельных участках 0,5–0,6 °С /100 м
Ячейковые структуры, близкие к периодическим [15], в пограничном слое	$L_{\text{гор}}$ = 2–3 км; T = 15–20 мин и более; A_T до 2 °С; высота возмущений до 100 м
Индивидуальное облако с нижней границей на высоте 0,3–3 км [56]	$L_{\text{гор}}$ от единиц до десятков километров; ΔN до 40 N-ед. и более; градиент на границе склона 1–3 N-ед/м
Ячейковая облачная структура на высоте 1,5–1,7 км [12, 60]	Δh = 0,6 км; единичная ячейка 1–6 км; зона наличия ячеек 10–100 км
Облачные периодические гряды на высоте 2–3 км [12, 60]	$L_{\text{период}}$ = 5–25 км (суша), 6–50 км (море)
Волны инверсионные [62, 63, 64], внутренние гравитационные волны	$L_{\text{период}}$ = 0,3–3 км ΔT = 1–2 °С $T_{\text{период}}$ = минуты–часы

Явление	Характеристика
Фронты атмосферные [39, 52]	$L_{\text{гор}}$ – единицы–десятки километров
Инверсии с разной высотой нижней и верхней границ [65]	$L_{\text{гор}}$ – единицы–десятки километров
Примечание: $L_{\text{гор}}$ – размер явлений по горизонтали; ΔT – перепад температур; A_T – амплитуда изменений температуры в ячейковых структурах; ΔN – перепад N на границах облака; Δh – толщина слоя облачных ячеек; $L_{\text{период}}$ – пространственный период атмосферных волн; $T_{\text{период}}$ – временной период атмосферных волн	

1.1.4 Некоторые результаты экспериментального изучения характеристик атмосферных мезомасштабных неоднородностей

Атмосферные возмущения с пространственно-временными масштабами, составляющими километры-часы, как перечисленные выше, так и иные многочисленные их разновидности, образуют совокупность метеорологических явлений, которые определяются как мезомасштабные неоднородности. Ниже представлено несколько способов их экспериментального изучения и краткие результаты таких исследований.

Опыты по выявлению пространственно-временной изменчивости индекса преломления у поверхности земли на сухопутных трассах были выполнены в 1975–1977 гг. с помощью стандартных метеорологических измерений температуры, влажности и давления, пересчитанных затем в индекс преломления [66]. Мезомасштабные неоднородности в приземном слое атмосферы выявлялись и изучались по отклонениям от среднего значения по пространству в разнесенных точках и на этой основе оценивались их статистические характеристики над подстилающей поверхностью с разнообразными физико-метеорологическими свойствами. Статистика мезомасштабных флуктуаций получена по данным измерительных пунктов, разнесенных на расстояния от 7 до 44 км, в летние месяцы, когда локальные особенности метеоусловий над участками с разными ландшафтами выражены наиболее заметно. Получено, что среднее отклонение единичных отсчетов N_S от пространственной средней доходит до 8 N-ед. Максимальные отклонения достигали значений 29 N-ед. О наличии таких «пятен», состоящих из ряда теплых или холодных «факелов», сообщалось ранее (см. рисунок 1.5). Корреляционный анализ данных одного из летних сезонов позволил построить пространственную корреляционную функцию (ПКФ) и выявить характерный масштаб неоднородностей, который в условиях данного

эксперимента был определён величиной порядка 10 км (рисунок 1.11). Согласно [67] полученная корреляционная функция свидетельствует также о наличии в структуре изучаемых неоднородностей возмущений с большими размерами, которые выходят за пределы размеров полигона.

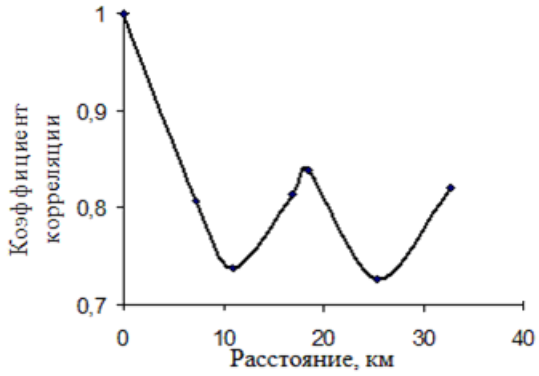


Рисунок 1.11 – Пространственная корреляционная функция мезонеоднородностей индекса преломления приземного слоя атмосферы

Более подробные результаты исследований приземного слоя атмосферы приведены в работах [68, 69].

В свободной атмосфере изучение мезомасштабных неоднородностей выполнено по данным аэрологических исследований [71], полученным в акватории Восточно-Китайского моря при экспериментах по изучению трансформации воздушных масс над океаном (АМТЭКС). Для оценки размеров и интенсивности мезомасштабных неоднородностей в свободной атмосфере использовался структурный анализ [72], для применения которого были рассчитаны пространственные структурные функции. Эти функции анализировались как линейная комбинация трёх атмосферных возмущений. Макромасштабная синоптическая составляющая как самая крупная содержит внутри два вида мезомасштабных неоднородностей – квазигармоничные ячейки и их мезомасштабные конвективные комплексы. Размеры выявленных первичных ячеек, величина которых определялась расстояниями между измерительными пунктами, для разных условий были от 140 до 180 км; вторичные неоднородности – мезомасштабные конвективные комплексы – имели размеры от 290 до 370 км. Более подробные результаты исследований атмосферы над океаном приведены в [73].

С помощью самолётов, оборудованных метеоприборами, изучение мезомасштабной структуры атмосферы выполнено в период проведения в

Атлантическом океане международной экспедиции по подпрограмме АТЭП. Как видно на рисунке 1.12, было выявлено наличие более мелких по масштабам неоднородностей в виде конвективных образований.

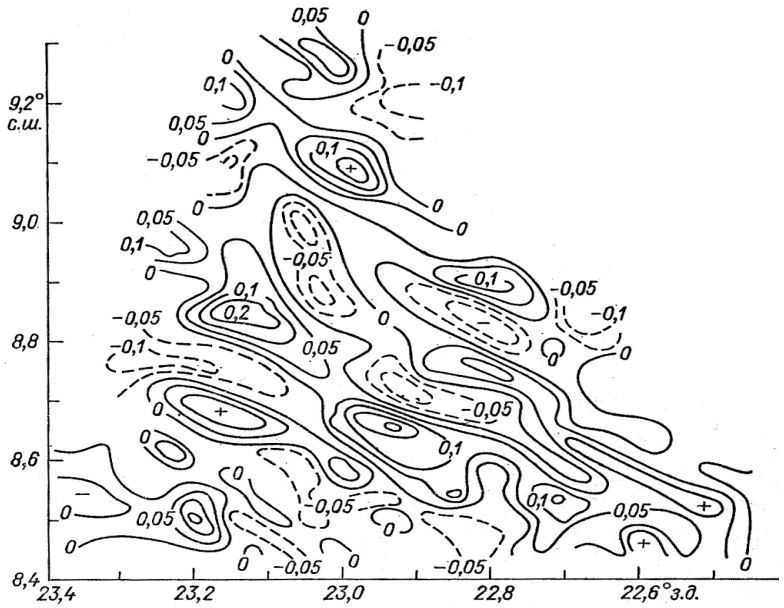


Рисунок 1.12 – Пространственное распределение вертикального компонента скорости ветра (м/с) в горизонтальной плоскости

Они изучались на высоте 150 м с использованием четырёх самолётов-метеолабораторий, при этом измерялись локальные возмущения вертикальных и горизонтальных компонентов скорости ветра, температуры и влажности [15]. На полигоне размером 100х100 км было зарегистрировано наличие квазипериодической мезомасштабной структуры полей облачности, влажности, температуры и скорости ветра с характерными размерами 10–20 км и 3–4 км. Пространственное распределение вертикального компонента скорости ветра (м/с) в горизонтальной плоскости характеризовалось чётко выраженными зонами восходящих и нисходящих движений. Аналогичные результаты получены для полей температуры и влажности.

Описанные выше традиционные методы изучения атмосферных мезомасштабных неоднородностей сопряжены с большими материальными и временными затратами. К настоящему времени сформировались новые перспективные методы регистрации и изучения атмосферных мезомасштабных неоднородностей, использующие информацию с искусственных спутников Земли и дистанционное зондирование атмосферы с учётом закономерностей прохождения волн через ее слои.

Метеорологические спутники дают возможность проследить за развитием атмосферных процессов и проанализировать особенности погодных условий, такие как

развитие конвекции, кучево-дождевой облачности, оценить отдельные характеристики поля ветра, осадков и подстилающей поверхности, в том числе в районах, где густота наземной метеорологической сети недостаточна [12].

Разработаны также методы регистрации ММН, базирующиеся на использовании дистанционного зондирования атмосферы с помощью спутниковых навигационных систем [74] по радиоизмерениям сетью наземных пространственно разнесенных высокоточных приемников сигналов, излучаемых навигационными спутниками GPS – ГЛОНАСС. Их основные преимущества – доступность, компактность, цена; стоимость таких комплексов ниже, чем сети автоматизированных станций, а временное и пространственное разрешение получаемых полей метеопараметров в перспективе гораздо выше. Так, для решения задач мониторинга атмосферных неоднородностей в Казанском университете построена сеть приемников [75], разнесённых на расстояния от 1 до 35 км, которая позволяет оценивать структуру тропосферы в области мезомасштабных процессов. Результаты этих исследований структурных функций и их аппроксимации степенной функцией $D_n = ar^b$ вблизи поверхности Земли (*а*) и на высоте 1400 м (*б*) можно видеть на рисунке 1.13 [76].

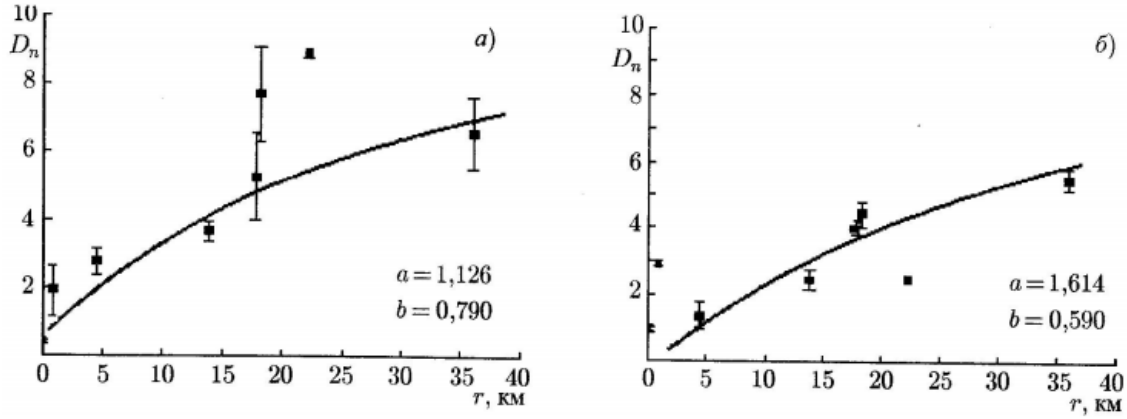


Рисунок 1.13 – Структурные функции индекса преломления по измерениям сети приёмных пунктов сигналов спутниковых навигационных систем в интервале масштабов 0,85–35 км

В настоящее время, помимо представленных выше локальных данных о структуре тропосферных мезомасштабных неоднородностей, получены экспериментальные результаты зондирования атмосферы спутниковыми сигналами, позволившие оценить глобальные распределения дисперсий мезомасштабных вариаций коэффициента преломления в тропосфере и стратосфере. Выявлены зоны максимумов и минимумов таких неоднородностей в зависимости от широты места, высоты над землёй и сезона [77, 78].

1.2 Точность измерения азимутальных углов при наличии мезомасштабных флуктуаций коэффициента преломления тропосферы

Направление на источник излучения измерительная РТС определяет по нормали к фазовому фронту электромагнитной волны. Поэтому проблема точности местоопределения естественным образом связана с проблемой изучения характеристик фазового фронта в месте приема.

Для однородной среды на дальности, намного превышающей размер анализируемого измерителем участка фазового фронта, последний считается плоским. Угол α между плоскостью фронта и перпендикуляром к линии разнесения приемных антенн связан с измеряемой разностью фаз $\varphi_{1,2}=(\varphi_2-\varphi_1)$ в конечных точках 1 и 2 разноса (базы) соотношением [32]

$$\sin\alpha=\frac{\lambda}{2\pi d}\varphi_{1,2}, \tag{1.2}$$

где d – величина разноса приемных антенн.

Считаем, что источник излучения расположен в направлении перпендикуляра к середине базы. В таком случае для идеальной системы без погрешностей измеряемая разность фаз $\varphi_{1,2}$ будет нулевой, как и расчетное значение угла α, определяющего направление на источник излучения. В реальной ситуации всегда будет присутствовать ошибка измерения угла, которую определим величиной $\Delta\alpha$ и которая для фиксированной базы в соответствии с формулой (1.2) будет полностью определяться величиной погрешности измерения разности фаз $\Delta\varphi$. Учитывая малость $\Delta\alpha$, для упрощения дальнейших выводов в соотношении (1.2) производится замена $\sin\Delta\alpha$ на его аргумент:

$$\Delta\alpha=\frac{\lambda}{2\pi d}\Delta\varphi. \tag{1.3}$$

Погрешность разностно-фазового метода измерения направления на источник излучения определяется точностью измерения разности фаз и в соответствии с (1.3) тем меньше, чем больше база. Так как поле индекса преломления $N(x,y,z,t)$ неоднородно в пространстве и во времени, фазовый фронт не является плоским и его случайные искажения реализуются в флуктуациях измеряемой разности фаз $\Delta\varphi$. Следовательно, погрешность измерений угла α определяется не только аппаратурной погрешностью

системы, размером базы d, но и величиной пространственных флуктуаций фазового фронта. Величина дисперсии флуктуаций измеряемого угла, определяющего направление на источник излучения, связана с флуктуациями измеряемой разности фаз $\Delta\varphi$ соотношением

$$\sigma_{\Delta\alpha}^2 = \overline{(\varphi_2 - \varphi_1)^2}\left(\frac{\lambda}{2\pi d}\right)^2 = D_\varphi(d)\left(\frac{\lambda}{2\pi d}\right)^2, \qquad (1.4)$$

где $D_\varphi(d) = \overline{\Delta\varphi^2} = \overline{(\varphi_2 - \varphi_1)^2}$ – структурная функция фазы [31], которая и определяет ошибку измерения азимутальных углов.

Из предположения о статистической однородности случайных возмущений среды распространения и, дополнительно к этому, мелкомасштабности их пространственной и временной изменчивости следует, что увеличение базы и временное усреднение являются эффективными способами уменьшения ошибок измерения углов. Такие выводы подтверждает факт «насыщения» структурной функции фазы при некоторых величинах разносов и возможность уменьшения влияния флуктуаций по мере усреднения накопленных данных.

Именно эта точка зрения преобладала среди разработчиков угломерных систем в начальный период исследований влияния среды распространения на точность измерений. В работах [79–82] описаны результаты исследований разности фаз на трассах прямой видимости протяженностью от 16 до 32 км над пересеченной местностью в сантиметровом диапазоне волн (3,2 см и 10 см). На рисунке 1.14 точками представлены среднеквадратические величины флуктуаций разности фаз $\sigma_{\Delta\varphi}$ в трехсантиметровом диапазоне на трассе длиной 21 км и предлагаемая авторами аппроксимирующая их зависимость [80] с указанной тенденцией к насыщению. Оценки сделаны по сеансам продолжительностью до 2–3 мин. Аналогичные результаты получены и в других условиях – на морской трассе протяженностью 33 км в 10-сантиметровом диапазоне волн [83]. Эти данные приведены на рисунке 1.15 для трех вариантов высоты h передающей антенны. Результаты, подтверждающие гипотезу об однородности среды распространения, выглядят достаточно убедительно, тем более что получены они при разносах до 100 м. Но очень важно отметить, что, судя по тексту статьи, оценки интенсивности флуктуаций были выполнены по образцам записи продолжительностью менее 5 мин. По результатам указанных и некоторых других исследований [82, 84] сделаны выводы о возможности существенного уменьшения

ошибок пеленгования простым увеличением базы d, как это должно бы следовать из соотношения (1.4). Для подтверждения такой точки зрения приводились результаты исследования временных спектров флуктуаций метеовеличин атмосферы (см. рисунок 1.1). На основании наличия минимума спектра в интервале периодов флуктуаций от нескольких часов до нескольких минут делался вывод, что такая особенность метеорологических атмосферных процессов должна обеспечивать достаточно надежное разделение как быстрых и медленных флуктуаций метеовеличин, так и подобных флуктуаций параметров радиосигнала.

Однако при количественных оценках меры повышения точности измерения углов за счёт увеличения базы [85] выяснилось, что этот способ приводит лишь к частичному успеху. В таблице 1.2 приводятся сравнительные данные о величинах ошибок в зависимости от размера базы, теоретически рассчитанных в предположении о насыщении структурной функции фазы и полученных при экспериментальных измерениях азимутального угла. Выяснилось, что даже при значительном увеличении базы не происходит пропорциональное уменьшение величины ошибок $\sigma_{\Delta\alpha}$, как это должно быть при насыщении структурной функции фазы согласно выражению (1.4).

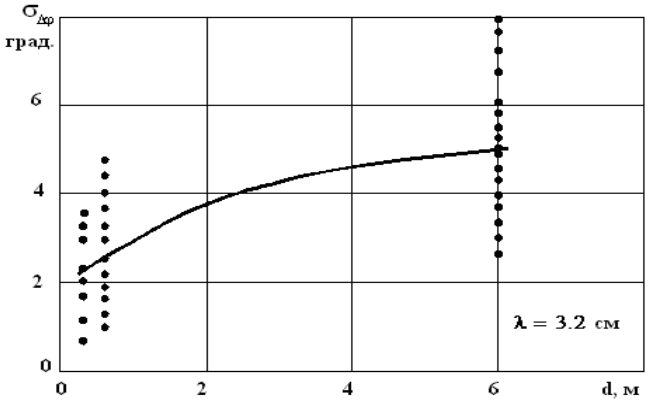


Рисунок 1.14 – Зависимость СКО разности фаз от расстояния между антеннами

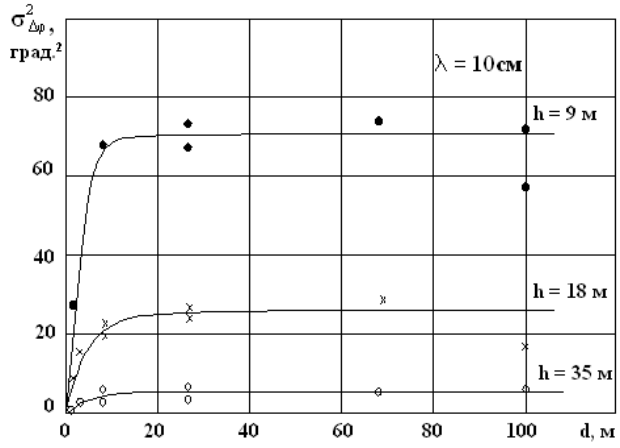


Рисунок 1.15 – Структурная функция разности фаз для разных высот передатчика

Таблица 1.2 – Сравнение расчетных и экспериментальных величин азимутальных ошибок при разных значениях разноса по пространству

Размер базы d, м	20	100	1000
$\sigma_{\Delta\alpha}$, расчет, мрад	0,03	0,006	0,0006
$\sigma_{\Delta\alpha}$, эксперимент, мрад	0,03	0,018	0,0045

Аналогично обстоит дело и с временным усреднением. В ряде работ [86 и др.] исследована эффективность процедур использования временного усреднения результатов измерений электрической длины радиотрассы (которая прямо связана с фазой сигнала). Если обозначить через D_0 и D истинную и измеренную электрическую длину трассы соответственно, то их взаимосвязь будет определяться величиной коэффициента преломления среды n: $D = nD_0$. Коэффициент преломления может быть представлен в виде суммы средней и флуктуационной (в пространстве и во времени) составляющих: $n(x,t) = \overline{n} + \Delta n(x,t)$. Тогда измеряемая величина D может быть представлена как сумма истинной длины трассы D_0, систематической поправки $\Delta D_{\text{С}}$ (обусловленной отличием в среднем коэффициента преломления от единицы) и флуктуационной $\Delta D_{\text{ФЛ}}$ со средним нулевым значением:

$$D = D_0 + \Delta D_{\text{С}} + \Delta D_{\text{ФЛ}} \quad \text{или} \quad D_0 = D - \Delta D_{\text{С}} - \Delta D_{\text{ФЛ}}. \tag{1.5}$$

Если коэффициент n равен истинному среднему значению вдоль трассы распространения радиоволны, то с учётом корректировки согласно соотношению (1.5) истинная и измеренная величины электрической длины трассы совпадут; в противном случае будет иметь место ошибка измерения дальности ΔD. В эксперименте изучались два варианта усреднения показателя преломления на трассе: только временное усреднение и параллельное усреднение по пространству и во времени. В таблице 1.3 представлены результаты [86] оценки среднеквадратической ошибки $\sigma_{\Delta D}$ в расчете длины трассы по измерениям её электрической длины при разных способах пространственно-временного усреднения систематической и флуктуационной составляющих. Можно видеть, что даже при длительном временном усреднении ошибка $\sigma_{\Delta D}$ остается достаточно заметной; а при использовании пространственного усреднения уменьшение ошибки более существенно.

Таблица 1.3 – Сравнение экспериментальных величин электрической длины трассы при разных способах усреднения

Истинная длина трассы, км	$\sigma_{\Delta D}$, см	Способ усреднения
24,9	28,8	Усреднение D за 1 ч без учета поправки ΔD_C
24,9	23,2	Усреднение D за 1 ч с добавлением поправки ΔD_C (с усреднением n на концах трассы за 1 ч)
24,9	12	Усреднение D за 1 ч с добавлением поправки ΔD_C (с усреднением n в 5 точках трассы за 1 ч)
24,9	7,5	Усреднение D за 8 ч с добавлением поправки ΔD_C (с усреднением n в 5 точках трассы за 8 ч)

Очевидно, что модель, включающая в себя только мелкомасштабные неоднородности, далеко не полностью отражает реальные явления атмосферы. И действительно, имеется ряд работ, демонстрирующих, что искажения фазового фронта содержат крупномасштабные компоненты с увеличивающейся интенсивностью по мере роста пространственного разноса антенн и временных интервалов регистрации флуктуаций.

В таком случае должен изменяться и характер флуктуаций разности фаз по мере увеличения размера базы. Ясно, что различие в реакции систем на два типа искажений фазового фронта (мелко- и крупномасштабных) требует разного подхода к анализу их влияния на оценку погрешностей угловых измерений. Понятие «усреднение» теперь необходимо сопровождать количественным соотношением временных и пространственных масштабов разных типов флуктуаций; полезным представляется и понятие флуктуаций углов прихода на фоне мелкомасштабных фазовых флуктуаций.

Рассмотрим эффект влияния неоднородностей, превышающих размер базы, когда в пределах анализируемого участка фронт волны можно считать плоским, но составляющим некоторый (в общем случае случайный, но достаточно медленно меняющийся) угол по отношению к направлению базы. Для угломерной системы это равноценно появлению реально существующего, но не регистрируемого за короткий промежуток времени изменения угла прихода. Одновременно существующие более быстро меняющиеся мелкомасштабные флуктуации вносят дополнительные, однако более мелкие искажения и ошибки. Усредняя последние в пределах времени жизни крупномасштабной неоднородности, мы можем, очевидно, избавиться от них. Но при этом исчезает эффект ограниченности флуктуаций разности фаз с ростом базы, справедливый лишь для малых пространственных масштабов флуктуаций. Измеряемая

разность фаз определяется теперь еще и величиной угла прихода, причем она тем больше, чем больше база и угол прихода. Зависимость от величины базы при этом будет уже иной, чем в предположении статистической однородности и мелкомасштабности случайных структур среды распространения; ошибка не устраняется временным усреднением.

На такие эффекты было указано при исследованиях зависимости углов прихода от метеоусловий на трассе [87], где была установлена связь искажений фазового фронта и точности оценки пеленга от величины горизонтального градиента коэффициента преломления. Эксперимент ясно показал, что существуют метеорологические условия, препятствующие насыщению разности фаз с ростом базы.

Аналогичные выводы можно сделать и при анализе исследований, выполненных авторами [37]. На рисунке 1.16 представлена зависимость значений СКО разности фаз в 3-сантиметровом диапазоне от размера базы. Выбор трассы (от подножья до вершины горы с углом наклона около 9 градусов и протяженностью 5,6 км) исключал отражения от земной поверхности.

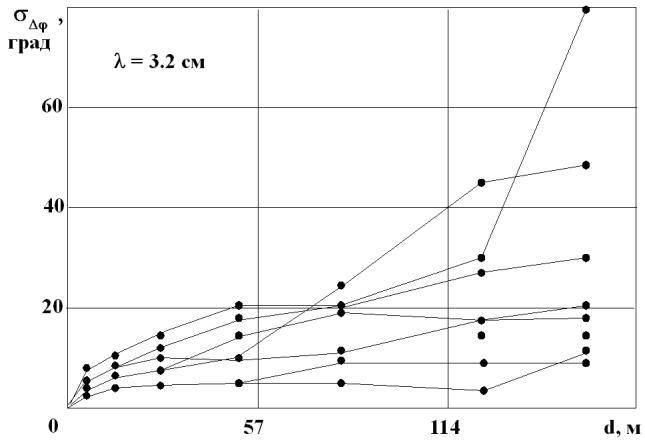


Рисунок 1.16 – Зависимость СКО разности фаз от расстояния между антеннами

Измерения проводились во временных интервалах по 5–15 мин. Результаты, как видно на рисунке, демонстрируют, что по мере увеличения разноса флуктуации разности фаз имеют тенденцию к увеличению интенсивности с ростом базы, однако эта тенденция проявляется в разной мере для разных метеорологических ситуаций (как следует из текста [37]). Но тенденция превращается в закономерность, если увеличиваются размер базы, интервал обработки записи флуктуаций и протяженность трассы. Все это хорошо иллюстрируется на рисунке 1.17, где представлены данные, полученные на аналогичной (угол к горизонту 7°) трассе протяженностью около 25 км с разносом до 790 м и при записи на интервалах 15 мин и более [89].

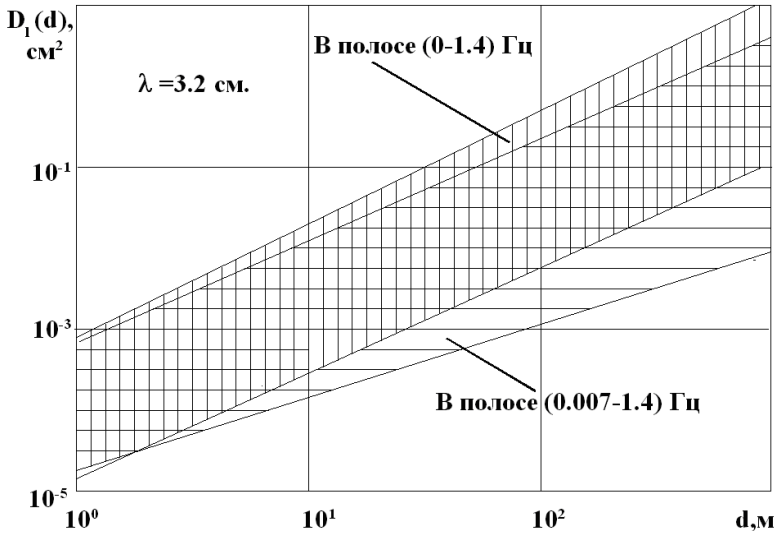


Рисунок 1.17 – Области значений пространственной структурной функции электрической длины пути

Видно, что исследование флуктуаций параметров радиосигнала за пределами пространственно-временных масштабов, характерных для турбулентности, позволяет регистрировать влияние мезонеоднородностей тропосферы, которые в соответствии с данными рисунка 1.1 проявлять себя не должны из-за их малой интенсивности.

Мезонеоднородности, в отличие от турбулентных и синоптических образований (макротурбулентных), изучены слабо [15]. В радиофизическом аспекте работы такого рода недавно только начаты. Можно указать на исследование [90], где полученные результаты трактуются как регистрация отдельно взятой крупной неоднородности. Рисунок 1.18 демонстрирует влияние на изменение разности фаз такой неоднородности на частоте 5 ГГц в разнесенных точках. Очевидно увеличение разности фаз с ростом базы без тенденции к насыщению, и это говорит о том, что размер неоднородности явно превышает размер максимальной базы (более километра).

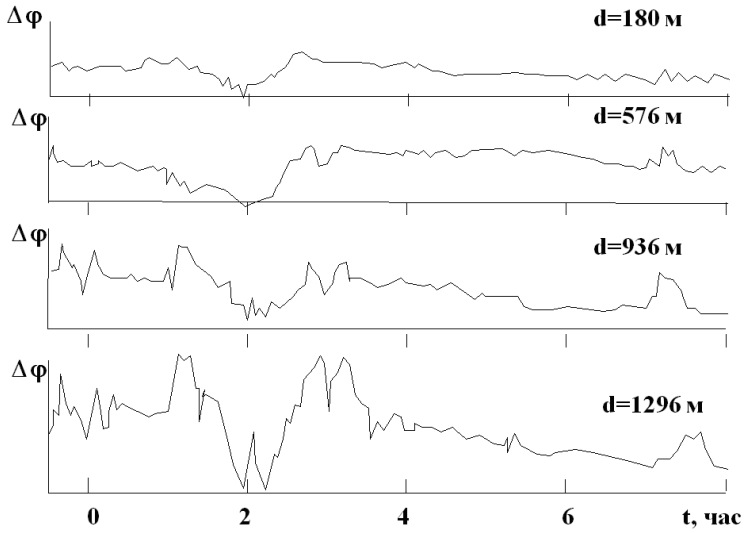


Рисунок 1.18 – Корреляция разности фаз в измерителях с разными базами

Изложенные сведения о флуктуациях фазового фронта справедливы как для фазовых, так и для амплитудных систем. Действительно, при оценке пеленга амплитудным методом участок анализируемого фронта волны ограничен раскрывом антенны, а угол прихода волны определяется средней крутизной изменения фазы по раскрыву с регулярным изменением амплитуды принятого сигнала при изменении крутизны. В случае мелкомасштабных искажений, когда размер антенны больше характерного масштаба неоднородности, в раскрыве антенны амплитудного измерителя происходит пространственное усреднение (сглаживание) искажений фазового фронта, что приводит к уменьшению угловых ошибок; при наличии крупномасштабных вариаций ошибка сохраняется.

Учитывая эти особенности структуры фазового фронта, в [91] отмечается, что за счёт влияния крупномасштабных флуктуаций с длительным периодом жизни, которые большей частью игнорировались, возможно увеличение ошибок угломеров с большой апертурой в 10 и 100 раз по отношению к ожидаемой величине ошибки, рассчитанной без учета влияния больших неоднородностей.

Наличие медленных флуктуаций фазового фронта неизбежно вызывает появление соответствующих составляющих ошибок при измерениях азимутальных углов. Сведения о таких ошибках имеются в ограниченном объёме, что связано с трудностями их определения (длительные и дорогостоящие опыты), с недостатком данных о крупномасштабных неоднородностях и со спецификой их получения и публикаций.

Сведения о СКО пространственно-временных азимутальных флуктуационных ошибок для прямой волны (по классификации [92]) представлены в [7]. Согласно этой работе величина $\sigma_{\Delta\alpha}$ в угловых секундах определена в зависимости от длины трассы D, м, и величины базы d, м, для всей совокупности флуктуаций (как быстрых, так и медленных) соотношением

$$\sigma_{\Delta\alpha} = 0,0824\sqrt{D}\big/\sqrt[4]{d}\,. \qquad (1.6)$$

Построенные по этой формуле зависимости $\sigma_{\Delta\alpha} = f(D,d)$ представлены на рисунке 1.19 [7]. На этом же рисунке приведены результаты исследований точности измерений координат космических источников излучений в пределах толщины тропосферного слоя с эквивалентной длиной трассы порядка 8 км [70]. Автор работы рассматривает вариант распространения в зенит, оценивая таким образом влияние только мелкомасштабных турбулентных неоднородностей. Согласно этому

исследованию максимальные среднеквадратические величины пространственно-временных угловых флуктуационных ошибок для указанных условий не превышают 2 с даже при малой – размером 1 м – апертуре антенны. В то же время при оценке погрешностей угловых измерений по формуле (1.6) значение СКО ошибки при тех же условиях составляет величину порядка 7 угловых секунд, что объясняется наличием в атмосфере, помимо турбулентных, флуктуаций коэффициента преломления с размерами от сотен метров до многих километров, включая облачные образования.

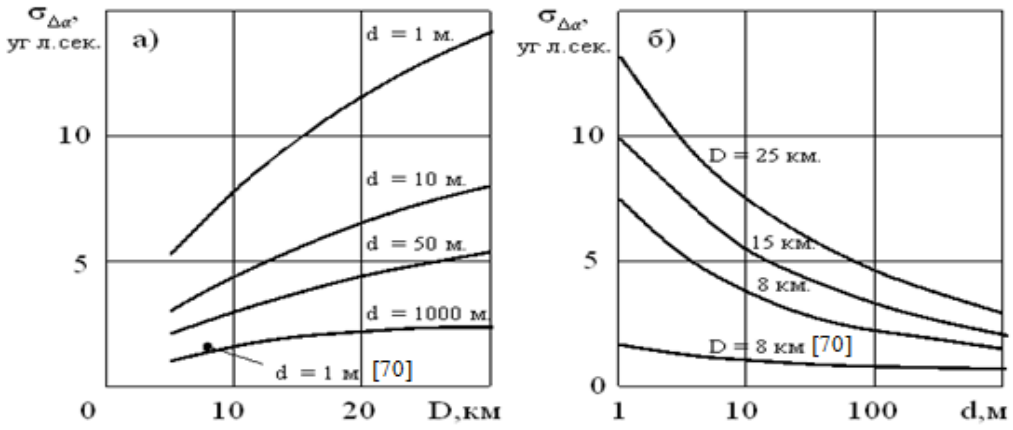


Рисунок 1.19 – Среднеквадратические величины пространственно-временных флуктуационных ошибок. Сравнение величины пространственно-временных флуктуационных ошибок по данным о реальной тропосфере согласно формуле (1.6) и идеализированной – однородно турбулентной (согласно [70])

Именно поэтому в соответствии с формулой (1.6) на трассах земной волны (20–40 км) погрешность угловых измерений заметно возрастает (таблица 1.4); в отдельных случаях при прохождении атмосферных фронтов [93] ошибка существенно больше. Механизм возникновения больших флуктуаций – случайная рефракция на крупномасштабных приземных неоднородностях, обусловленных как особенностями земной поверхности, так и синоптическими явлениями (например, атмосферные фронты).

Таблица 1.4 – Медленные отклонения угла прихода на трассах земной волны

D, км	λ, см	d/λ	Период измерений	Величина отклонений	Источник
11,2	3,2	93,7	Серия сеансов в летний сезон	$\overline{\Delta\alpha} = 0,013$ град $\left(47''\right)$ $\sigma_{\Delta\alpha} = 0,01$ град $\left(36''\right)$	[87]
24	3,2	75	Серия сеансов в летний сезон	$\Delta\alpha = 0,12$ град $\left(432''\right)$	[95]
32	3,2	131,2	40 суток	$\Delta\alpha = 0,022$ град $\left(79''\right)$	[96]

За линией радиогоризонта наблюдается резкое увеличение медленных флуктуаций азимутальной угловой ошибки. Данные, приведённые на рисунке 1.20, полученные на наземных тропосферных трассах европейской территории России протяженностью от 40 до 400 км, свидетельствуют о существенном уменьшении точности измерения азимута с увеличением расстояния. Эти сведения об ошибках пеленгования (точки) и среднеквадратической величине азимутальной флуктуационной ошибки (медленный компонент флуктуаций) приведены в работе [81] со ссылкой на первоисточник [94].

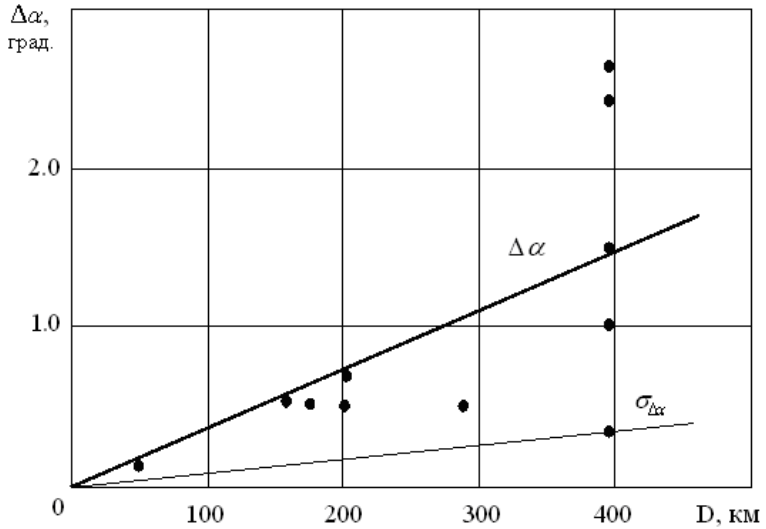


Рисунок 1.20 – Зависимость ошибки пеленгования и СКО азимутальной ошибки от дальности за радиогоризонтом

По сравнению с данными рисунка 1.19 здесь отмечается увеличение угловых ошибок на порядок, а при дальности пеленгования порядка 400 км ошибка возрастает ещё больше – до единиц градусов. Аналогичный результат приводится в работе [97], где указано, что за периоды в несколько часов на трассе протяженностью 250 км наблюдались отклонения угла прихода до 1 градуса, причем одновременно на дециметровых (λ=36 см) и метровых (λ=3,5 м) волнах.

Рассматривая совокупность представленных результатов, видим увеличение флуктуационной ошибки измерения углов по мере увеличения длины трассы. Однако закономерности такого возрастания не очевидны: существуют различия в оценке величины ошибок; возникают вопросы о причинах их резкого изменения по мере увеличения длины трассы. В этих данных нет также сведений о зависимости ошибок от метеоусловий, геометрических параметров трассы и т.п.

На трассах большой протяженности при тропосферном распространении УКВ вариации фазовой структуры поля, которые регистрируются как медленные и крупномасштабные флуктуации угла прихода, невозможно объяснить только наличием горизонтальной рефракции. На границе смены механизмов распространения (переход от зоны дифракции к зоне тропосферного распространения) СКО медленных флуктуаций углов прихода возрастают на порядок и более, что свидетельствует о проявлении иного, не рефракционного, механизма возникновения таких флуктуаций. А так как в зоне тропосферного распространения поле формируется за счет переизлучения энергии радиоволн неоднородностями коэффициента преломления, то естественно искать причину увеличения флуктуаций в особенностях переизлучения этими неоднородностями. Предполагается [98], что неоднородностями, переизлучающими радиоволны, являются слои с наклоном относительно плоскости горизонта. Изучение таких эффектов должно стать предметом дальнейших исследований.

1.3 Дальность действия тропосферных радиосистем при наличии мезомасштабных флуктуаций коэффициента преломления

Радиосистема характеризуется номинальной величиной дальности действия, рассчитанной для некоторого стандартного (среднего или нормального) состояния атмосферы; эта дальность определена как паспортное значение. Обозначим эту характеристику системы как $D_{\text{Н}}$. В процессе работы дальность действия изменяется во времени случайным образом, что определяется случайными изменениями метеорологических условий на трассе. Определим эту дальность как текущую и обозначим $D_{\text{Т}}$.

Дальность $D_{\text{Т}}$ может существенно отличаться от номинальной дальности, и это различие увеличивается по мере роста $D_{\text{Н}}$. Так, согласно [99] при работе РЛС на морских трассах (λ=10 см, $h_1 = h_2 = 15$ м), если $D_{\text{Н}}$= 20 км, то $D_{\text{Т}}$ изменяется от 17 до 29 км, а при $D_{\text{Н}}$=42 км разброс $D_{\text{Т}}$ составляет уже от 33 до 90 км. Оценка $D_{\text{Н}}$ сделана для стандартной атмосферы, а изменения $D_{\text{Т}}$ определяются рефракцией, когда величина $a_{\text{э}}/a$ изменяется от 0,782 до 10. Этот диапазон изменений эквивалентного радиуса Земли $a_{\text{э}}$ соответствует изменениям вертикального градиента в слое тропосферы от

поверхности моря до высоты 30 м в 90% времени [100]. Известны и более значительные изменения $D_{\text{Т}}$, но они достаточно редки. В первом случае ($D_{\text{Н}}$=20 км) РЛС работает в зоне прямой видимости, а во втором – в зоне полутени. В глубокой тени при номинальной дальности 265 км разброс величины текущей дальности от минимума до максимума еще значительней и определяется интервалом 135 – 400 км (для тех же 90% времени), а согласно данным [101] разброс еще больше. Нестабильность важнейшей характеристики измерительной системы существенно снижает эффективность её работы.

Исключить случайные изменения дальности $D_{\text{Т}}$ невозможно, но можно контролировать величину этого параметра, реализуя процедуру прогноза или диагноза дальности, и тем самым учитывать снижение эффективности РТС в процессе её работы. Таким образом, существует проблема оперативной оценки текущей (и предельной) дальности действия РТС в конкретных условиях ее работы.

Имеются сведения о нескольких системах диагноза (прогноза), реализующих расчет уровня сигнала по данным о характеристиках тропосферы. В 1976 г. появилось сообщение о созданной в США корабельной системе диагноза и прогноза условий работы РЛС и станций радиоразведки IREPS (Integrated refractive effects prediction system) [102]. Назначение её – оценка влияния атмосферы на распространение радиоволн УКВ-диапазона и предсказание ожидаемого качества работы систем наблюдения и связи.

Характеристики сигналов в этой системе рассчитывались в пределах дальности, определяемой «дифракционным горизонтом» [88], с учётом опыта изучения распространения УКВ над морской поверхностью при наличии волноводов [103]. Методы прогноза были в основном полуэмпирическими, основывались на лучевых подходах [104]. Для дальностей, превышающих радиогоризонт, использовалась эмпирическая зависимость, предложенная в [105] и предназначенная для расчета среднегодовых величин множителя ослабления по заданному значению индекса преломления у поверхности земли.

Помимо решения оперативных задач, IREPS предусматривает режим априорного прогноза, ориентированный на решение вопросов стратегического планирования, основанного на использовании банка статистических данных, объединяющего результаты пятилетних измерений береговых, островных или корабельных станций

радиозондирования в разных районах мира, а также данные приповерхностных и приподнятых волноводов с учётом их характеристик.

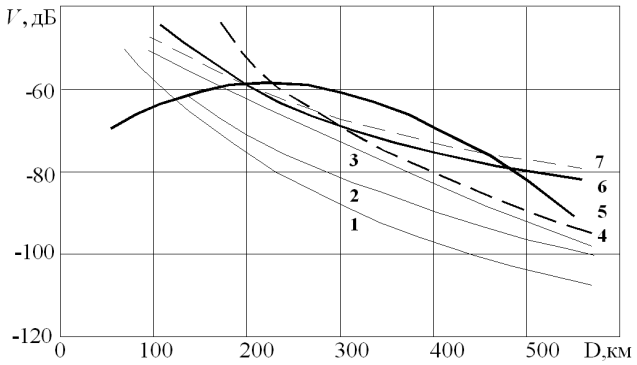
Согласно сообщению от 1983 г. [106] аналогичная система была разработана в Англии (Indicator of Microwave Propagation, IMP). Она ориентирована не только на морские трассы, но и содержит алгоритмы расчетов для наземных трасс.

Современное состояние проблемы создания систем для диагностики и прогнозирования условий распространения радиоволн над земной поверхностью кратко описано в [107], где сообщается, что в настоящее время при разработке таких программных продуктов активно внедряются численные методы расчёта ЭМП, среди которых большое внимание уделяется методам решения параболического волнового уравнения. Особо авторы выделяют систему AREPS (Advanced Refractive Effects Prediction System), разработанную и внедрённую в ВМФ США. Как утверждается [107], она в значительной степени определила пути развития других подобных разработок. Первая российская система прогнозирования, которая была создана в ТУСУРе, основана на принципах, аналогичных используемым в AREPS [108]. Указано, что активное внедрение численных методов уже позволило создать ряд коммерческих программных продуктов анализа РРВ.

Все эти системы обеспечивают пользователей оперативной информацией об условиях распространения радиоволн в пределах прямой видимости и в области дифракции. Сделаны попытки применить численные методы расчёта ЭМП и в зоне ДТР, но надёжных результатов ещё не получено [109]. Это связано с тем, что для электромагнитных полей дальнего тропосферного распространения нет теорий, позволяющих производить достоверные расчеты характеристик сигнала; это относится как к текущим величинам, так и к их средним значениям.

Имеется несколько направлений теоретических разработок в области ДТР, основанных на различных физических трактовках: рассеяние на турбулентных неоднородностях; рассеяние на турбулентных слоях (турбулентных слоистых неоднородностях); отражение от перепадов градиента индекса преломления в виде как отдельных слоёв, так и границ инверсий метеовеличин. Ни одна из предложенных теорий не в состоянии объяснить все закономерности загоризонтного распространения. Наиболее часто используется теория (имеющая несколько модификаций) некогерентного рассеяния на турбулентных неоднородностях, варианты которой отличаются лишь разными допущениями о статистических характеристиках этих неоднородностей. Сравнение экспериментальных данных с результатами этой теории

[34, 88, 110, 111] показало, что многие опытные факты противоречат теории рассеяния. Приводимые авторами разных теорий дистанционные зависимости в какой-то мере согласуются между собой (рисунок 1.21), но достигнуто это ценой довольно произвольных предположений о параметрах среды, либо слабо, либо совсем не подкрепленных экспериментальными данными. Выбор численных характеристик неоднородностей может существенно изменить результаты теоретических расчётов.

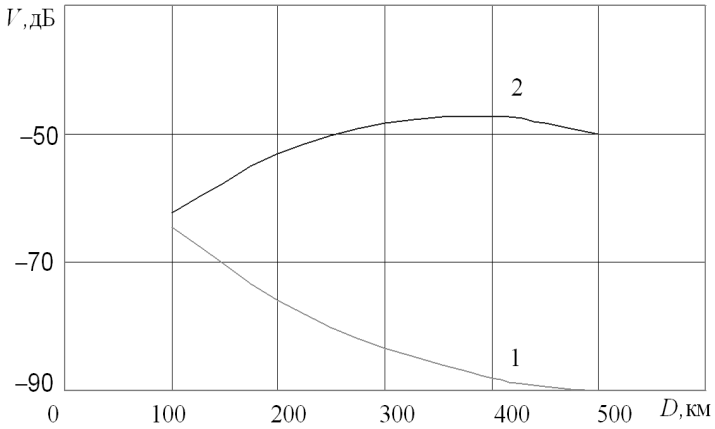


1 – когерентное рассеяние в экспоненциальной тропосфере; 2 – отражение от двух слоёв; 3 – отражение от одиночного слоя; 4 – когерентное рассеяние в билинейной атмосфере; 5 – отражение от турбулентного слоя по Гордону; 6 – отражение от изотропной турбулентности; 7 – отражение от турбулентного слоя по Троицкому

Рисунок 1.21 – Теоретические функции ослабления для разных механизмов распространения по литературным данным

Это утверждение демонстрируется на рисунке 1.22, где представлены две кривые, рассчитанные для моделей слоев разных размеров (1 – слой малого размера, 2 – слой большого размера). Можно видеть, что при одном и том же механизме загоризонтного распространения получен разный результат путем изменения параметров неоднородностей. Весь опыт изучения ДТР показал, что поле за радиогоризонтом формируется не одним механизмом, но некоторой их совокупностью. Теоретического обобщения такого рода до сих пор нет, хотя потребность в этом, подкрепленная запросами практиков по созданию методик инженерных расчетов, очевидна.

Вполне понятно, что методики расчетов при отсутствии теоретических основ должны базироваться на экспериментальных данных, полученных в различных метеорологических и климатических условиях на разных дальностях для разных длин волн и т. п. Параметры сигналов должны увязываться с данными, характеризующими структуру неоднородностей тропосферы в период проведения радиотехнических работ. Обобщение результатов радио- и метеоизмерений, их взаимная увязка позволяет создать основу для расчета характеристик сигналов в зоне ДТР.



1 – малый слой, 2 – большой слой

Рисунок 1.22 – Расчётные функции ослабления для двух вариантов слоёв

Одно из направлений таких исследований базируется на подходе, связанном с использованием в качестве радиометеорологических параметров приземного значения индекса преломления N_S и градиента индекса преломления в однокилометровом слое, начиная от уровня земли, – ΔN. Основываясь на обнаруженной взаимосвязи средних за месяц множителя ослабления V и величин ΔN и N_S [113], были разработаны методики расчёта среднемесячных многолетних значений V (средних за многолетний период) [88, 114, 115 и др.].

Фактически речь тут идёт о климатологическом прогнозе, т. е. долгосрочном прогнозе, когда в качестве предсказанного значения (в нашем случае величины V) принимаются данные, которые получены в результате статистической обработки наблюдений за прежние годы, и при этом предполагается, что установленные для районов проведения опытов радиометеорологические связи справедливы для иных районов Земли. Чтобы использовать величину N_S для долгосрочной оценки среднемесячного значения множителя ослабления, были построены как мировые карты изолиний N_S [116], так и более подробные – региональные [117 и др.].

Несмотря на выявленные недостатки N_S – климатологического прогноза (опыт показал, что применять можно, но с большой осторожностью [34]), он широко использовался, ибо других вариантов прогноза просто не было. А потому продолжались работы в этом направлении. Так, по результатам выполнения многолетнего цикла совместных исследований тринадцати стран создана унифицированная база данных об условиях распространения радиоволн для регионов Западной Европы [118], которая

служит основой для усовершенствования методов проектирования и планирования работы радиотехнических систем. Известны и другие разработки в этом направлении [119].

Климатологический прогноз основывается на уже известных (априорных) данных и потому определяется как априорный. В некоторых ситуациях априорный прогноз является единственно возможным способом оценки ожидаемых характеристик сигнала. Например, в условиях автономного плавания, не получая какой-либо информации, но имея на борту базу данных, можно для конкретных координат и времени провести оценку множителя ослабления. Естественно, надежность априорного прогноза тем выше, чем более полно он обеспечен экспериментальными данными. Именно по этой причине необходимо продолжение экспериментального накопления данных о характеристиках сигналов. Особенно актуальна такая работа для малообеспеченных (как радио-, так и метеоданными) районов, к которым относятся акватории океанов.

Параллельно с разработкой методик прогноза долговременных величин уровня сигнала по данным средних величин метеопараметров N_S и ΔN были предприняты попытки использовать эти же параметры для краткосрочного прогноза – вплоть до среднечасовых значений [120–122]. Попытки эти не принесли успеха. Эксперименты не выявили надежной связи метеопараметров N_S и ΔN и средних за один-три часа уровней сигнала [113]. Более того, было обнаружено [56], что интенсивность флуктуаций коэффициента преломления (которые согласно теориям рассеяния и определяют эффекты ДТР) в слое 0,2–5 км не связана с приземными значениями N_S. Вместе с тем выяснилось, что показателем условий распространения радиоволн на тропосферных трассах может служить не сам профиль индекса преломления, а его отличие (отклонение) от среднего вида при стандартной атмосфере или временные изменения профиля. Было предложено использовать для радиометеорологического анализа набор профилей, характеризующих разные типы воздушных масс [123]. Обнаруженная взаимосвязь динамики изменений метеоэлементов и уровня сигнала от часа к часу [55] также подтверждала возможность использовать сведения об отклонениях метеоэлементов от среднего для целей прогнозирования. К сожалению, эти наработки не получили дальнейшего развития.

Исследования влияния метеоусловий на характеристики сигнала велись по трем направлениям. Первый путь – попытка связать визуально наблюдаемые метеоявления

(снег, туман, облачность) и величины метеоэлементов (индекс преломления и его составляющие, скорость ветра) с уровнем сигнала, то есть, по сути, использовать наработки по метеообеспечению трасс прямой видимости к трассам ДТР. Но области пространства, определяющие характеристики сигнала для этих двух типов трасс, столь различны, что одинаковые подходы к проблеме метеообеспечения исключаются. Номограммы и планшеты, разработанные на основе «погодного» подхода [124], не обеспечили сколько-нибудь надежного предсказания уровня сигнала и работы по этому пути были практически прекращены.

Второй путь – прогноз на основе описания характеристик крупномасштабных атмосферных образований (циклоны, антициклоны, типы воздушных масс – морская, континентальная, тропическая и т. п.), которые можно определить по синоптическим картам. На этом пути были получены лишь качественные результаты (для морских тропических масс воздуха характерны высокие уровни сигнала; для континентального воздуха – низкие и т. п.). Понятно, что описание столь крупных образований (тысячи километров) возможно только в среднем, например за время, равное естественному синоптическому периоду, определяемому сроком в 5–7 дней [52]. Это заставило исследователей обратить внимание на явления внутри синоптических образований. Ещё Насилов [125] указал на необходимость различать радиофизические эффекты в разных частях циклона и привёл примеры противоречивых выводов из-за пренебрежения этим обстоятельством. Тот факт, что и циклоны, и антициклоны не есть однородные массы, а содержат внутренние циркуляционные структуры [12, 126], позволил объяснить наличие неоднородностей метеовеличин с размерами в десятки и сотни километров. Существующие в таких образованиях восходящие потоки выносят на высоту теплый и влажный воздух, который, будучи вовлеченным в местную систему циркуляции, опускается где-то в стороне от участка выноса его вверх. В восходящем потоке атмосфера перемешана. Это область турбулентных образований и мелких слоев. Опускающиеся вниз массы воздуха формируют хорошо выраженные инверсии температуры и влажности, определяющие формирование крупных слоев и приподнятых волноводов [127]. Такие мезомасштабные тропосферные неоднородности и обеспечивают отражение радиоволн за радиогоризонт, когда колебания уровня сигнала доходят до 60 дБ. Возможность именно такого увеличения уровня сигнала над фоновыми значениями при отражении от неоднородностей типа температурных

инверсий была доказана теоретическими расчётами [128]. Пример изменения характеристик радиосигнала в условиях существования подобных мезомасштабных структур атмосферы, описанный в [113], представлен на рисунке 1.23. В 9 ч, когда над трассой существуют восходящие потоки и воздух хорошо перемешан, сигнал слабый; в 12 ч опускающиеся вниз массы воздуха формируют инверсии, что и определяет наличие сильного сигнала.

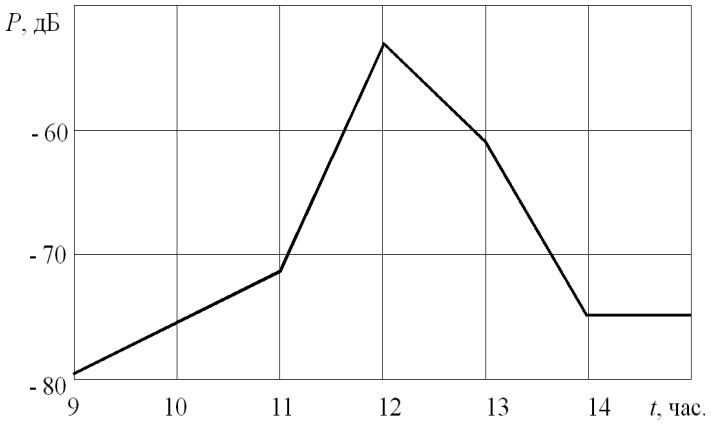


Рисунок 1.23 – Изменение уровня сигнала сантиметрового диапазона на трассе Сан-Диего – Санта-Барбара

Учёт таких локальных структур, расчет их параметров и использование для целей прогноза – это третий путь разработки методик расчета дальности $D_{\text{Т}}$. Он включает анализ влияния на распространение радиоволн метеорологических структур, соизмеримых с размерами трасс. Это могут быть не только указанные выше мезомасштабные циклонические и антициклонические ячейки внутри макромасштабных циклонов и антициклонов (по терминологии [55, 126]), но и локальные инверсии, обусловленные местными циркуляциями [49], и структуры, всегда формирующиеся в процессе образования и жизненного цикла атмосферных фронтов [129].

Изучение мезонеоднородностей и их роли в формировании структуры тропосферных радиополей – перспективное направление работ, связанных с прогнозом радиосигналов. Действительно, если существуют неоднородности с временем эволюции в несколько часов, а их параметры поддаются измерениям, то есть возможность диагноза характеристик радиосигналов по результатам этих измерений и, следовательно, оценки текущей дальности действия РТС.

Выводы

1. Из всего спектра флуктуаций коэффициента преломления, влияющих на характеристики принимаемых сигналов, меньше всего изучены всегда присутствующие в атмосфере неоднородности с размерами от сотен метров до десятков и сотен километров, которые в метеорологии называют мезомасштабными, а в радиофизических работах определяют как крупномасштабные. Они обусловливают наличие случайной рефракции и отражение радиоволн, появление флуктуаций угла прихода и существенных колебаний уровня сигнала.

2. В атмосфере выделяют две группы мезомасштабных возмущений. Мезонеоднородности свободной атмосферы возникают в процессе распада и трансформации случайно перемещающихся синоптических образований и поэтому они тоже случайны. Для их описания пригодны статистические характеристики, обычно получаемые опытным путём. Вторая группа возмущений порождается термическими и орографическими неоднородностями земной поверхности, генерирующими локальные воздушные движения, связанные с её свойствами. Наличие таких связей позволяет разрабатывать модели приземных неоднородностей.

3. Крупномасштабные неоднородности могут увеличить ошибки угломеров с большой апертурой на один-два порядка по отношению к ожидаемой величине, рассчитанной без учёта их влияния. На трассах протяжённостью 250–400 км измеренные ошибки пеленгования равны 1–2,5° и зарегистрировано отклонение угла прихода до 5 °; природа таких флуктуаций не объяснялась.

4. Изменения в объёме рассеяния интенсивности и пространственной ориентации крупномасштабных атмосферных неоднородностей, переизлучение от которых играет существенную роль в образовании поля УКВ за радиогоризонтом, приводят к появлению медленных и глубоких замираний уровня принимаемых сигналов; в результате этого максимальная дальность действия радиосистем на трассах ДТР при разных метеоусловиях отклоняется от паспортной величины на 50 % и более.

5. Методы оценки влияния мезомасштабных атмосферных явлений на работу радиосистем следует разрабатывать с учётом протяжённости трасс. Метеоданные, эффективные для коротких трасс, не пригодны для ДТР, так как учитывают ситуацию только в пределах малых пространственных масштабов. На загоризонтных трассах необходимо знать как характеристики неоднородностей в объёме рассеяния, так и радиометеорологические условия на всём протяжении трассы.

2 ХАРАКТЕРИСТИКИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ФЛУКТУАЦИЙ КОЭФФИЦИЕНТА ПРЕЛОМЛЕНИЯ ТРОПОСФЕРЫ

2.1 Мезомасштабные неоднородности коэффициента преломления приземного слоя над поверхностью суши

2.1.1 Зависимость статистических характеристик неоднородностей коэффициента преломления от характеристик подстилающей поверхности и метеорологических условий

Как показано ранее, один из факторов формирования местных неоднородностей метеовеличин в приземном слое атмосферы определяется наличием на земной поверхности участков с неравномерным нагревом и увлажнением. Это элементы ландшафтов, такие как водоём, лес, луг, обрабатываемое поле и т. п., каждый из которых обладает индивидуальной способностью нагреваться и испарять влагу. Все они характеризуются набором параметров, из которых основными с точки зрения формирования неоднородностей в приземном слое следует считать радиационный баланс и затраты тепла на испарение [43, 44]. Участки имеют разные значения этих параметров, что и определяет различия в температуре и влажности прилегающих к их поверхности слоев воздуха, вследствие чего потоки тепла и влаги за счет вертикального переноса формируют над земной поверхностью пространственные области с разными свойствами [130]. Схема формирования неоднородностей тропосферы над неоднородной земной поверхностью представлена на рисунке 2.1. Неоднородности, возникшие у поверхности и в общем-то случайные, сохраняются в атмосфере до некоторой высоты, зависящей от различия участков по температуре и увлажнённости, силы ветра и интенсивности турбулентного перемешивания.

Изложенное описание физических процессов формирования местных отклонений метеовеличин в приземном слое атмосферы от некоторого среднего их состояния стало основой для создания радиометеорологической модели мезомасштабных неоднородностей над подстилающей поверхностью с неоднородными ландшафтами [131–133].

Свяжем возникающие на некоторой высоте z над землей горизонтальные градиенты индекса преломления с метеорологическими характеристиками поверхности (в плоскости XOY). В качестве таких характеристик примем радиационный баланс $R = R(x, y)$ и затраты тепла на испарение $LE = LE(x, y)$. Решение задачи ограничим стационарными условиями, которые являются типичными для дневных часов летнего периода.

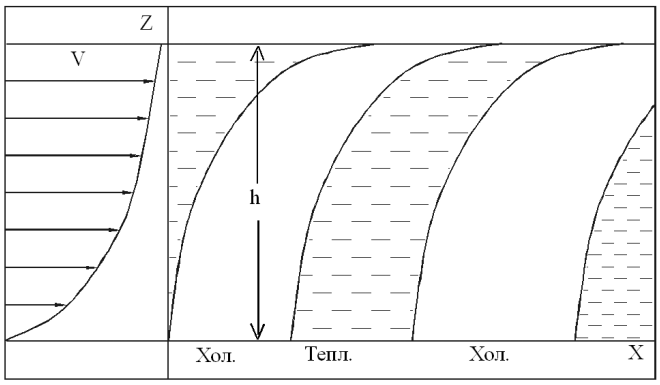


Рисунок 2.1 – Схема формирования неоднородностей тропосферы над неоднородной земной поверхностью

Температурный профиль $T(z)$ над поверхностью находим как совместное решение уравнений теплопроводности воздуха [60]

$$\frac{d}{dz}\left[k(z)\frac{dT}{dz}\right] = 0 \tag{2.1}$$

и теплопроводности почвы

$$\frac{d^2\theta}{dz^2} = 0, \tag{2.2}$$

где $k(z)$ – коэффициент турбулентности на высоте z; T – температура воздуха; θ – температура в слое почвы.

Характеристики подстилающей поверхности (z=0) входят в уравнение теплового баланса, которое является одним из граничных условий [134]:

$$-\lambda_в \frac{dT}{dz} - \lambda \frac{d\theta}{dz} = R - LE, \tag{2.3}$$

здесь $\lambda_в$ и λ – теплопроводность воздуха и почвы соответственно.

Обозначим высоту, где влияние неоднородностей исчезает и температура для любых координат x и y становится одинаковой и равной T_h, через h. Аналогичное

условие имеем и для почвы на глубине H, где температура равна θ_H. Температуры поверхности и соприкасающегося с ней воздуха равны. Это дополнительные граничные условия при решении дифференциальных уравнений:

$$T(z)\big|_{z=h} = T_h,$$
$$\theta(z)\big|_{z=h} = \theta_H, \qquad (2.4)$$
$$\theta(0) = T(0).$$

Зависимость коэффициента турбулентности $k(z)$ от высоты аппроксимируем линейной функцией [42]

$$k(z) = k_1 \frac{z + z_0}{z_1},$$

где z_0 – параметр шероховатости; k_1 – значение коэффициента турбулентности на высоте z_1.

Подставим эту функцию в уравнение (2.1), выполним операцию дифференцирования и умножим уравнение на z_1/k_1, после чего получим

$$(z_0 + z)\frac{d^2T}{dz^2} + \frac{dT}{dz} = 0.$$

Введением переменной $U = dT/dz$ понизим порядок уравнения, разделим переменные и проинтегрируем:

$$\ln U = -\ln(z_0 + z) + \ln C_1, \text{ откуда } U = \frac{C_1}{z_0 + z}.$$

Здесь и дальше C с индексами – постоянные интегрирования.

Возвращаясь к прежней переменной T, после второго интегрирования получаем искомое решение

$$T = C_1 \cdot \ln(z_0 + z) + C_2.$$

Решение уравнения (2.2):

$$\theta = C_3 z + C_4.$$

Постоянные интегрирования находятся из граничных условий (2.3) и (2.4).

Для записи результатов в компактном виде введем обозначения:

$$T' = T_h - \vartheta,$$

$$\eta = \ln \frac{z_0}{z_0 + h},$$

$$\gamma(z) = \ln\frac{z_0 + z}{z_0 + h},$$

$$\beta = \frac{\lambda_в}{z_0},$$

$$\chi = -\frac{(R - LE)H - \lambda T'}{\beta H - \lambda\eta}. \qquad (2.5)$$

Зависимость температуры воздуха от высоты приобретает окончательный вид

$$T(z) = T_h - \gamma(z)\frac{(R - LE)H - \lambda T'}{\beta H - \lambda\eta} = T_h - \gamma(z)\chi. \qquad (2.6)$$

Величину удельной влажности q для различных высот также определим из уравнения теплового баланса, записав его в ином виде [42]:

$$R = P + B + LE, \qquad (2.7)$$

где $P = -k(z)\rho c_p\frac{dT}{dz}$; $B = -\lambda\frac{d\theta}{dz}$; $LE = -Lk(z)\rho\frac{dq}{dz}$; ρ и c_p – соответственно плотность и удельная теплоемкость воздуха.

Используя приведенные выше обозначения и подстановку $-k\rho = E/(dq/dz)$, приходим к дифференциальному уравнению для влажности:

$$\frac{dq}{dz}(R - B - LE) = Ec_p\frac{dT}{dz}.$$

Решение его с использованием граничного условия $q(z) = q_h\big|_{z=h}$ приводит к зависимости влажности от высоты:

$$q(z) = q_h + \gamma\frac{Ec_p\chi H}{\lambda(\chi\eta + T') + (R - LE)}. \qquad (2.8)$$

Соотношения (2.6) и (2.8) связывают температуру и влажность над подстилающей поверхностью с её метеорологическими параметрами. Учитывая, что радиационный баланс и затраты тепла на испарение являются переменными параметрами в плоскости XOY, можем для заданной высоты определить температуру и влажность как функции координат точек поверхности, над которыми они рассматриваются:

$$T(x, y) = f_1\{R(x, y), LE(x, y)\},$$

$$q(x, y) = f_2\{R(x, y), LE(x, y)\}.$$

Флуктуации коэффициента преломления в плоскости, перпендикулярной направлению распространения радиоволн, могут быть найдены с использованием

формулы (1.5) и с учётом соотношения $n = 1 + N \cdot 10^{-6}$. Если направление трассы совпадает с осью OY, имеем

$$\Delta n = 37,4 \cdot 10^{-2} \frac{\Delta e}{T^2} - \left(77,6 \cdot 10^{-6} \frac{p}{T^2} + 74,8 \cdot 10^{-2} \frac{e}{T^3} \right) \cdot \Delta T + 77,6 \cdot 10^{-6} \frac{\Delta p}{T},$$

где Δn – поперечные флуктуации коэффициента преломления; Δe, ΔT, Δp – поперечные флуктуации влажности, температуры и давления соответственно.

Так как флуктуации давления на один-два порядка меньше флуктуаций температуры и влажности, возникающих за счёт неоднородностей подстилающей поверхности [42], а коэффициент при Δp меньше, чем при Δe и ΔT, то последним слагаемым в правой части данного соотношения можно пренебречь по сравнению с первыми двумя. Поэтому запишем

$$\Delta n = 37,4 \cdot 10^{-2} \frac{\Delta e}{T^2} - \left(77,6 \cdot 10^{-6} \frac{p}{T^2} + 74,8 \cdot 10^{-2} \frac{e}{T^3} \right) \cdot \Delta T. \qquad (2.9)$$

Парциальное давление водяного пара e связано с величиной q соотношением [60]

$$e = q \frac{p}{0,622}.$$

Флуктуации температуры и влажности ΔT и Δe (или Δq) найдём, взяв полную производную температуры (2.6) и влажности (2.8) по метеовеличинам и заменив дифференциалы конечными приращениями, тем самым связав изменения температуры и влажности с изменениями радиационного баланса ΔR и скорости испарения влаги ΔE на подстилающей поверхности вдоль оси X.

Теперь оказывается возможным рассчитать величину Δn, для чего преобразуем выражение (2.9) с учётом приведенных выше соотношений:

$$\Delta n = \left(K_1 \frac{\partial q}{\partial R} - K_2 \frac{\partial T}{\partial R} \right) \cdot \Delta R + \left(K_1 \frac{\partial q}{\partial E} - K_2 \frac{\partial T}{\partial E} \right) \cdot \Delta E, \qquad (2.9а)$$

где $K_1 = \dfrac{37,4 \cdot 10^{-2}}{0,622} \dfrac{p}{T^2}$; $K_2 = 77,6 \cdot 10^{-6} \dfrac{p}{T^2} + 74,8 \cdot 10^{-2} \dfrac{e}{T^3}$.

Средний квадрат пространственных флуктуаций коэффициента преломления запишем в виде

$$\sigma_{\Delta n}^2 = \overline{\left(K_1 \frac{\partial q}{\partial R} - K_2 \frac{\partial T}{\partial R} \right)^2} \sigma_{\Delta R}^2 + \overline{\left(K_1 \frac{\partial q}{\partial E} - K_2 \frac{\partial T}{\partial E} \right)^2} \frac{1}{L^2} \sigma_{\Delta LE}^2. \qquad (2.10)$$

Здесь введены величины $\sigma^2_{\Delta R}$ и $\sigma^2_{\Delta LE}$ – дисперсии радиационного баланса и затрат тепла на испарение соответственно. Данное соотношение предполагает усреднение по множеству неоднородностей подстилающей поверхности с учетом предположения о статистической независимости величин R и E. Множитель $1/L^2$ введён для того, чтобы использовать дисперсию затрат тепла на испарение вместо скорости испарения.

Формула (2.10) позволяет вычислить среднеквадратическую величину флуктуаций коэффициента преломления в зависимости от изменений параметров подстилающей поверхности, которые характеризуются дисперсией радиационного баланса и затрат тепла на испарение для конкретной метеорологической ситуации, которая и определяет величину сомножителей в скобках.

2.1.2 Оценка статистических характеристик мезомасштабных неоднородностей коэффициента преломления

Приведём выражение (2.10) к виду, пригодному для численных расчётов. Вначале запишем частные производные в явном виде:

$$\frac{\partial q}{\partial R} = \gamma \frac{Ec_p H^2 Y - G(\beta H^2 - 2\lambda\eta H)}{Y^2},$$

$$\frac{\partial T}{\partial R} = -\gamma \frac{H}{\beta H - \lambda\eta},$$

$$\frac{\partial q}{\partial E} = \gamma \frac{\{(\lambda T' + RH) - 2LEH\} c_p HY - GL\beta H^2}{Y^2},$$

$$\frac{\partial T}{\partial E} = \gamma \frac{LH}{\beta H - \lambda\eta}.$$

Здесь для сокращения записи использованы обозначения

$$Y = \lambda T'\beta H - 2\lambda^2\eta T' + \beta RH^2\lambda\eta RH + LE\beta H^2,$$

$$G = Ec_p\left(H\lambda T' + H^2 R - LEH^2\right).$$

Упростим эти выражения, учитывая реальные величины входящих в них параметров. В таблице 2.1 приведены средние значения параметров, которые взяты из

литературных источников или получены по данным станций сети Западно-Сибирской УГМС для июля-августа 1964 г. Если величины всех этих параметров подставить в формулы для частных производных температуры и влажности, то соотношения упростятся за счёт пренебрежения малыми членами выражения. В результате получим

$$\frac{\partial q}{\partial R} = -\gamma \frac{c_p H}{2\lambda\eta L}\left(\frac{LE}{R}\right)^2, \quad \frac{\partial T}{\partial R} = \gamma \frac{H}{\lambda\eta}, \quad \frac{\partial q}{\partial E} = \gamma \frac{c_p H}{2\lambda\eta}\left(2\frac{LE}{R} - 1\right), \quad \frac{\partial T}{\partial E} = -\gamma \frac{HL}{\lambda\eta}. \qquad (2.11)$$

Входящие в эти выражения физические постоянные c_p, L, λ не зависят от метеорологических условий [136, 146].

Таблица 2.1 – Средние значения метеопараметров

Обозначение	Единица измерения	Наименование	Среднее значение	Источник
T'	°С	Разность температур	0	Огурцово, Новосибирск [135]
λ	$\frac{\text{кал}}{\text{см}\cdot\text{с}\cdot°\text{С}}$	Теплопроводность	$1{,}2\cdot10^{-3}$	Огурцово [42, 136, 137]
H	см	Толщина слоя неоднородностей почвы	40	Огурцово, Томск, Болотное [43, 135, 136]
h	см	Толщина слоя неоднородностей воздуха	10^5	[47, 138]
z	см	Высота линии передатчик-приемник	$5\cdot10^3$	Профили трасс [40, 50, 139]
LE	$\frac{\text{кал}}{\text{см}^2\cdot\text{с}}$	Затраты тепла на испарение	$5{,}6\cdot10^{-3}$	[60, 134, 140 – 142]
R	$\frac{\text{кал}}{\text{см}^2\cdot\text{с}}$	Радиационный баланс	$8\cdot10^{-3}$	ст. Огурцово [140, 143,144]
z_0	см	Параметр шероховатости	40	[138, 145]
c_p	$\frac{\text{кал}}{\text{г}\cdot°\text{С}}$	Удельная теплоемкость воздуха	0,24	[142]
L	$\frac{\text{кал}}{\text{г}}$	Скрытая теплота испарения	600	[52]

Очень важным является то обстоятельство, что относительные величины LE/R и H/λ могут считаться постоянными. Отношение затрат тепла на испарение к радиационному балансу равно примерно 0,7 и сохраняется таковым для большого интервала широт [146]. Отношение H/λ по расчётам, основанным на данных ряда

станций юго-запада Западной Сибири, приблизительно равно $3\cdot10^4$. При этом для определения H использовалась методика, представленная в [147], а теплопроводность определялась по данным [42, 137, 148] и типу почвы указанного района [149, 150].

С учётом сделанных замечаний о величинах метеопараметров, входящих в формулы (2.11), получаем:

$$\frac{\partial q}{\partial R}=-3{,}1\frac{\gamma}{\eta};\quad \frac{\partial q}{\partial E}=14\cdot10^2\frac{\gamma}{\eta};\quad \frac{\partial T}{\partial E}=3\cdot10^4\frac{\gamma}{\eta};\quad \frac{\partial T}{\partial E}=-17{,}4\cdot10^6\frac{\gamma}{\eta}. \qquad (2.12)$$

Так как $\gamma=\ln(z_0+z)/(z_0+h)$, $\eta=\ln\left(z_0/(z_0+h)\right)$, то численные значения частных производных будут определяться только параметрами z_0, z, h.

Величина просвета z определяется по профилю трассы. Для расчёта его средней величины между линией передатчик-приёмник и землёй вдоль трассы в разных точках определяется z_i и эти значения усредняются. Детали расчёта видны на рисунке 2.2.

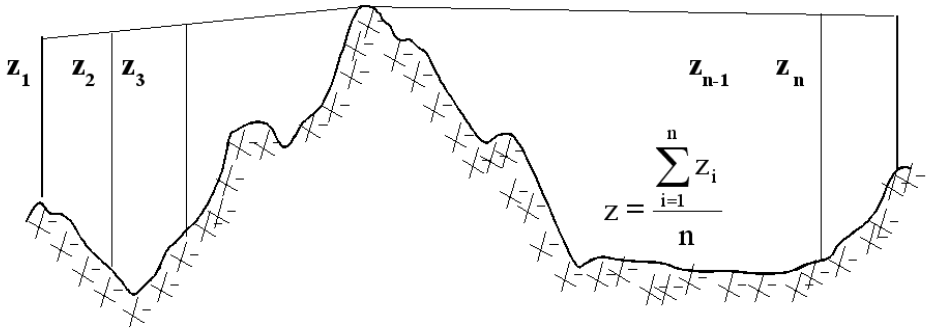


Рисунок 2.2 – К расчёту высоты линии передатчик-приёмник

Значения параметра шероховатости z_0 для каждого вида подстилающей поверхности также известны [138, 145, 151]. Зная, какой процент трассы проходит над лесом, полем и т. д., можно подсчитать среднее значение z_0, используя таблицу 2.2, данные для которой заимствованы из указанных литературных источников.

Таблица 2.2 – Величины параметра шероховатости для различных видов подстилающей поверхности

Вид поверхности	z_0, см
Поверхность озер и средних водоемов	0,01–0,6
Ровная почва, лишенная растительности	0,3–1,0
Паровое поле	0,5–2,0
Луг	1,0–5,0
Зерновые культуры	3,0–7,0
Лес	50,0–300,0

Толщина слоя локальных неоднородностей температуры и влажности может быть определена на основании результатов расчёта, приведённых в [149], где для соседних областей с известными размерами и известной разницей температур получено аналитическое выражение зависимости высоты слоя воздуха, в пределах которого сказывается влияние пятна неоднородности, от поперечных размеров пятна. С использованием этой зависимости были построены графики (рисунок 2.3). Отметим, что, помимо размеров пятна неоднородности, на величину h большое влияние оказывает характер ветрового режима. Скорость ветра, равная нулю на границе слоя шероховатости, с высотой возрастает. Если это возрастание происходит быстро, то местные неоднородности исчезают уже на малой высоте.

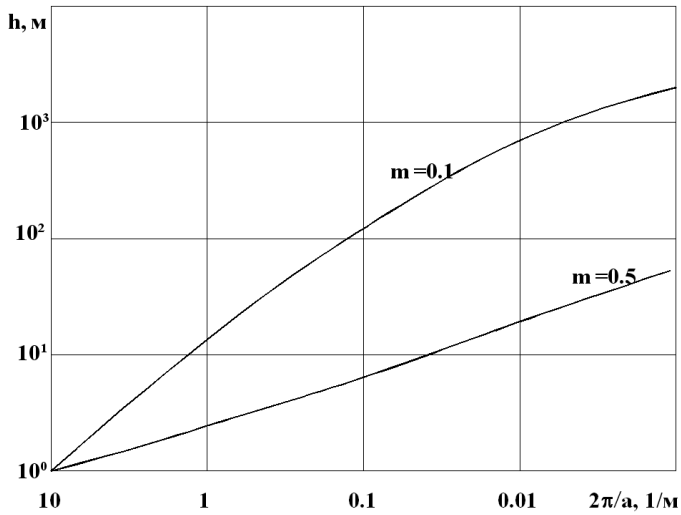


Рисунок 2.3 – Зависимость толщины локальных мезоструктур температуры в приземном слое атмосферы от размеров пятен неоднородностей на земной поверхности

При медленном нарастании скорости ветра горизонтальное перемешивание очень слабое и контраст между различными потоками тепла и влаги для каждого пятна подстилающей поверхности сохраняется до высоты порядка тысячи метров. Нарастание скорости ветра с высотой определяет показатель m степенного выражения для профиля ветра. Скорость ветра V на высоте z определяется как

$$V = V_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^m ,$$

где V_1 – скорость ветра на высоте z_1.

Чем меньше величина m, тем на большей высоте исчезает влияние местных неоднородностей. На рисунке 2.3 даны результаты расчёта величины h для двух значений показателя m.

Величина флуктуаций коэффициента преломления определяется отношением γ/η, куда входит как высота слоя неоднородностей h, так и средний просвет z (рисунок 2.4). При $z \to 0$ это отношение стремится к единице, поэтому вблизи самой поверхности земли градиенты коэффициента преломления значительны даже при сильном ветре (большой величине показателя m). Графики на рисунке 2.4 рассчитаны для пятна размером около 4 км; для бóльших пятен на подстилающей поверхности неоднородности будут заметны на бóльшей высоте и при более сильном ветре. Уменьшение пятна сопровождается обратным эффектом.

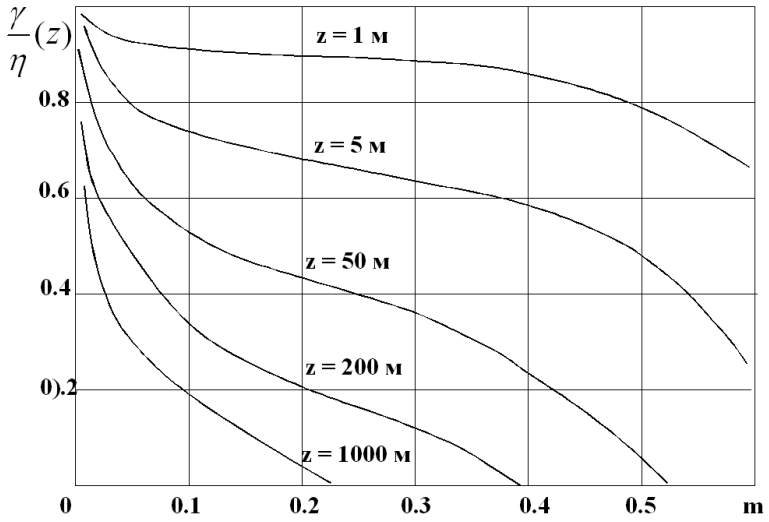


Рисунок 2.4 – Зависимость отношения γ/η от параметра m высотного профиля ветра

Для расчёта коэффициентов

$$K_1 = \frac{37,4 \cdot 10^{-2}}{0,622}\frac{p}{T^2} \quad \text{и} \quad K_2 = 77,6 \cdot 10^{-6}\frac{p}{T^2} + 74,8 \cdot 10^{-2}\frac{e}{T^3}$$

достаточно знать измеренные величины метеопараметров. Однако можно, допуская определённую погрешность вычислений, использовать не текущие значения метеовеличин, а параметры стандартной атмосферы, которые для приземного слоя могут быть приняты следующими [51]: e=13,6 мбар, p=1000 мбар, T=288 °С. Как видно из рисунка 2.5, погрешность в расчётах коэффициентов K_1 и K_2 для стандартной атмосферы, по сравнению с величинами этих же коэффициентов при разбросе

температуры ±10 °С и влажности ±4 мбар, не превышает 10%. Известно также [60], что изменение температуры T и влажности происходит коррелированно и совпадает по знаку. Поэтому ошибка при расчёте градиента коэффициента преломления будет существенно меньше, так как при одновременном уменьшении или увеличении метеовеличин их влияние взаимно компенсируется.

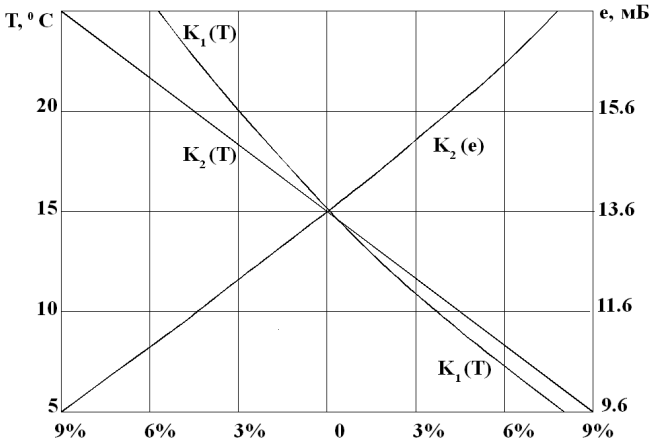


Рисунок 2.5 – Погрешности расчёта градиентов температуры и влажности

Если текущие значения температуры и влажности укладываются в интервал (15±10) °С и (13,6±4) мбар, то погрешность величин K_1 и K_2 при использовании параметров стандартной атмосферы не превышает 10%. Изменение метеовеличин от дня ко дню в летнее время на высоте несколько десятков метров укладывается в указанные пределы [60]. В результате, используя параметры стандартной атмосферы, имеем

$$K_1 = 0,72 \cdot 10^{-2}, \quad K_2 = 1,36 \cdot 10^{-6}.$$

Учитывая соотношения (2.12), получаем окончательное выражение для дисперсии флуктуаций коэффициента преломления

$$\sigma_{\Delta n}^2 = 4 \cdot 10^{-3} \left[\frac{\gamma}{\eta}(z) \right]^2 \left(\sigma_{\Delta R}^2 + 0,83 \sigma_{\Delta LE}^2 \right). \qquad (2.13)$$

При расчёте по формуле (2.13), помимо уже указанных параметров, необходимо знать дисперсии радиационного баланса и затрат тепла на испарение (R и LE). Их определим, пользуясь крупномасштабной топографической картой. В районе трассы выделяем основные виды подстилающих поверхностей, такие как луг, лес, болото и т. д., приписываем каждому участку определённые величины R и LE, затем находим их средние значения и вычисляем дисперсию.

Для облегчения расчётов выразим величины радиационного баланса и затрат тепла на испарение в процентах относительно друг друга [140–144 и др.]. Для этого на основании систематизации результатов экспедиционных наблюдений, проведённых сотрудниками ГГО им. А.И. Воейкова, Академии наук и других научно-исследовательских учреждений, составлена таблица 2.3 величин радиационного баланса и затрат тепла на испарение в зависимости от вида подстилающей поверхности, где данные указаны в процентах по отношению к метеопараметрам заросшей травой поверхности (луг).

Таблица 2.3 – Средние величины метеорологических параметров для различных видов подстилающей поверхности (в процентах)

Вид поверхности	R	LE
Луг	100	100
Лес	118	123
Вода	137	86
Болото	107	94
Кустарник	109	111
Пойма	100	122
С/х поле	100	100

Теперь достаточно знать величины параметров R и LE только для какого-либо одного вида подстилающей поверхности и, пользуясь указанной таблицей, произвести пересчёт для других поверхностей. Рассчитав для каждого участка подстилающей поверхности соответствующие величины метеопараметров, можно по отклонению от средних для трассы R и LE вычислить дисперсии радиационного баланса и затрат тепла на испарение, т. е. величины $\sigma^2_{\Delta R}$ и $\sigma^2_{\Delta LE}$. Используя их численные значения и произведя соответствующие вычисления, получим среднеквадратическую величину флуктуаций неоднородностей коэффициента преломления над заданной местностью.

Обычно трасса распространения радиоволн находится внутри какого-то синоптического образования. Поэтому флуктуации коэффициента преломления воздуха определяются не только местными возмущениями, но и характеристиками синоптических неоднородностей. Ввиду того что барические системы имеют средний размер порядка тысячи километров и более, а трассы имеют значительно меньшую протяженность, выполним расчёт поперечного градиента коэффициента преломления, полагая его постоянным вдоль всей трассы, по следующей методике. На основании

измерений метеовеличин на станциях, расположенных вблизи трассы, с двух сторон от линии передатчик–приёмник рассчитываются коэффициенты преломления. Разность этих величин, нормированная к расстоянию, будет определять поперечный градиент в пределах трассы, знак разности – направление градиента. По имеющемуся профилю трассы вычисляется средний просвет над поверхностью земли. По данным близлежащей к трассе станции высотного зондирования строится вертикальный профиль индекса преломления, который аппроксимируется экспоненциальной зависимостью вида [51]

$$N(z) = N_S \exp(-Az),$$

где N_S – индекс преломления у поверхности земли.

Величина коэффициента A определяется по результатам измерения профиля и может в зависимости от конкретной метеорологической ситуации меняться от 0,11 до 0,16. Если же данные высотного зондирования отсутствуют, следует принять A равным 0,14, что соответствует условиям стандартной радиоатмосферы [152].

Принимая указанную высотную зависимость, запишем выражение для величины поперечного градиента коэффициента преломления на высоте z:

$$\mathrm{grad}(n) = 10^{-6}\,\mathrm{grad}(N_S)\exp(-Az), \qquad (2.14)$$

где $\mathrm{grad}(N_S)$ – поперечный градиент индекса преломления у поверхности земли, определённый указанным выше способом.

Результат, полученный по данной методике, тем более точен, чем меньше расхождение между реальной зависимостью $N(z)$ и аппроксимирующей её экспонентой.

Вследствие перемещения синоптических образований над трассой знак и величина градиента коэффициента преломления изменяется случайным образом, что позволяет нам, возводя левую и правую части соотношения (2.14) в квадрат и усредняя по множеству неоднородностей, получить выражение для дисперсии градиента n:

$$\sigma^2_{\mathrm{grad}(n)} = 10^{-12}\,\sigma^2_{\mathrm{grad}(N_S)}\exp(-2Az). \qquad (2.15)$$

Следует отметить, что наибольшие величины поперечного градиента коэффициента преломления в районе трассы будут возникать при прохождении там метеорологических фронтов [51, 129]. Но в такой ситуации формула (2.15) не может использоваться, так как в пределах фронта вертикальный профиль не может быть аппроксимирован зависимостью указанного вида. В таких условиях необходимо использовать данные прямых измерений индекса преломления в окрестностях трассы.

2.1.3 Экспериментальная оценка зависимости статистических характеристик пространственных мезомасштабных неоднородностей коэффициента преломления в приземном слое атмосферы от характеристик подстилающей поверхности и метеорологических условий

Оценки характеристик мезомасштабных неоднородностей, возникающих в приземном слое атмосферы (ПСА) над участками с разнообразными элементами ландшафта, получены по результатам обработки [68, 153, 154] трёх циклов измерений, проведенных в 1975–1977 гг. в летние месяцы на юго-востоке Западно-Сибирской низменности [66] для абсолютных значений N_S и их отклонений от среднего по пространству. Опыты проводились на местности, частично покрытой смешанными лесами, чередующимися с болотами, долинами рек, впадинами и ровными участками, часть которых занята пашнями и лугами, что позволило получить данные о свойствах ПСА над разными типами подстилающей поверхности. Статистика флуктуаций N_S получена по данным в семи пунктах, разнесенных на расстояния от 7 до 44 км, при ежечасных измерениях метеовеличин стандартными приборами на высоте 2 м над землёй. Высота пунктов наблюдений колебалась от 103 до 161 м над уровнем моря.

При использовании абсолютных значений индекса преломления у поверхности земли в радиометеорологических расчётах обычно предполагается, что его средние значения $\overline{N_S}$ постоянны над земной поверхностью в пределах трассы распространения радиоволн. Но в действительности и средние по времени $\overline{N_S}$, и среднеквадратические отклонения σ_{N_S} могут изменяться уже на расстояниях в единицы километров за счёт разных физико-метеорологических характеристик атмосферы над участками с разными элементами ландшафта. Это иллюстрируется данными, приведёнными в таблице 2.4, где указан разброс средних за месяц $\overline{N_S}$ и σ_{N_S} по пунктам наблюдений и данные о $\left\langle \overline{N_S} \right\rangle$ – пространственно-временных средних за каждый год наблюдений. Временные изменения ежечасных значений N_S на каждом пункте (текущие значения N_S) оценивались величиной σ_{N_S} за месячный период. Значения СКО, усреднённые по всем пунктам наблюдений каждого года опытов, обозначены $\left\langle \sigma_{N_S} \right\rangle$.

Таблица 2.4 – Средние характеристики индекса преломления над пересеченной местностью

Год и месяц опытов	Изменчивость средних и СКО по годам, N -ед.	
1975, июль	$\overline{N_S} = 325...332$ $\langle \overline{N_S} \rangle = 328,4$	$\sigma_{N_S} = 11,2...12,9$ $\langle \sigma_{N_S} \rangle = 11,9$
1976, июнь	$\overline{N_S} = 326...332$ $\langle \overline{N_S} \rangle = 329,4$	$\sigma_{N_S} = 13,2...14,2$ $\langle \sigma_{N_S} \rangle = 13,6$
1977, июнь	$\overline{N_S} = 318...323$ $\langle \overline{N_S} \rangle = 320,1$	$\sigma_{N_S} = 13,0...15,4$ $\langle \sigma_{N_S} \rangle = 14,2$

Пространственная корреляционная функция текущих значений N_S, средняя по всей совокупности экспериментальных данных, представлена на рисунке 2.6. Для разных пар участков и разных серий опытов при разносах 15–16 км корреляция изменяется от хорошей (0,92) до плохой (0,63). При линейной аппроксимации ПКФ разнос, равный 20 км, определяет границу между хорошей и плохой корреляцией (согласно [155] «корреляция довольно хорошая» при величине коэффициента более 0,8).

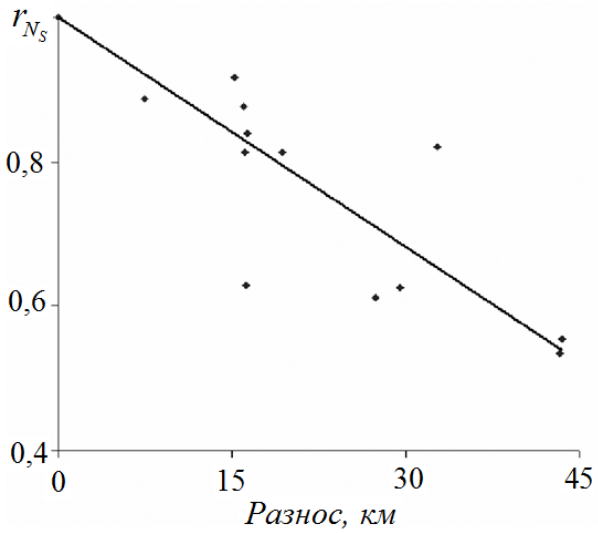
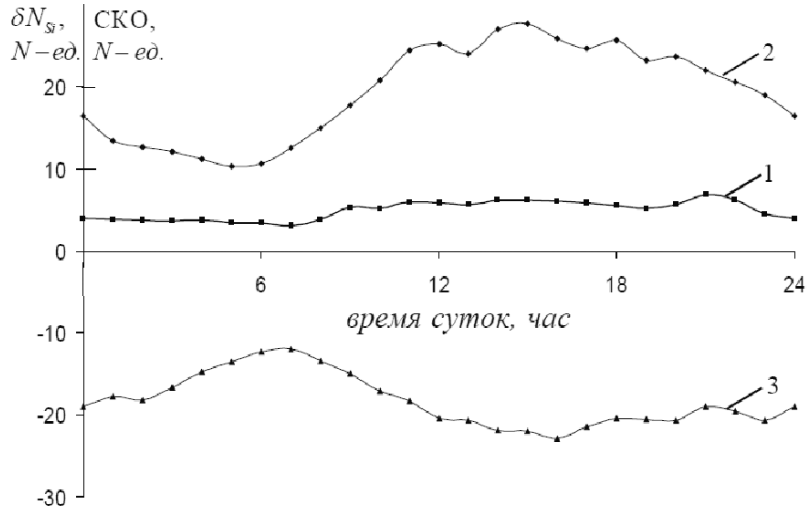


Рисунок 2.6 – Пространственная корреляционная функция текущих значений N_S

Учитывая наличие пространственных флуктуаций метеовеличин в ПСА, оценим, какая ошибка $\delta_{N_{Si}}$ возникает в произвольной точке трассы при описании состояния радиоатмосферы по данным измерений N_{Si} в одной точке. Ошибка определяется выражением $\delta_{N_{Si}} = N_{Si} - \langle N_S \rangle$, где $\langle N_S \rangle$ – текущее среднее значение индекса

преломления по пространству, вычисленное как среднеарифметическое по всем пунктам измерений. Величина $\delta_{N_{Si}}$ зависит как от разнообразия физико-метеорологических свойств участков поверхности, так и от различия высот расположения измерительных пунктов. Для исключения влияния разности высот произведён пересчёт измеренных величин N_{Si} к высоте одного из пунктов (108 м) по формуле, рекомендованной в [152], что позволило получить более надёжные оценки интенсивности пространственных ММН в приземном слое в зависимости от характеристик физико-метеорологических неоднородностей земной поверхности.

Обнаружено, что наибольшие отклонения текущих значений от среднего по пространству в отдельных пунктах достигали 29 N-ед. Время таких различий над участками местности с разными свойствами обычно связано с периодами интенсивного нагревания почвы (первая половина дня) и её охлаждения (первая часть тёмного времени суток). Среднее за месячный период отклонение в такое время доходило до 8 N-ед. Рисунок 2.7 иллюстрирует изменение для разных пунктов наблюдений наибольших отклонений индекса преломления $\delta_{N_{Si}}$, как положительных, так и отрицательных, от средней по пространству величины $\langle N_S \rangle$ за весь период опытов, а также усреднённые по каждому часу наблюдений величины пространственных СКО.



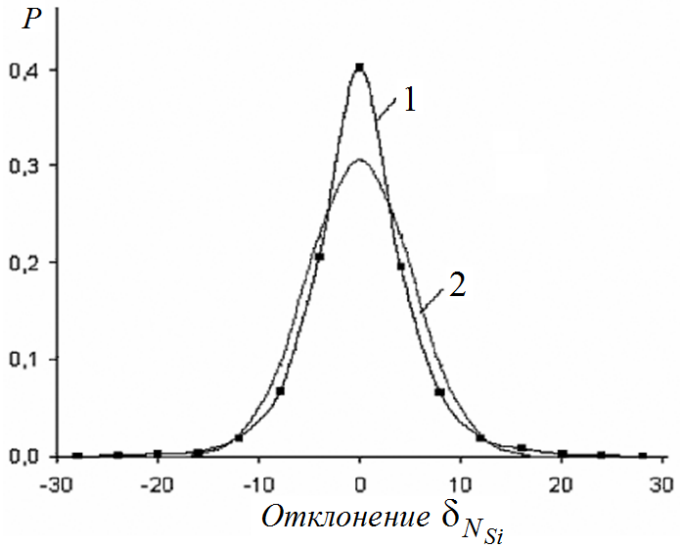
1 – среднее значение СКО; 2 – наибольшие положительные отклонения;
3 – наибольшие отрицательные отклонения

Рисунок 2.7 – Суточные изменения характеристик за весь период опытов

Средняя пространственно-временная величина СКО равна 5,2 N-ед. Днём (с 10 до 20 ч) отклонения максимальны и нестабильны; величина их СКО равна $5{,}8^{+2{,}6}_{-1{,}8}$ N-ед.

В ночное время (с 01 до 06 ч) значение $\langle \sigma_{N_S} \rangle$ меньше и равно $3,6^{+0,4}_{-0,5}$ N-ед.; в отличие от дневного периода, наблюдается стабильность флуктуаций в пространстве и во времени. Среднеквадратичное отклонение N_S, связанное с наличием ММН, превышает погрешности стандартных метеорологических приборов, используемых для оценки индекса преломления у поверхности земли, принятые по величине в соответствии с данными [156], в 2–5 раз.

Величина $\delta_{N_{Si}}$ формируется в течение суток разными, заметно меняющимися по своей интенсивности факторами и за весь этот период не подчиняется закону Гаусса (рисунок 2.8). Вероятность $P(\lambda)$ соответствия эмпирического распределения теоретическому (нормальному) по критерию согласия А.Н. Колмогорова столь мала, что выходит за пределы указанных в таблицах значений. При разделении всего массива данных на части с более-менее однородными физико-метеорологическими условиями различия нормального и статистического распределений уменьшаются, хотя и остаются довольно значительными. В дневной период $P(\lambda) = 10^{-5}$; ночью $P(\lambda) = 0,05$.

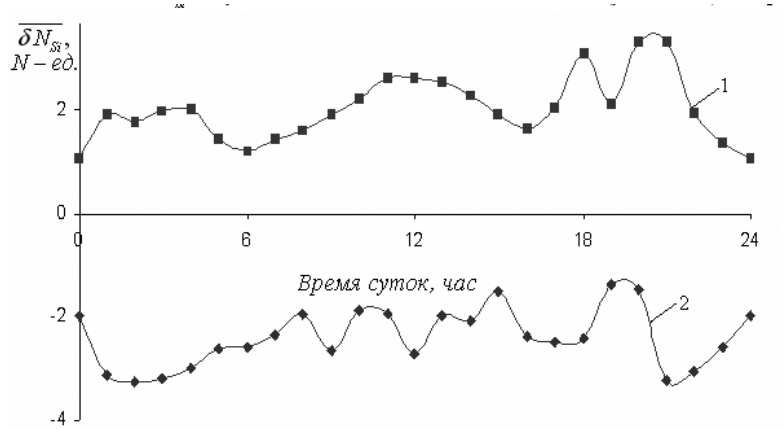


1 – эмпирическое распределение; 2 – нормальное распределение

Рисунок 2.8 – Функция распределения отклонений $\delta_{N_{Si}}$ за весь период опытов

Изучение характеристик $\delta_{N_{Si}}$ для разных ландшафтных зон позволило выделить участки земной поверхности как с повышенной (пониженной) величиной N_S, так и со средним (нулевым или близким к нему) значением этого параметра относительно $\langle N_S \rangle$. Пример таких явлений демонстрируется на рисунке 2.9, где приведены результаты

опытов 1977 года, когда значения N_{Si} на участке с повышенной влажностью (участок 1) в период опытов превышали в среднем за месяц величину $\langle N_S \rangle$, в то время как на участке с малой влажностью зафиксирована отрицательная величина $\overline{\delta N_{Si}}$. Различия для разных участков не сохраняют постоянства во времени, изменяясь в соответствии со сменой общей метеорологической обстановки (от одного синоптического цикла к другому, от года к году). Так, для участка 1 отклонение в предшествующие два года колебалось около нулевого значения. Это являлось следствием различия общих метеорологических условий 1977 года и 1975–1976 гг., что можно видеть и по существенной разнице (8–9 N-ед.) пространственно-временных средних величин в эти годы (см. таблицу 2.4).



1 – участок с повышенной влажностью; 2 – участок с малой влажностью

Рисунок 2.9 – Средние за месяц отклонения индекса преломления над участками с разной влажностью

Проведённые эксперименты показали, что над участками, различающимися по своим физико-метеорологическим свойствам (болота, лес, пашни, луга и т. п.), формируются локальные пространственные неоднородности коэффициента преломления, «привязанные» к каждому из таких элементов ландшафта. Разность текущих значений индекса преломления над отличающимися по своим свойствам участками в 2% случаев превышала величину 24 N-ед. Средняя за период опытов пространственно-временная величина их СКО составила 5,2 N-ед. при вариациях в течение суток в пределах 3,1–8,4 N-ед. Разброс средних за месяц значений индекса преломления над участками земной поверхности с разными свойствами в отдельные периоды суток достигает величины 8 N-ед., что сравнимо с изменениями среднемесячных значений от года к году для этой же местности.

2.2 Крупномасштабные неоднородности поля коэффициента преломления в толще тропосферы над морской поверхностью

2.2.1 Метод оценки характеристик тропосферных неоднородностей

В тропосфере над морем, как и над сушей, тоже формируются неоднородности, возникновение которых связано с наличием перепадов температуры морской поверхности. Такие температурные «пятна», создаваемые циркуляционными потоками внутри водной толщи [157] с размерами в десятки-сотни километров, создают условия для формирования мощных конвективных потоков, пронизывающих всю толщу тропосферы [39]. Их совокупности образуют цепочки мезомасштабных циркуляционных ячеек (см. рисунок 1.7), формирующих приподнятые слоистые неоднородности, которые заметно влияют на распространение радиоволн за радиогоризонтом [113]. Существующие математические модели таких структур [158] не позволяют получить оценки характеристик неоднородностей индекса преломления и приходится находить их на основе обработки опытных данных. Ниже приводятся результаты исследований, выполненных для получения оценок характеристик мезомасштабных неоднородностей, существующих в атмосфере над акваторией Тихого океана.

Так как мезомасштабные явления существенно нестационарны, то для их описания следует применять аппарат квазипериодических случайных функций [72], ибо применение корреляционного анализа даёт погрешности, связанные с наличием трендов, которые тем больше, чем больше длина исследуемой реализации [159]. Чтобы избавиться от этих погрешностей, можно использовать структурный анализ случайных процессов. В [160] показано, что такой подход приводит к получению более точных результатов по сравнению с корреляционным. Это связано с тем, что структурная функция более устойчива к смещению среднего, чем корреляционная. Другой важной особенностью является то, что структурная функция позволяет выделить флуктуационные составляющие процесса более надёжно по сравнению с корреляционной функцией, и это используется для определения параметров скрытых периодических составляющих процессов, что особенно полезно при изучении природных объектов статистическими методами [72]. Используя эту рекомендацию,

выполним анализ пространственных и временных процессов для оценки характеристик среды распространения и радиополей.

Крупномасштабные пространственные структуры тропосферы с размерами в сотни и тысячи километров одновременно включают в себя несколько разновидностей неоднородностей. Составляющая тренда в пространственной реализации $N(l)$ определяется синоптическими образованиями, размеры которых могут доходить до нескольких тысяч километров. Внутри таких крупных неоднородностей формируются квазипериодические структуры размером в десятки и сотни километров, которые в первом приближении можно описать гармоническими функциями [12, 15]. И наконец, в процесс обязательно включены случайные флуктуации, возникающие как за счёт распада динамически неустойчивых синоптических вихрей, так и за счёт разрушения мезомасштабных структур и общего потока воздушной массы.

Основой для приводимых ниже оценок параметров неоднородностей являются экспериментально измеренные значения N в разнесённых точках. Большая часть данных получена при аэрологических измерениях, проведённых стандартной аппаратурой. Расчёт экспериментальных структурных функций (СФ) проводился по методике, рекомендованной в [161].

При расчёте статистических характеристик метеорологических полей, особенно если в одной совокупности используются данные, полученные на пунктах (станциях) с существенно различающимися поверхностями, как, например, море и берег, необходимо учитывать их неоднородность. В этом случае следует использовать не сами исходные данные, а их отклонения от средних в каждом пункте измерений. Такая процедура рекомендована метеорологами для оценки статистических характеристик метеополей, ибо поля отклонений от средних можно рассматривать [162] как изотропные в горизонтальной плоскости и считать величины $\overline{\Delta N_{i,j}^2} = \overline{[(N_i - \overline{N_i}) - (N_j - \overline{N_j})]^2} = B_N(l_k)$, рассчитанные с разносом l_k между точками i и j, выборочными значениями структурной функции поля индекса преломления при произвольной взаимной ориентации точек. Имея в районе исследований набор таких пунктов измерений, получаем для каждой пары всех возможных комбинаций имеющихся пунктов с разносом l_k оценку выборочного значения структурной функции $B_N(l_k)$ для одного из сечений поля метеовеличин. Число сечений зависит от числа возможных комбинаций по

два и определяется используемым объёмом данных. Внутри некоторого интервала расстояний (устанавливаемого на этапе первичного анализа исходных данных) производится усреднение значений структурной функции. Упорядочивая выборочные значения $B_N(l_k)$ по возрастающим l_k, получаем оценку пространственной структурной функции. Для уменьшения погрешностей расчёта СФ, которые возникают в результате ошибок измерений или вследствие наличия так называемых микроклиматических ошибок, рассматриваемых как шумы [162], полученные структурные функции подвергаются сглаживанию, которое может выполняться последовательно несколько раз [163].

Эмпирическая СФ используется для подбора аппроксимирующей формулы, вид которой зависит от конкретных исходных данных. Заканчивается работа определением наилучших параметров формулы, которые и будут являться оценками характеристик неоднородностей. Критерием качества параметров аппроксимации принят коэффициент множественной корреляции [164], значения которого при выполненной нами обработке всегда было больше рекомендованного порогового значения 0,96.

2.2.2 Пространственные неоднородности индекса коэффициента преломления над открытой частью океана

Первые экспериментальные данные о характеристиках мезомасштабных неоднородностей индекса преломления были получены [165] по результатам обработки стандартных аэрологических измерений в период с 1971 по 1978 г., выполненных над Тихим океаном в районе, ограниченном координатами от 6 до 47 градусов северной широты и от 110 до 160 градусов восточной долготы. По сезонам время измерений разделилось следующим образом: зима – 7%, весна – 13%, лето – 17%, осень – 63%. Всего получено 346 пар высотных профилей с разнесением от нескольких километров до 870 км. Запуск радиозондов выполнялся одновременно на двух, трёх или четырёх судах. Измерения проводились над открытой поверхностью океана при разнесении судов в основном в широтном направлении. Зависимость $B_N(l_k)$ получена на основе описанной выше методики для двенадцати градаций расстояний, расположенных равномерно по шкале дальности. Расчёт структурных функций выполнен для трёх уровней высот (0, 1 и 5 км), используемых при анализе ДТР: у поверхности Земли

рассчитывался индекс преломления N_S; уровень 1 км использовался для расчёта градиента в километровом слое; высотой 5 км при расчётах ограничивался [166] верхний уровень объёма рассеяния. Варианты полученных структурных функций представлены на рисунке 2.10 с указанием соответствующих высот.

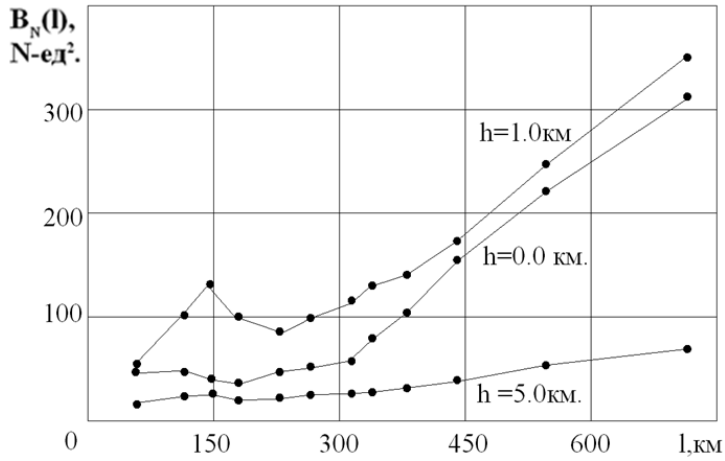
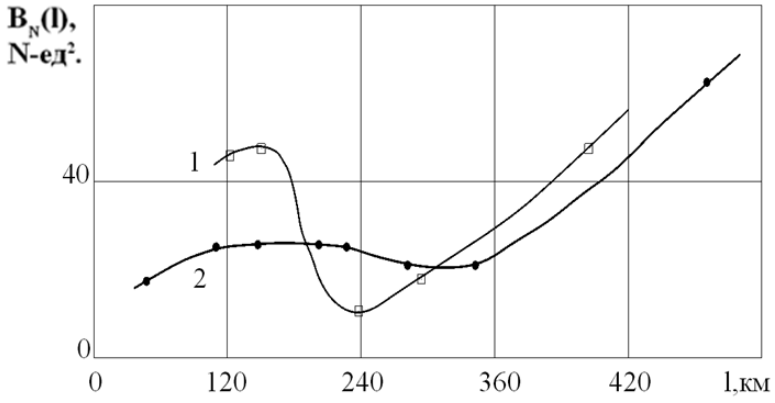


Рисунок 2.10 – Экспериментальные структурные функции индекса преломления на разных высотах над поверхностью океана

Для учёта влияния времени суток на характеристики неоднородностей на высоте 5 км из общей совокупности данных были выделены измерения в ночное время (рисунок 2.11). Видно, что «ночной выброс» структурной функции в окрестностях разносов 150 км заметно превышает её значения в остальное время суток. Этот факт служит одним из подтверждений конвективной природы изучаемых мезомасштабных структур [12, 39].



1 – ночь; 2 – остальное время суток

Рисунок 2.11 – Усиление конвекции в ночное время

При анализе структуры метеорологичесчких полей процессы (явления) микро-, мезо- и макромасштабов рассматриваются как независимые и общая структурная

функция есть сумма соответствующих компонентов [15]. Синоптические образования наиболее крупные. В зависимости от целей анализа их можно рассматривать [12] как случайные макротурбулентные или детерминированные со средним пространственным масштабом 1000–2000 км [57]. Используемые данные (с разносами до 870 км) не позволяют выявлять периодичность синоптических структур, поэтому синоптические образования рассматривались нами как случайные. Для аппроксимации структурных функций синоптических неоднородностей использовалась зависимость

$$B_{\text{син}}(l) = 2\sigma^2_{\text{син}} \left\{1 - \exp(l^2 / l^2_{0\,\text{син}})\right\}, \tag{2.16}$$

где $\sigma^2_{\text{син}}$ – дисперсия пространственных флуктуаций синоптических неоднородностей; $l_{0\,\text{син}}$ – радиус корреляции синоптических неоднородностей.

Модель мезонеоднородностей в соответствии с физической трактовкой природы их формирования (ячейки Бенара) при аналитическом описании должна включать регулярную (периодическую) составляющую. Для её представления воспользуемся результатами работы [167]:

$$B_{\text{рег}}(l) = 2A^2_{\text{мез}} \sin^2\left(\frac{\pi l}{\Lambda_{\text{мез}}}\right), \tag{2.17}$$

где $A_{\text{мез}}$ – амплитуда регулярной составляющей мезоструктур; $\Lambda_{\text{мез}}$ – пространственный период регулярных ячеек мезоструктур.

Согласно выражению (2.17) структурная функция регулярных мезоструктур возрастает от нуля до максимума при значении разноса, равном половине пространственного масштаба, затем вновь убывает до нуля и т. д. В реальной тропосфере их периодичность может существовать лишь ограниченное время и на ограниченном пространственном интервале [12]. В экспериментальной структурной функции эти ограничения должны проявиться в затухании синусоиды, а нарушения периодичности – как случайность мезонеоднородностей, что приведёт к насыщению структурной функции этих компонентов. А так как измерения проводились эпизодически на большом интервале времени (1971–1978 гг.) и на различных участках исследуемого квадрата акватории океана, то в каждой реализации ансамбля данных отражалась структура разных мезонеоднородностей с различающимися пространственными размерами. Поэтому при усреднении значений структурной функции первый её максимум хорошо проявился, а последующие «размывались» тем

больше, чем больше величина разноса. На расстоянии, которое определим как интервал когерентности $l_{\text{ког}}$, свойство периодичности мезоструктур исчезает и они описываются как чисто случайные. В результате имеем два мезомасштабных компонента структурной функции, переходящих один в другой: $B_{\text{рег}}(l)$ хорошо выделяется в пределах интервала когерентности, а затем переходит в $B_{\text{случ}}(l)$ за пределами интервала когерентности. Основываясь на упомянутом выше предположении о возможности выявления регулярных неоднородностей только в пределах ограниченного интервала $l_{\text{ког}}$ и учитывая, что при больших разносах они будут регистрироваться уже как случайные, полагаем, что при нарушении периодичности энергия не изменяется, т. е. и периодические, и случайные мезоструктуры имеют одинаковую интенсивность. Поэтому их математическое описание с учётом соотношения (2.17) может быть представлено выражением

$$\begin{aligned} B_{\text{мез}}(l) &= B_{\text{рег}}(l) + B_{\text{случ}}(l) = \\ &= 2A_{\text{мез}}^2 \sin^2\left(\frac{\pi l}{\Lambda_{\text{мез}}}\right)\exp\left(-\frac{l^2}{l_{0\,\text{ког}}^2}\right) + 2\sigma_{\text{мез}}^2\left\{1-\exp(l^2/l_{\text{ког}}^2)\right\}, \end{aligned} \tag{2.18}$$

где $l_{\text{ког}}$ – интервал квазирегулярности (когерентности) мезоструктур; $\sigma_{\text{мез}}^2(l)$ – дисперсия мезоструктур, рассматриваемых как случайное поле.

Общий вид структурной функции определяется суммой составляющих (2.16) и (2.18):

$$B(l) = B_{\text{син}}(l) + B_{\text{мез}}(l)\,.$$

При сравнении с экспериментом величина невязки

$$\Delta B(l) = B_{\text{экс}}(l) - B(l)$$

определяется вкладом неучтённых высокочастотных составляющих общего спектра неоднородностей, которые следует рассматривать как шумы [162].

Аппроксимация экспериментально полученных структурных функций индекса преломления, представленных на рисунке 2.10, выполнена путём подбора совокупности параметров уравнений (2.16)–(2.18), отвечающей условиям метода наименьших квадратов [168]. Средняя величина невязки $\Delta B(l)$ составила для разных структурных функций 5–7%. В таблице 2.5 дана сводка параметров аппроксимирующих функций для каждой из выбранных высот.

Таблица 2.5 – Параметры мезонеоднородностей над Тихим океаном

h , км	Тип неоднородностей			
	синоптические		мезомасштабные	
	l_0 , км	$\sigma_{син}$, N-ед.	$\Lambda_{мез}$, км	$A_{мез}$, N-ед.
0,0	904	17,3	92	5,2
1,0	723	14,7	143	7,5
5,0	678	6,1	129	3,8

На рисунке 2.12 представлены результаты аппроксимации структурной функции для высоты 1 км: кривые 1, 2 соответствуют структурным функциям синоптического и мезомасштабного компонентов; их суммарная зависимость представлена кривой 3. Точками обозначены экспериментальные данные. Отклонения опытных данных относительно суммарной кривой 3 определяются невязкой ограниченного числа составляющих модели $B(l)$ и многомасштабного реального процесса в атмосфере.

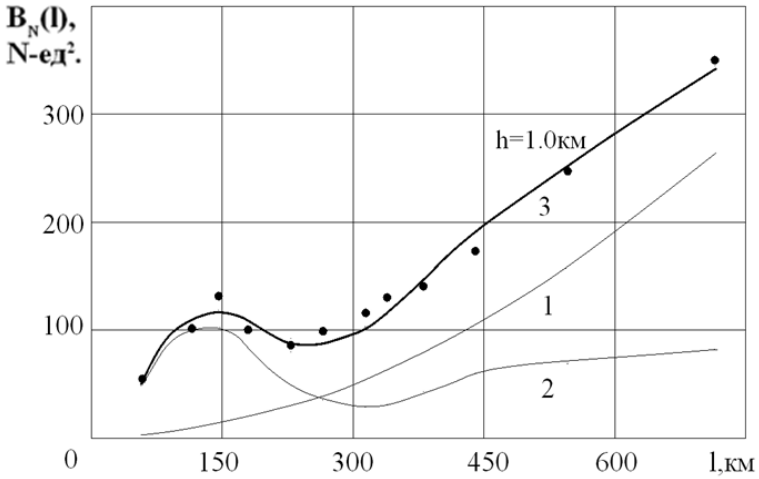


Рисунок 2.12 – Модельная структурная функция индекса преломления (3) и её компоненты; точками изображены экспериментальные данные

Исследование структуры неоднородностей над открытым океаном было продолжено [73] по данным полигонных измерений, которые проводились в рамках международной программы AMTEX-75 [71] в районе с координатами 34–23 градуса северной широты и 123–131 градус восточной долготы (акватория Восточно-Китайского и Филиппинского морей) на 9 станциях, шесть из которых расположены в прибрежной зоне небольших островов, а три – на судах. Взаимное расположение станций и кораблей позволило вычислять значения структурных функций при 32 значениях аргумента (расстояний) в интервале разносов до 1028 км (1028 км – максимальное расстояние

между станциями) при среднем шаге аргумента 40 км (с разбросом от единиц километров до 128 км).

В период проведения эксперимента (с 14 по 28 февраля 1975 г.) произведено 513 запусков радиозондов (4-разовое зондирование в 3, 9, 15, 21 ч местного времени). При обработке профилей отсчёты метеовеличин брались через 0,25 км до высоты 3 км и через 0,5 км на высотах 3–5 км. Сравнительный анализ аэрометеорологических и синоптических условий периода выполнения программы AMTEX-75 с климатическими данными позволил сделать вывод [169] о репрезентативности наблюдений и, следовательно, изучаемых характеристик структуры атмосферы в данном районе.

Как и ранее, принимаем, что основой формирования первичных мезомасштабных структур являются конвективные ячейки [15]. Размеры ячеек зависят главным образом от размеров температурных пятен водной поверхности [157]; форма их близка к круговой. Пространственное описание таких ячеек на заданной высоте представляем квазипериодической функцией со случайной амплитудой. Композиция первичных ячеек формирует более крупные вторичные образования, которые определены как мезомасштабные конвективные комплексы, по форме также близкие к круговой [12]. Это обусловило присутствие в модели двух гармонических компонентов с различными амплитудами и пространственными периодами.

Все метеорологические поля существуют в турбулентной (в широком смысле) атмосфере и неизбежно обладают свойствами случайных полей, поскольку спектр атмосферных процессов является непрерывным. Поэтому возникает необходимость включения в модель случайной составляющей, отражающей наличие макромасштабных (синоптических) структур или продуктов их распада в процессе эволюции. Эту составляющую условимся характеризовать гауссовой корреляционной функцией с радиусом корреляции, равным среднему размеру случайной неоднородности.

Таким образом, модель включает три разновидности метеообразований:

а) первичные конвективные квазигармонические ячейки;

б) их композицию как единый мезомасштабный конвективный комплекс;

в) компонент, отражающий случайную составляющую макромасштабных атмосферных образований.

Структурная функция такой комбинированной неоднородности представлена в виде трёх слагаемых – двух гармонических и гауссоиды:

$$B(l) = 2A_{\beta}^2 \sin\left(\frac{\pi l}{\Lambda_{\beta}}\right) + 2A_{\alpha}^2 \sin\left(\frac{\pi l}{\Lambda_{\alpha}}\right) + 2\sigma^2\left[1 - \mathrm{Exp}\left(\frac{l^2}{L_0^2}\right)\right], \qquad (2.19)$$

где A_{β} и A_{α} – амплитуды пространственных флуктуаций первичных квазипериодических структур и их комплексов; Λ_{β} и Λ_{α} – средние размеры квазипериодических ячеек и комплексов; σ^2 и L_0 – дисперсия (интенсивность) и радиус пространственной корреляции случайного компонента соответственно.

Достоверность аппроксимации проверялась путём расчёта коэффициента множественной корреляции, величина которого составила 0,97 – 0,99, что превышает предлагаемое в [164] пороговое для положительного решения значение 0,96.

На рисунке 2.13 приведён пример экспериментальных структурных функций индекса преломления (точки) на высотах 0,5 км и 4,0 км и модельная аппроксимация их зависимостью вида (2.19) с параметрами, указанными в таблице 2.6.

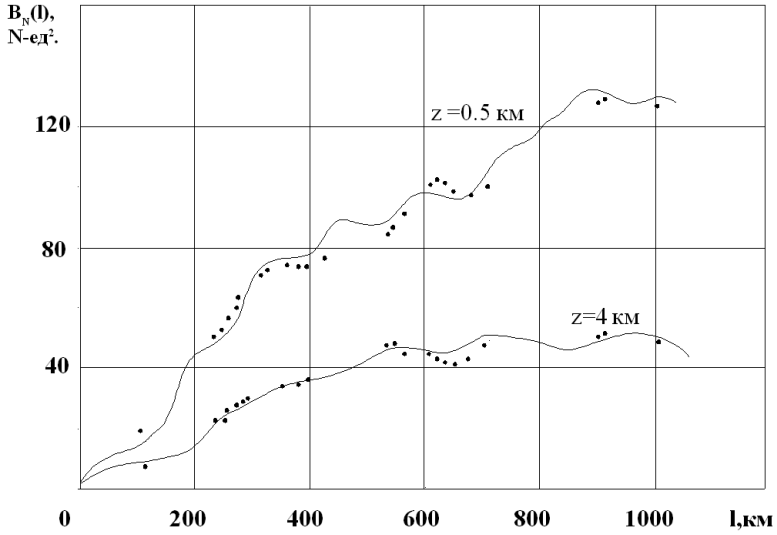


Рисунок 2.13 – Структурные функции индекса преломления и их аппроксимация

Таблица 2.6 – Параметры структурных функций

h, км	σ, N-ед.	L_0, км	A_{β}, N-ед.	Λ_{β}, км	A_{α}, N-ед.	Λ_{α}, км
0,5	7,2	462	2,0	139	3,3	635
4,0	4,7	354	1,2	174	1,7	222

На рисунках 2.14 и 2.15 представлены результаты изучения неоднородностей поля индекса преломления. Первичные конвективные структуры этого поля (мезо-β-ячейки по классификации [12]) наблюдались стабильно на всех высотах исследуемого

интервала и мало изменялись в размерах. А вот структуры мезо-α и случайные существенно изменялись в зависимости от высоты. Это явление объясняется существованием в данном районе в период проведения эксперимента пассатной инверсии [57], которая оказывает задерживающее влияние на распространение вверх медленно поднимающихся больших по площади потоков воздуха, но не сдерживает быстрое перемещение вверх первичных конвективных потоков. В результате мезо-α и синоптическая структуры более чётко выражены на высотах за пределами слоя инверсии, так как ниже, под слоем инверсии, они разрушаются конвективными потоками β, распадаясь на части.

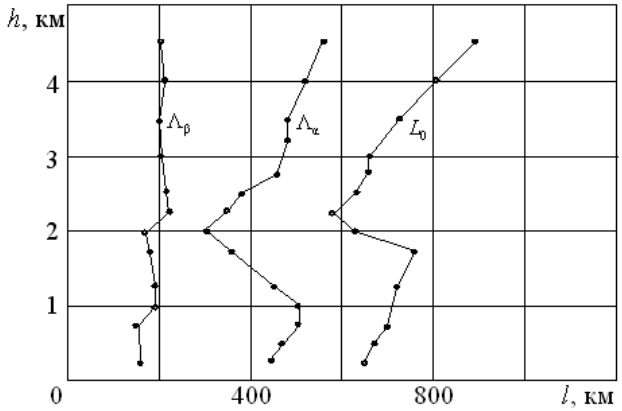


Рисунок 2.14 – Размеры неоднородностей поля индекса преломления

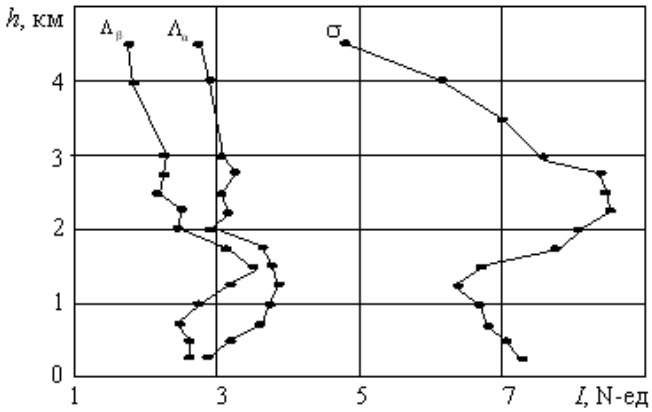


Рисунок 2.15 – Интенсивность неоднородностей поля индекса преломления

Представляет интерес сравнение результатов исследования на Тихом океане с характеристиками мезомасштабных неоднородностей в акватории Атлантического океана, полученными в результате обработки разрезов поля индекса преломления, построенных по рефрактометрическим измерениям (разрезы 520 км [113] и 320 км [170]). Первый разрез выполнен от побережья США (штат Флорида) в сторону океана. Второй основан на измерениях вблизи пролива Ла-Манш. Оба разреза построены в

координатах дальность–высота и обработаны в соответствии с описанной выше методикой. Результаты получены в интервале высот от 1,5 до 3 км и для сравнения представлены в таблице 2.7, из которой видно, что оценки характеристик квазирегулярных мезоструктур Атлантического океана сопоставимы с данными исследования акватории Тихого океана. Это позволяет сделать предположение, что неоднородности, определяемые конвективными процессами в тропосфере над морской поверхностью, являются типичными явлениями.

Таблица 2.7 – Параметры мезонеоднородностей по данным рефрактометрических измерений

Параметры				Источник
случайные		квазирегулярные		
σ, N-ед.	l_0, км	A, N-ед.	Λ, км	
10,2 4,3	320 52	6,2 5,7	344 270	[113] [170]

Приведённые результаты исследований позволяют сделать вывод, что над открытым океаном постоянно существуют крупномасштабные неоднородности поля индекса преломления, параметры которых определяются в основном двумя видами процессов: синоптическими с пространственными масштабами до 2000 км и мезомасштабными с характерным размером до 200 км. Как указано ранее, такие мезонеоднородности являются циркуляционными конвективными системами, которые неизбежно формируют на уровнях своих верхних и нижних границ приподнятые слоистые образования с размерами, соизмеримыми с размером конвективных ячеек.

2.3 Слоистые неоднородности

2.3.1 Слоистые неоднородности над открытой частью океана по данным аэрологических измерений

Слои (слоистые неоднородности), выявляемые по данным аэрологических измерений, принято характеризовать высотой расположения H (обычно определяемой как высота нижней границы слоя); мощностью, или толщиной, δH (разностью высот верхней и нижней границ слоя); интенсивностью, определяемой абсолютной величиной

градиента индекса преломления g в пределах слоя с учётом знака, или перепадом (разностью) градиентов δg выше и ниже точки на высоте H, или через величину отклонения индекса преломления от среднего профиля δN также с учётом знака; другими параметрами (повторяемостью, скоростью формирования и разрушения, временем существования).

Наиболее удобным методом обнаружения слоистых неоднородностей при анализе высотного профиля является расчёт текущего высотного градиента индекса преломления и выделение тех участков, где градиент превышает некоторое заданное пороговое значение [56, 171]. В нашем исследовании фиксировалось наличие слоя, когда величина текущего градиента $g = \delta N / \delta H$ в интервале высот δH превышала градиент нижележащего слоя на величину 30 N-ед./км. Значение порога принято с учётом интенсивности мелкомасштабных флуктуаций [70, 88], величины стандартного вертикального градиента, точности и разрешающей способности аэрологических приборов [56, 113]. Таким образом, наличие слоистой неоднородности определялось при выполнении условия

$$\delta g = \left| g - g_{+1} \right| > 30 \ \text{N-ед.}, \qquad (2.20)$$

где g и g_{+1} – градиенты индекса преломления в соседних уровнях высот.

Одновременно регистрировались интенсивность и высота нижней границы слоя.

Данные о слоистых неоднородностях получены из материалов наблюдений стационарных кораблей погоды [169] за трёхлетний период (1960 – 1963 гг.) и экспедиционных наблюдений НИС за период 1961–1984 гг. Результаты измерений в стационарных точках Тихого океана выявили годовой ход параметров слоёв, а данные по маршрутам судов обеспечили возможность составить карты интенсивности и высоты слоистых неоднородностей над частью акватории Тихого океана. Значения параметров слоистых неоднородностей представлены в таблицах 2.8 и 2.9.

Наиболее высокая вероятность формирования слоистых неоднородностей характерна для восточной части тропической зоны Тихого океана – 94% в летний период года. Минимум вероятности зафиксирован в феврале, но величина этого минимума достаточно высока – 77%.

Таблица 2.8 – Вероятность формирования неоднородностей в различных слоях атмосферы (%)

Район	Месяц	Интервалы по высоте, км			
		0,01–1,00	1,01–2,00	2,01–3,00	3,01–5,00
50 градусов с.ш.	2	20,2	15,7	3,6	–
145 градусов з.д.	5	14,0	17,8	10,8	4,6
	8	41,6	69,6	37,6	13,8
	11	9,4	19,9	5,7	1,8

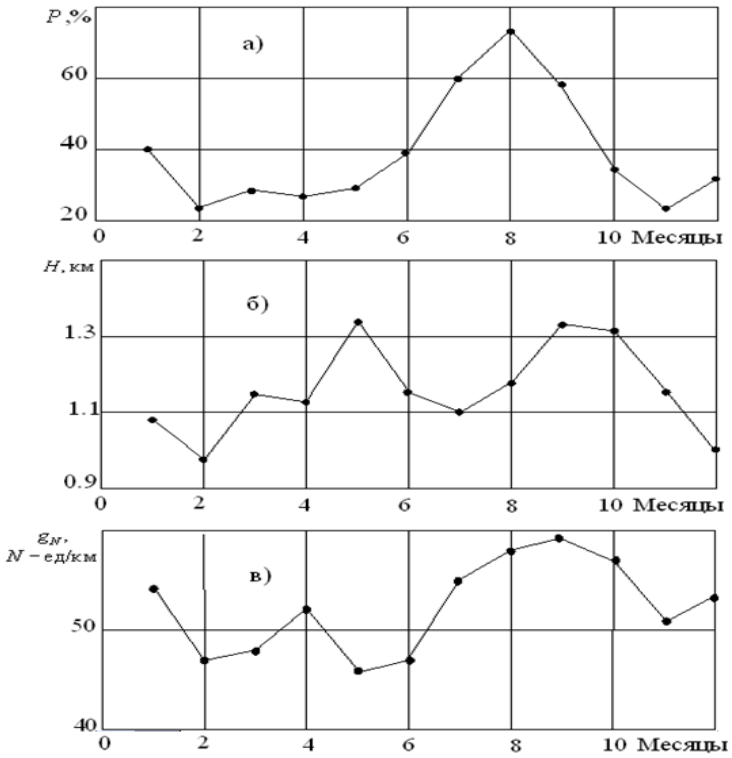
Таблица 2.9 – Вероятность существования разного числа неоднородностей в период подъема радиозонда (%)

Район	Месяц	Число неоднородностей						
		1	2	3	4	5	6	7
50 градусов с.ш.	2	13,4	9,8	3,6	0,9	–	–	–
145 градусов з.д.	5	10,7	14,0	1,7	2,5	–	–	–
	8	18,6	22,1	15,0	8,0	5,3	0,9	0,9
	11	9,4	10,3	1,7	1,7	–	–	–

Высокие значения вероятности формирования неоднородностей определяются тем, что восточная часть тропической зоны Тихого океана постоянно находится в антициклоническом поле. Нижние слои воздуха охлаждаются холодными водами Калифорнийского течения. Поэтому здесь часты инверсии температуры, с чем и связана большая слоистость атмосферы, определяющая интенсивность формирования неоднородностей [55, 169]. В западной части тропической зоны Тихого океана вероятность существования слоистых неоднородностей меньше; максимальное её значение в мае (89%) и минимальное – в зимний период (46%).

Вероятность формирования слоистых неоднородностей над умеренной климатической зоной Тихого океана заметно меньше, чем над тропической зоной. Это связано с большой повторяемостью здесь циклонов. В годовом ходе выделяются два максимума (август – 74%, январь – 40%). Годовые изменения вероятности формирования слоистых неоднородностей приведены на рисунке 2.16.

Экспериментальные исследования особенностей вертикального распределения структуры слоистых неоднородностей были выполнены в период экспедиционных работ в северной части Тихого океана (экспедиция «Аляска-86» [172]). Обобщённый результат измерений среднеквадратических отклонений вертикальных градиентов σ_g на разных высотах представлен на рисунке 2.17.



а) вероятность существования; б) средняя высота; в) средняя интенсивность

Рисунок 2.16 – Годовые изменения параметров неоднородностей в умеренной климатической зоне Тихого океана

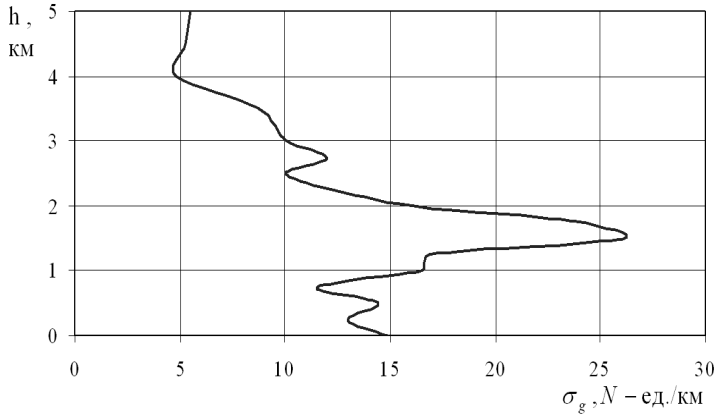


Рисунок 2.17 – Зависимость интенсивности слоистых неоднородностей от высоты

Характерная особенность зависимости, представленной на рисунке 2.17, – наличие интервала высот (1–2 км), в пределах которого изменчивость градиента резко увеличена. В этом же слое зарегистрировано и максимальное количество неоднородностей с градиентом, превышающим –80 N-ед./км. Систематизированные данные о слоях представлены в радиоклиматическом тропосферном атласе Тихого океана [173]. Здесь приводятся две карты этого атласа (рисунки 2.18 и 2.19).

К66. Высота нижней границы неоднородностей вертикального профиля индекса преломления. Май

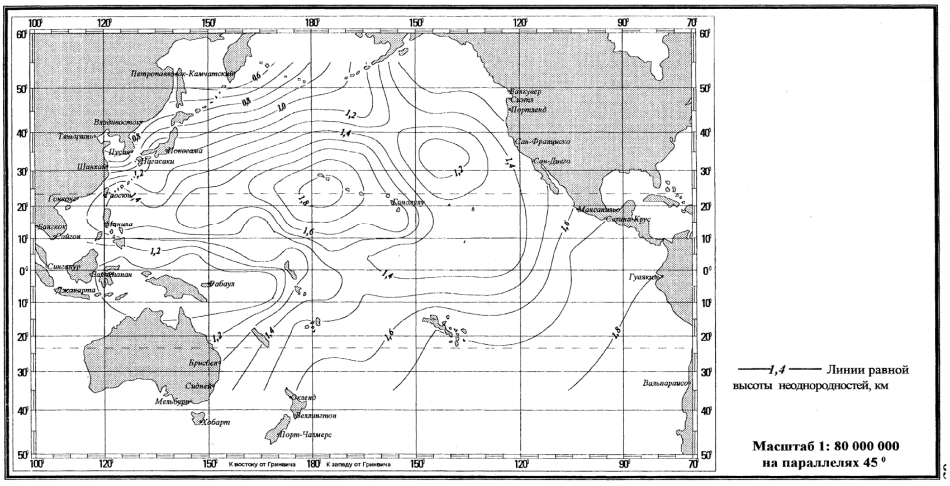


Рисунок 2.18 – Линии равных значений высоты нижних неоднородностей для одного сезона года (в километрах)

К70. Интенсивность неоднородностей вертикального профиля индекса преломления. Май

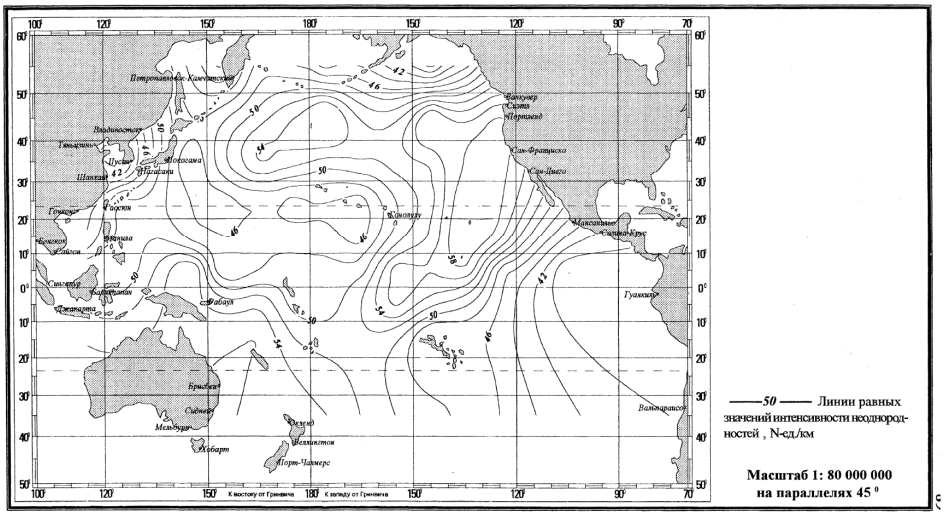


Рисунок 2.19 – Линии равных значений средней интенсивности нижних слоистых неоднородностей

При существенном различии вероятностей формирования слоистых неоднородностей для разных сезонов и географических районов они наиболее часто формируются в небольшом интервале высот от 0,5 до 2,5 км, а их средние высоты составляют 1,00–1,75 км для разных сезонов (см. рисунок 2.18). Установлено также, что средняя интенсивность нижних слоёв (см. рисунок 2.19), наиболее важных с точки зрения радиометеорологии, не претерпевает больших разбросов и изменяется в пределах от 40 до 60 N-ед./км.

Статистическая достоверность результатов исследования слоистых неоднородностей подтверждена проверкой по ряду критериев: гипотеза нормальности

распределения параметров неоднородностей подтверждена по критерию размаха варьирования [174]; для проверки однородности дисперсий высоты и интенсивности неоднородностей, рассчитанных по разным выборкам, применяли F-критерий Фишера; однородность средних значений проверена по t-критерию Стьюдента [175].

2.3.2 Наклонные слоистые неоднородности

Приведённые данные о слоистых неоднородностях получены в предположении, что их отражающие плоскости ориентированы параллельно земной поверхности. Но помимо горизонтальных слоёв, существуют неоднородности, наклонённые относительно земли [60]. Наклон слоя может оказать заметное влияние на характеристики принимаемых сигналов [98, 176, 177 и др.]. Оценка углов наклона слоистых неоднородностей относительно горизонта была проведена по данным эксперимента AMTEX [71]. Для каждой пары из 9 аэрологических станций рассчитывались разности высот равных значений индекса преломления, затем с учётом расстояний между этими станциями рассчитывались углы наклона слоя. Всего вычислено 728 значений углов; данные расчётов приведены в таблице 2.10.

Таблица 2.10 – Углы наклона слоёв по данным аэрологических измерений эксперимента AMTEX

Пределы изменений, град.	Повторяемость, %
0,00…0,75	89,15
0,75…1,50	7,28
1,50…3,00	3,17
6,00…7,50	0,40

Так как разнос наблюдательных станций составлял десятки-сотни километров, а точность аэрологических измерителей позволяет регистрировать лишь значительные перепады метеовеличин, для расчетов использовались измерения, когда на обеих станциях выявлялись хорошо выраженные слоистые неоднородности, в которых измеренный вертикальный градиент был меньше –80 N-ед./км и которые считались разнесёнными в пространстве разрезами одного и того же слоя. Поэтому измерения позволили оценить параметры наклонов только наиболее интенсивных слоёв – приподнятых атмосферных волноводов (ПАВ), имеющих размеры от десятков до сотен

и более километров, характеризующихся большей (до нескольких суток) временной устойчивостью. Согласно полученным данным в 96% случаев максимальный угол наклона слоя не превышает 1,5°. Углы в диапазоне 1,5–3 градусов зарегистрированы в 3,17% случаев, углы 3–6 градусов не выявлены. Наклон величиной 6–7,5 градусов отмечен в 4% случаев; возможно, это ошибки или случаи многослойного волновода.

Обработка данных аэрологических измерений эксперимента AMTEX позволила зарегистрировать только мощные слои как результат протекания в атмосфере крупномасштабных синоптических процессов. Учитывая, что спектр атмосферных неоднородностей включает образования с размерами от тысяч километров до долей сантиметров (см. рисунок 1.4), а также факт существования не только плоских, но и объёмных мезомасштабных неоднородностей, наличие которых неизбежно связано с возникновением вокруг них промежуточных зон, разделяющих разные по величине коэффициента преломления потоки воздуха как по горизонтали, так и с наклоном к горизонту, правомерно утверждать, что в атмосфере, помимо «ярко» выраженных слоёв, наклоны которых отражены в таблице 2.10, формируются и более слабые слои (согласно приведённому выше определению слоя) – образования с произвольной ориентацией в пространстве в виде квазизеркально отражающих радиоволны поверхностей, присутствие которых в атмосфере скорее правило, чем исключительные случаи. Посредством использования специально изготовленных приборов удалось зарегистрировать в атмосфере мезомасштабные структуры с отражающими гранями, наклонёнными к плоскости горизонта до десятка и более градусов. Результаты таких исследований представлены в обобщающей таблице 2.11.

Таблица 2.11 – Углы наклона слоистых неоднородностей по разным источникам

Источник	Метеорологическое явление	Способ регистрации	Величина наклона
[178]	Приподнятые атмосферные волноводы	Метеонаблюдения (радизонд)	(0–0,8)° – 90% (0,8–3)° – 10%
[52, 179]	Фронтальные зоны	Метеонаблюдения (радизонд)	(0,2–1,1)°
[180]	Слои над Мексиканским заливом	Метеонаблюдения (модернизированный радизонд)	(1,3–1,5)°, зафиксировано 2,3°
[181]	Приподнятые слои инверсий у границы море-суша	Метеонаблюдения (рефрактометр)	(0,8–2,3)°
[182]	Разрушающиеся гравитационные волны	Метеонаблюдения (микробарометр), радиоизмерения	(1,6–5,0)°

Источник	Метеорологическое явление	Способ регистрации	Величина наклона
[64]	Обычные метеоусловия Гравитационные волны	Метеонаблюдения (микробарометр) Радиоизмерения	от 1° до 8°, зафиксировано СКО до 5°
[61]	Инверсионный слой при наличии внизу конвективных потоков (холмообразная поверхность)	Радиолокационные измерения	18° (A =100 м, L = 600 м)

Анализ представленных данных указывает на зависимость величины углов наклона от типа использованных измерителей. С помощью радиозондов можно регистрировать только значения наклонов интенсивных, больших по размерам слоёв с малыми наклонами. При увеличении точности радиозонда фиксируются бóльшие величины наклонов. Как видно из остальных данных таблицы, применение более чувствительных приборов и методов измерений позволяет выявить наличие слоистых неоднородностей с ещё бóльшим наклоном.

Выводы

1. На сухопутных трассах распространения радиоволн в приземном слое атмосферы существуют мезомасштабные неоднородности коэффициента преломления, возникающие над локальными участками земной поверхности из-за различий их нагрева и количества испаряемой влаги.

2. Разработана методика расчёта статистических характеристик флуктуаций коэффициента преломления, существующих над земной поверхностью, основанная на использовании картографического описания местности с разными элементами ландшафта и учёте данных метеорологических измерений. Экспериментально подтверждено наличие ММН в приземном слое атмосферы; их характеристики по данным опытов не противоречат теоретическому описанию.

3. Экспериментально подтверждено наличие над морской поверхностью мезомасштабных неоднородностей коэффициента преломления, сформированных конвективными циркуляционными ячейками размером 100–300 км, существующими внутри макромасштабных (синоптических) образований.

4. Экспериментально определены характеристики слоистых неоднородностей коэффициента преломления, постоянно существующих над поверхностью Тихого океана на высотах более 0,8 км; в систематизированном виде эти сведения представлены на картах радиоклиматического тропосферного атласа.

5. По данным независимых литературных источников подтверждено наличие в атмосфере метеорологических образований с наклонёнными относительно горизонта граничными поверхностями (слоями); наклон таких слоёв может составлять величину порядка десяти градусов и более.

3 КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ФЛУКТУАЦИИ ПАРАМЕТРОВ РАДИОСИГНАЛОВ

3.1 Флуктуации параметров сигнала над сушей в зоне прямой видимости и дифракции (поверхностная волна)

3.1.1 Флуктуации азимутальных углов прихода

Задачу о влиянии крупномасштабных неоднородностей тропосферы на флуктуации угла прихода и разности фаз радиосигнала в двух разнесённых по горизонтали поперёк трассы точках (антеннах) рассмотрим в приближении геометрической оптики. Такое приближение допустимо, если длина волны мала по сравнению со средним размером неоднородности коэффициента преломления ($a \gg \lambda$) и если размеры зоны Френеля малы по сравнению со средним размером неоднородностей ($\sqrt{D\lambda} \ll a$); эти условия позволяют не учитывать дифракционные эффекты. Следовательно, на трассах тропосферного распространения в ультракоротковолновом диапазоне приближение геометрической оптики вполне допустимо использовать для учёта влияния крупномасштабных возмущений коэффициента преломления. При этом можно говорить о распространении радиоволн в среде со случайно, но плавно меняющимися свойствами, т. е. о случайной рефракции.

Появление азимутальной ошибки за счёт горизонтальной рефракции при произвольной зависимости коэффициента преломления от координат иллюстрирует рисунок 3.1. Направление на источник излучения (точка O) определяется в точке приёма A нормалью к фазовому фронту и относительно оси Y составляет угол α_0. Действительное же направление на источник излучения определяется величиной угла ψ. В результате появляется рефракционная ошибка измерения азимута, равная величине угла $\Delta\alpha$.

Метод расчёта рефракционных ошибок, обусловленных произвольным распределением коэффициента преломления, предложен в работе [183] и развит в [184] для учёта влияния случайной рефракции на точность измерения углов прихода. Задача оценки величины этой ошибки решена исходя из общего дифференциального уравнения траектории луча в среде с переменной скоростью распространения радиоволн.

При условии, что поперечное отклонение луча от прямолинейной траектории в точке приёма A мало по сравнению с длиной трассы D, для величины отклонения угла прихода $\Delta\alpha$ получено выражение

$$\Delta\alpha = \frac{1}{D}\int_0^D y \frac{\partial n(x,y)}{\partial x}\bigg|_{x=0} \partial y\,. \tag{3.1}$$

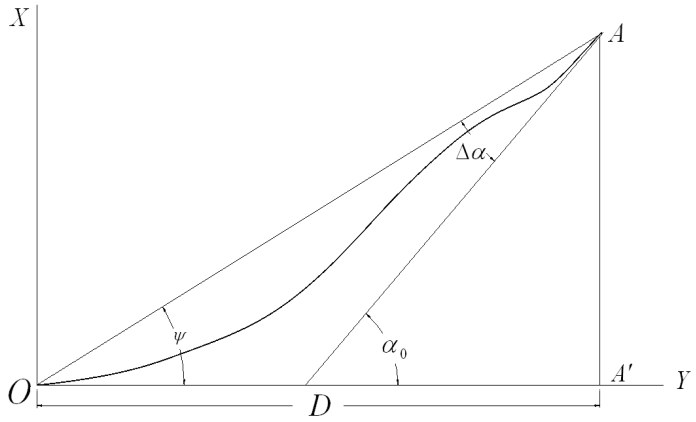


Рисунок 3.1 – Рефракционная ошибка измерения азимутального угла

Это выражение используется для оценки дисперсии углов прихода с учётом конкретного вида зависимости $n(x,y)$ и численных характеристик неоднородностей индекса преломления у поверхности.

Вычислим дисперсию флуктуаций углов прихода в случае, когда $n(x,y)$ – есть случайная функция координат. Для этого левую и правую части выражения (3.1) возведём в квадрат и усредним по всем возможным реализациям неоднородностей коэффициента преломления:

$$\sigma^2_{\Delta\alpha} = \frac{1}{D^2}\int_0^D\int_0^D y_1 y_2 \overline{\frac{\partial n(x_1,y_1)}{\partial x_1}\frac{\partial n(x_2,y_2)}{\partial x_2}}\bigg|_{x_1=x_2=0} \partial y_1 \partial y_2\,. \tag{3.2}$$

Здесь черта сверху означает усреднение по ансамблю неоднородностей. Выражение

$$\overline{\frac{\partial n(x_1,y_1)}{\partial x_1}\frac{\partial n(x_2,y_2)}{\partial x_2}} = K_{n'}\left(x_1, x_2, y_1, y_1\right)$$

есть корреляционная функция производной случайного процесса. Если процесс однородный, то корреляционная функция производной равна второй производной от корреляционной функции процесса, взятой с обратным знаком [185]:

$$K_{n'}(x_1, x_2, y_1, y_2) = -K_n''(x_1, x_2, y_1, y_2).$$

Будем считать, что случайная функция, описывающая структуру поля коэффициента преломления в горизонтальной плоскости, является однородной и изотропной. В этом случае корреляционную функцию допустимо [31] описать гауссовой кривой:

$$K_n(x_1, x_2, y_1, y_2) = \sigma_n^2 \exp\left\{-\frac{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2}{a^2}\right\}.$$

Заметив, что интегрирование в (3.2) ведётся только по y, разделим переменные показателя экспоненты и продифференцируем корреляционную функцию по другой переменной:

$$\frac{\partial^2}{\partial x_1 \partial x_2} \exp\left\{-\frac{(x_1 - x_2)^2}{a^2}\right\}\Bigg|_{x_1 = x_2 = 0} = \frac{2}{a^2}.$$

Выражение для дисперсии в этом случае принимает вид

$$\sigma_{\Delta\alpha}^2 = \frac{2\sigma_n^2}{D^2 a^2} \int_0^D \partial y_1 \int_0^D y_1 y_2 \exp\left\{-\frac{(y_1 - y_2)^2}{a^2}\right\} \partial y_2.$$

Этот интеграл может быть вычислен, если интегрирование провести в области новых переменных U и V, связанных с y_1 и y_2 соотношениями

$$U = y_2 - y_1, \quad V = y_1.$$

Тогда внутренние интегралы, не зависящие от U, вычисляются просто, и после несложных преобразований мы получим сумму интегралов, которые являются табличными или приводятся к ним. В результате приходим к выражению для дисперсии флуктуаций угла прихода в виде

$$\sigma_{\Delta\alpha}^2 = \sigma_n^2 \frac{2}{3}\sqrt{\pi}\frac{D}{a}\left\{\Phi\left(\frac{D}{a}\right) - \frac{3}{2}\frac{a}{D\sqrt{\pi}} + \frac{a}{D\sqrt{\pi}}\exp\left(-\frac{D^2}{a^2}\right) + \frac{a^3}{2D^3\sqrt{\pi}} - \frac{a^3}{2D^3\sqrt{\pi}}\exp\left(-\frac{D^2}{a^2}\right)\right\},$$

где $\Phi(x)$ – интеграл вероятности.

При больших значениях аргумента $\frac{D}{a}$ интеграл вероятности близок к единице. Сумма прочих членов в фигурных скобках при этом много меньше единицы и ими можно пренебречь. Для дисперсии угла прихода получаем простое выражение

$$\sigma_{\alpha}^2 = \frac{2\sqrt{\pi}}{3a} D\sigma_n^2 \cong 1,2\frac{D}{a}\sigma_n^2. \qquad (3.3)$$

Таким образом, при большой по сравнению с размером неоднородностей длине трассы дисперсия пропорциональна дистанции D.

Формулу (3.3) мы будем в дальнейшем использовать для расчёта случайной рефракции за счёт местных возмущений коэффициента преломления. Для учёта в явном виде характеристик неоднородностей поверхности воспользуемся соотношением (2.13) и тогда имеем для угла прихода выражение

$$\sigma_{\Delta\alpha}^2 = 4,8\cdot 10^{-3}\left[\frac{\gamma}{\eta}(z)\right]^2\left(\sigma_{\Delta R}^2 + 0,83\sigma_{\Delta LE}^2\right)\frac{D}{a}. \qquad (3.4)$$

Если считать, что длина трассы D задана, то неопределённым параметром остаётся характерный размер неоднородностей a. Рассмотрим методику его оценки.

Вновь воспользуемся топографической картой. Проведя на карте линию предполагаемой трассы, выделим участки с различными типами покрытий (см. таблицу 2.3), которые или пересекаются трассой или непосредственно прилегают к ней, и определим размер каждого из них. Отметим, что в соответствии с зависимостью на рисунке 2.3 нет смысла выделять участки с размерами менее 0,5 км, ибо их влияние исчезает уже на очень малых высотах. Средний размер выделенных участков и определим как искомый характерный размер неоднородностей a.

Размер неоднородностей влияет на флуктуации угла прихода как через отношение D/a, так и через величину флуктуаций коэффициента преломления. При одном и том же ветровом режиме увеличение параметра a приводит к росту высоты (толщины) h слоя неоднородностей и, следовательно, увеличению интенсивности флуктуаций на высоте z. На рисунке 3.2 приведены графики функции $f(z) = \sigma_{\Delta\alpha}/\Lambda$ при различных значениях h.

Здесь среднеквадратическая величина флуктуаций угла прихода нормирована к параметру Λ, который записывается как

$$\Lambda = \sqrt{\frac{D}{a}\left(\sigma_{\Delta R}^2 + 0,83\sigma_{\Delta LE}^2\right)}.$$

Из рисунка видно, что высота слоя приземных атмосферных неоднородностей существенно влияет на интенсивность флуктуаций коэффициента преломления, но

увеличение флуктуаций угла прихода не будет столь заметным, так как одновременно с ростом величины h уменьшается и отношение D/a за счёт увеличения размера неоднородностей.

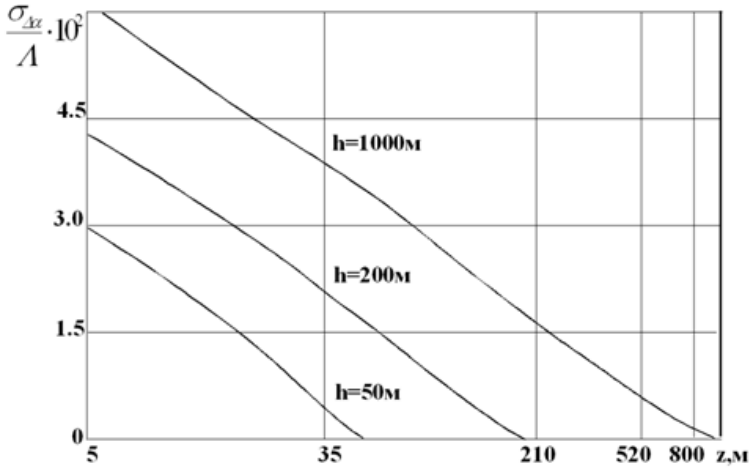


Рисунок 3.2 – Зависимость относительной среднеквадратической величины флуктуаций угла прихода от высоты над земной поверхностью

Зависимость флуктуаций угла прихода от дистанции D для различных метеорологических условий представлена на рисунке 3.3.

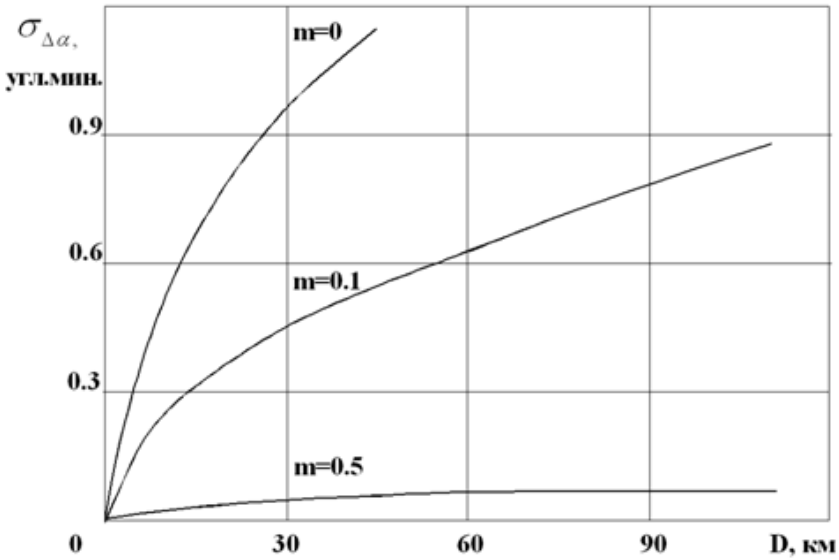


Рисунок 3.3 – Зависимость среднеквадратической величины флуктуаций угла прихода от длины трассы

Расчёт выполнен для трёх значений параметра m, соответствующих минимальным, максимальным и некоторым средним значениям величины $\sigma_{\Delta\alpha}$

(значения m=0, m=0,1, m=0,5 соответствуют погоде безветренной, со слабым ветром и с сильным ветром). Для метеорологических параметров использовались значения из таблицы 2.1, а средний размер неоднородности был получен по карте и составил 4,2 км. Отметим, что использованная нами величина радиационного баланса не является максимальной; в солнечные летние дни эта величина может быть превышена в два и более раза. Соответственно могут увеличиться флуктуации коэффициента преломления и флуктуации угла прихода.

В заключение сформулируем этапы оценки дисперсии флуктуаций углов прихода, возникающих за счёт наличия местных неоднородностей.

1. Имея подробную топографическую карту, проводим на ней линию предполагаемой трассы, вычерчиваем профиль этой трассы (в параболическом масштабе) и рассчитываем величину среднего просвета z.

2. Выделяем участки с разными типами подстилающей поверхности и оцениваем средний размер неоднородностей a.

3. Рассчитываем среднее значение параметра шероховатости для выделенных участков z_0.

4. По заданному (или предполагаемому) значению m находим величину h, рассчитываем γ и η.

5. По заданному (или предполагаемому) значению величины радиационного баланса находим R для каждого участка и делаем оценку $\sigma_{\Delta R}$.

6. Принимая $LE = 0,7R$, рассчитываем $\sigma^2_{\Delta LE}$.

7. По формуле (3.4) рассчитываем для принятых условий средний квадрат флуктуаций угла прихода.

Методика позволяет рассчитывать рефракционные ошибки и прогнозировать их с помощью топографической карты для ожидаемых метеорологических условий.

Если неоднородности значительно превышают по своим размерам длину трассы, как это будет для синоптических образований, то можно положить

$$\frac{\partial n(x,y)}{\partial x} = \text{const} = \text{grad}\, n_x,$$

где $\text{grad}\, n_x$ – поперечная составляющая градиента коэффициента преломления. Если градиент составляет с линией передатчик–приёмник (рисунок 3.4) некоторый угол v, то

ввиду малого искривления луча такой же угол градиент будет составлять с лучом и на всём протяжении трассы. Тогда поперечный градиент коэффициента преломления, постоянный вдоль трассы, который и является причиной изгиба луча, можно записать в виде

$$\operatorname{grad} n_x = \operatorname{grad} n \cdot \sin v .$$

Проинтегрируем выражение (3.1), учитывая постоянство градиента коэффициента преломления вдоль трассы, и получим величину $\Delta\alpha$ угловой рефракционной ошибки:

$$\Delta\alpha = \frac{1}{2}\operatorname{grad} n \cdot \sin v \cdot D = \frac{1}{2}\operatorname{grad} n_x \cdot D .$$

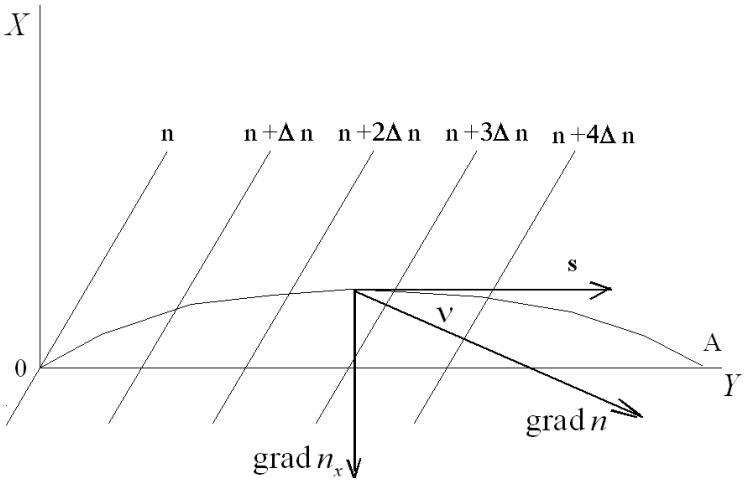


Рисунок 3.4 – К расчёту рефракции в области постоянного градиента

Выражение для дисперсии флуктуаций при среднем просвете линии передатчик–приёмник, равном z, имеет вид

$$\sigma^2_{\Delta\alpha} = \frac{1}{4}10^{-2}\sigma^2_{\operatorname{grad} N_S} \exp\{-2Az\} D^2 . \qquad (3.5)$$

При наличии на трассе постоянного градиента дисперсия флуктуаций угла прихода пропорциональна квадрату расстояния.

Как отмечено в предыдущем разделе, расчёт флуктуаций градиента коэффициента преломления выполняется на основании измерений непосредственно на местности вблизи трассы.

3.1.2 Медленные флуктуации фазы и амплитуды

На приземных трассах на характеристики поля в точке приёма одновременно влияют, кроме неоднородностей тропосферы, складки местности и наземные препятствия. Ниже анализируется модель, учитывающая совокупное влияние случайных неровностей земной поверхности и существующих над ней крупномасштабных неоднородностей коэффициента преломления [186].

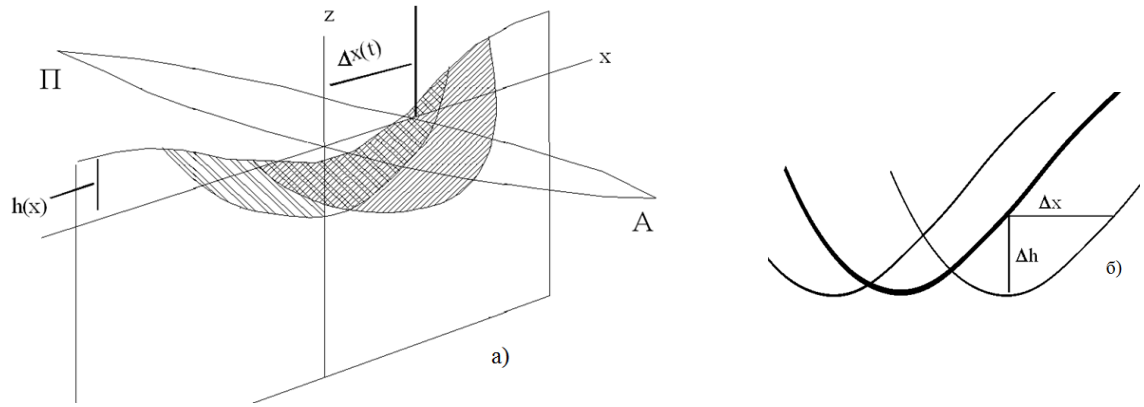
Реальные неровности поверхности и малопрозрачные препятствия можно моделировать полубесконечным экраном со статистически неровным верхним краем [187]. Поле за экраном представляется как результат дифракции на полубесконечном экране с ровной верхней границей (соответствующей среднему положению случайной границы) плюс отклонения амплитуды и фазы, определяемые характером неровностей кромки экрана:

$$\mathbf{\Pi}_A = \Pi_{0A}\left(1+\frac{\Delta\Pi_A}{\Pi_{0A}}\right)\exp\left[i(\varphi_{0A}+\Delta\varphi_A)\right], \tag{3.6}$$

здесь $\mathbf{\Pi}_A$ – электрический вектор Герца в точке A за экраном; Π_A и φ_A – амплитуда и фаза вектора Герца; Π_{0A} и φ_{0A} – соответственно их средние значения; $\Delta\Pi_A$ и $\Delta\varphi_A$ – отклонения амплитуды и фазы от их средних значений.

Усреднённый по времени фронт волны является случайной функцией координат, зависящей от конфигурации экрана. Такие неизменные во времени искажения получили наименование [188] стабильных. В реальных условиях и амплитуда, и фаза за экраном представляют собой случайные функции координат и времени; временные изменения определяются свойствами тропосферы.

Существование на трассе неоднородностей коэффициента преломления большого размера вызывает одновременно с рефракционными поворотами средней плоскости фазового фронта смещение луча от первоначального направления, что приводит к смещению $\Delta x(t)$ зоны Френеля в направлении оси OX (рисунок 3.5), эквивалентному горизонтальному смещению экрана. Такая трактовка влияния медленных изменений индекса преломления позволяет рассматривать задачу дифракции волн на неровном экране при его случайном перемещении поперек трассы.



а) смещения луча и зоны Френеля;
б) приращения отклонений высоты неровностей от среднего уровня экрана

Рисунок 3.5 – Механизм формирования медленных флуктуаций фазы и амплитуды за счёт смещения зон Френеля

Пусть в координатной системе XYZ точечный излучатель расположен в точке $\Pi(0, D_1, 0)$, точка приёма A имеет координаты $A(x_A, D_2, z_A)$, а полубесконечный непрозрачный экран, совпадая с плоскостью XOZ, имеет верхний случайно неровный край, в среднем параллельный оси OX (см. рисунок 3.5). Будем считать смещения экрана достаточно малыми, чтобы воспользоваться методом Кирхгофа в приближении малых возмущений. При этих предположениях в [189] рассчитаны величины флуктуаций относительной амплитуды $\frac{\Delta\Pi_A}{\Pi_{0A}}$ и фазы $\Delta\varphi_A$ электрического вектора Герца в дифрагированном поле:

$$\frac{\Delta\Pi_A}{\Pi_{0A}} = -\frac{1}{b^2 F}\int_{-\infty}^{\infty} h(x)\cdot\cos\left[\frac{\pi}{b^2}(x-\chi_A)^2 + \Phi\right]dx, \qquad (3.7)$$

$$\Delta\varphi_A = -\frac{1}{b^2 F}\int_{-\infty}^{\infty} h(x)\cdot\sin\left[\frac{\pi}{b^2}(x-\chi_A)^2 + \Phi\right]dx, \qquad (3.8)$$

где b – радиус первой зоны Френеля;

F – модуль множителя дифракционного ослабления на полуплоскости;

$h(x)$ – случайная функция, определяющая отклонения высоты неровностей от среднего уровня экрана;

Φ – некоторая функция средней высоты экрана, не влияющая на величину флуктуаций поля;

$$\chi_A = x_A D_1 / (D_1 + D_2).$$

При наличии случайных перемещений экрана во времени по оси OX в каждой точке этой оси имеем приращение $\Delta h(\Delta x)$ отклонения высоты неровности от среднего уровня. В результате появляются временные флуктуации дифрагированного поля в точке A:

$$\frac{\Delta\Pi_A}{\Pi_{0A}}(x,t) = -\frac{1}{b^2F}\int_{-\infty}^{\infty} h(x,t)\cdot\cos\left[\frac{\pi}{b^2}(x-\chi_A)^2+\Phi\right]dx, \tag{3.9}$$

$$\Delta\varphi_A(x,t) = \frac{1}{b^2F}\int_{-\infty}^{\infty} h(x,t)\cdot\sin\left[\frac{\pi}{b^2}(x-\chi_A)^2+\Phi\right]dx. \tag{3.10}$$

Представим $h(x,t)$ в виде

$$h(x,t) = h\left[x(t)\right] = h\left[\langle x\rangle + \Delta x(t)\right],$$

где $\langle x\rangle$ – усреднённая во времени координата произвольной точки над экраном; $\Delta x(t)$ – отклонение (смещение) экрана от его среднего положения.

При малых по сравнению с размерами неоднородностей экрана отклонениях Δx разлагаем $h(x,t)$ в ряд Тейлора и удерживаем только линейные члены:

$$h(x,t) = h\left(\langle x\rangle\right) + \frac{\partial h}{\partial x}\left(\langle x\rangle\right)\cdot\Delta x(t).$$

Подставляя правую часть полученного равенства в соотношения (3.9) и (3.10), представим их как сумму двух членов:

$$\frac{\Delta\Pi_A}{\Pi_{0A}}(x,t) = \frac{\Delta\Pi_A}{\Pi_{0A}}\left(\langle x\rangle\right) + \frac{\Delta\Pi_A}{\Pi_{0A}}(t), \tag{3.11}$$

$$\Delta\varphi_A(x,t) = \Delta\varphi\left(\langle x\rangle\right) + \Delta\varphi(t), \tag{3.12}$$

где второй член правой части обеих равенств описывает медленные временные флуктуации амплитуды и фазы соответственно.

Окончательные выражения для флуктуаций амплитуды и фазы:

$$\frac{\Delta\Pi_A}{\Pi_{0A}}(t) = -\frac{1}{b^2F}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{\partial h}{\partial x}(x)\cdot\Delta x(t)\cdot\cos\left[\frac{\pi}{b^2}(x-\chi_A)^2+\Phi\right]dx, \tag{3.13}$$

$$\Delta\varphi_A(t) = \frac{1}{b^2F}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{\partial h}{\partial x}(x)\cdot\Delta x(t)\cdot\sin\left[\frac{\pi}{b^2}(x-\chi_A)^2+\Phi\right]dx. \tag{3.14}$$

В этих выражениях для простоты записи опущен значок $\langle\rangle$ усреднения во времени координаты произвольной точки X над экраном, что будет делаться и в дальнейшем. Флуктуации относительной амплитуды из (3.11) и фазы из (3.12) дифрагированной на неровном экране волны при принятых условиях определяются в формулах (3.13) и (3.14) и не зависят от времени.

Функцию пространственно-временной корреляции вариаций фазы будем искать в виде

$$K_\varphi(l,\tau) = \sigma_\varphi^2 r(l,\tau),$$

где l и τ – пространственное разнесение (поперек оси OY) точек A и B и временное разнесение моментов наблюдения соответственно; σ_φ^2 – дисперсия временных флуктуаций фазы.

Используя выражение (3.14), получим формулу для функции пространственно-временной корреляции фазы в двух разнесённых поперёк трассы приёмных точках A и B:

$$K_\varphi(l,\tau) = \overline{\langle \Delta\varphi(x_1,t_1)\Delta\varphi(x_2,t_2)\rangle} =$$
$$= \frac{1}{b^4F^2}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\overline{\frac{\partial h}{\partial x_1}(x_1)\frac{\partial h}{\partial x_2}(x_2)}\langle\Delta x(t_1)\Delta x(t_2)\rangle\times$$
$$\times\sin\left[\frac{\pi}{b^2}(x_1-\chi_A)^2+\Phi_A\right]\sin\left[\frac{\pi}{b^2}(x_2-\chi_A)^2+\Phi_B\right]dx_1\,dx_2.$$

Черта сверху означает усреднение по реализациям положения перемещающегося поперёк трассы экрана, значки $\langle\rangle$, как и ранее, означают временное усреднение по различным перемещениям. Среднее произведения для стационарной функции равно второй производной от корреляционной функции процесса, взятой с обратным знаком: $\overline{\frac{\partial h}{\partial x_1}(x_1)\cdot\frac{\partial h}{\partial x_2}(x_2)} = -\sigma_h^2 K''_{h(x)}(l)$. Полагая $h(x)=0$ и функцию корреляции неровностей экрана гауссовой с интервалом пространственной корреляции неровностей экрана l_0, получаем

$$\frac{\partial^2}{\partial l^2}K_h\left(\frac{l}{l_0}\right) = -\frac{2}{l_0^2}\exp\left\{-\frac{l^2}{l_0^2}\right\}\cdot\left(1-2\frac{l^2}{l_0^2}\right)\cong-\frac{2}{l_0^2}\exp\left\{-3\frac{l^2}{l_0^2}\right\}.$$

Приближённость равенства определяется ограничением линейными членами в разложении экспоненты в ряд. Справедливость предположений о гауссовом виде корреляционной функции обоснована в работе [190].

Усредняя Δx по различным траекториям луча, получим временную корреляционную функцию смещений луча:

$$\langle \Delta x(t_1)\Delta x(t_2)\rangle = \sigma^2_{\Delta x} K(\tau/\tau_0) = \sigma^2_{\Delta x}\ K(\tau)\,.$$

Обозначения в полученных выше корреляционных функциях следующие:

σ^2 – дисперсия соответствующих флуктуаций;

τ_0 – интервал временной корреляции;

$l = x_2 - x_1$ – пространственное и временное разнесение соответственно.

Корреляционная функция флуктуаций фазы

$$K_\varphi(l,\tau) = \frac{\sigma_h^2\sigma^2_{\Delta x}K(\tau)}{b^4F^2l_0^2}\cdot\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\exp\left\{-\frac{3(x_2-x_1)^2}{l_0^2}\right\}\times$$
$$\times\sin\left[\frac{\pi}{b^2}(x_1-\chi_A)^2+\Phi_A\right]\cdot\sin\left[\frac{\pi}{b^2}(x_2-\chi_B)^2+\Phi_B\right]dx_1dx_2.$$

Полученное выражение можно записать иначе:

$$K_\varphi(l,\tau) = \frac{\sigma_h^2\sigma^2_{\Delta x}K(\tau)}{b^4F^2l_0^2}\cdot\int_{-\infty}^{\infty}\exp\left\{-\frac{3x_1{}^2}{l_0^2}\right\}\cdot\sin\left[\frac{\pi}{b^2}(x_1-\chi_A)^2+\Phi_A\right]\times$$
$$\times\int_{-\infty}^{\infty}\exp\left\{-\frac{3x_2{}^2}{l_0^2}-2\frac{3x_1}{l_0^2}x_2\right\}\cdot\sin\left[\frac{\pi}{b^2}(x_2-\chi_B)^2+\Phi_B\right]dx_1dx_2. \qquad (3.15)$$

После подстановки результата вычисления внутреннего интеграла [191] полученное новое выражение также сводится (заменой произведения синусов разностью косинусов) к интегралу того же типа. Окончательно выражение для корреляционной функции флуктуаций фазы примет вид

$$K_\varphi(l,\tau) = \frac{\sigma_h^2\sigma^2_{\Delta x}K(\tau)}{b^2F^2l_0^2}\left\{\exp\left[-\frac{l^2}{d_0^2}\right]\cdot\cos(\Phi_A-\Phi_B)+\right.$$
$$+\sqrt[4]{\frac{1-\Psi^4}{1+5\Psi^4+4\Psi^8}}\cdot\exp\left[-\frac{l^2}{d_0^2}\cdot\frac{1+\Psi^4}{1+5\Psi^4+4\Psi^8}\right]\times \qquad (3.16)$$
$$\left.\times\sin\left[\Phi_A+\Phi_B-\operatorname{arctg}^2(\Psi^2)+\frac{l^2}{l_0^2}\cdot\frac{2\Psi^2(1+\Psi^4)}{1+5\Psi^4+4\Psi^8}\right]\right\}.$$

Здесь введены безразмерный параметр $\Psi = b/l_0$ и обозначение

$$d_0 = \frac{l_0}{\sqrt{3}} \frac{D_1 + D_2}{D_1},$$

где d_0 – пространственный радиус корреляции временных флуктуаций фазы. Полагая в соотношении (3.16) $\Phi_A = \Phi_B = \Phi$, $l = 0$, $\tau = 0$, получим для дисперсии фазы

$$\sigma_\varphi^2 = K_\varphi(0,0) = \frac{\sigma_h^2 \sigma_{\Delta x}^2}{b^2 F^2 l_0^2} \left\{ 1 + \sqrt[4]{\frac{1+\Psi^4}{1+5\Psi^4+4\Psi^8}} \cdot \sin\left[2\Phi - \frac{1}{2}\operatorname{arctg}(2\Psi^2) \right] \right\}. \qquad (3.17)$$

Выражение для корреляционной функции временных флуктуаций относительной амплитуды дифрагированной волны получим аналогичным образом из формулы (3.13). Поскольку выражения (3.13) и (3.14) отличаются только фазой периодической функции под знаком интеграла, то результат интегрирования отличается лишь знаком перед корнем:

$$K_\Pi(l,\tau) = \frac{\sigma_h^2 \sigma_{\Delta x}^2 K(\tau)}{b^2 F^2 l_0^2} \left\{ \exp\left[-\frac{l^2}{l_o^2} \right] \cdot \cos(\Phi_A - \Phi_B) - \right.$$
$$- \sqrt[4]{\frac{1+\Psi^4}{1+5\Psi^4+4\Psi^8}} \cdot \exp\left[-\frac{l^2}{l_o^2} \cdot \frac{1+\Psi^4}{1+5\Psi^4+4\Psi^8} \right] \times \qquad (3.18)$$
$$\left. \times \sin\left[\Phi_A + \Phi_B - \operatorname{arctg}^2(\Psi^2) + \frac{l^2}{l_0^2} \cdot \frac{2\Psi^2(1+\Psi^4)}{1+5\Psi^4+4\Psi^8} \right] \right\}.$$

Для дисперсии флуктуаций амплитуды

$$\sigma_\Pi^2 = K_\Pi(0,0) = \frac{\sigma_h^2 \sigma_{\Delta x}^2}{b^2 F^2 l_0^2} \left\{ 1 - \sqrt[4]{\frac{1+\Psi^4}{1+5\Psi^4+4\Psi^8}} \cdot \sin\left[2\Phi - \frac{1}{2}\operatorname{arctg}(2 \cdot \Psi^2) \right] \right\}. \qquad (3.19)$$

Выражения (3.16) и (3.18) для корреляционных функций с точностью до множителя $\left[\sigma_{\Delta X}^2 K(\tau) \right] / l_0^2$, а выражения (3.17) и (3.19) для дисперсии флуктуаций амплитуды и фазы с точностью до множителя $\sigma_{\Delta X}^2 / l_0^2$ совпадают с соответствующими выражениями для флуктуаций параметров волны, дифрагированной на неровном экране, полученными в работе [190]. Поэтому, воспользовавшись результатами указанной работы, запишем сразу выражения для дисперсий флуктуаций, полученные из (3.17) и (3.19) для случаев, когда размер зоны Френеля много больше и много меньше характерного размера неровностей l_0.

Если размер неровности много больше зоны Френеля, имеем

$$\sigma_{\varphi}^2 = \frac{\sigma_h^2 \sigma_{\Delta x}^2}{b^2 F^2 l_0^2} \cdot \sin^2\left[\Phi + \frac{\pi}{4}\right], \tag{3.20}$$

$$\sigma_{\Pi}^2 = \frac{\sigma_h^2 \sigma_{\Delta x}^2}{b^2 F^2 l_0^2} \cdot \cos^2\left[\Phi + \frac{\pi}{4}\right]. \tag{3.21}$$

В случае малых неровностей можно пользоваться следующим приближённым выражением:

$$\sigma_{\Pi}^2 = \sigma_{\varphi}^2 = \frac{\sigma_h^2 \sigma_{\Delta x}^2}{b^4 F^2 l_0^2}. \tag{3.22}$$

При этом дисперсия относительных флуктуаций уровня равна дисперсии флуктуаций фазы (в радианах).

Как указано выше, величина медленных флуктуаций амплитуды и фазы равна соответствующим флуктуациям параметров дифрагированной на неровном экране волны, умноженным на отношение $\sigma_{\Delta X}^2 / l_0^2$. Поэтому медленные флуктуации при прочих равных условиях тем больше, чем больше величина $\sigma_{\Delta X}^2$. А так как дисперсия смещений луча (экрана) пропорциональна дисперсии углов прихода, то увеличение флуктуаций углов прихода сопровождается ростом медленных флуктуаций параметров поля.

Из выражений для корреляционных функций флуктуаций уровня и фазы легко получить коэффициенты автокорреляции медленных флуктуаций:

$$r_{\Pi} = \frac{K_{\Pi}(l,\tau)}{K_{\Pi}(0,0)}, \qquad r_{\varphi} = \frac{K_{\varphi}(l,\tau)}{K_{\varphi}(0,0)},$$

где $K_{\Pi}(l,\tau)$, $K_{\varphi}(l,\tau)$, $K_{\Pi}(0,0)$, $K_{\varphi}(0,0)$ определяются соотношениями (3.16), (3.17), (3.18), (3.19) соответственно.

Анализ выражений для коэффициентов показывает, что и для малых, и для больших неровностей (по сравнению с зоной Френеля) коэффициенты автокорреляции могут быть получены в виде

$$r_{\Pi}(l,\tau) = r_{\varphi}(l,\tau) = K(\tau) \cdot \exp\left\{-\frac{l^2}{d_0^2}\right\}.$$

Если положить $K(\tau)=1$, то получим коэффициент пространственной автокорреляции

$$r_{\text{П}}(l)=r_{\varphi}(l)=\exp\left\{-\frac{l^2}{d_0^2}\right\}. \tag{3.23}$$

Таким образом, коэффициенты пространственной автокорреляции медленных флуктуаций уровня и фазы имеют вид гауссовой кривой, если коэффициент корреляции неровностей на экране также задается в виде гауссоиды. Однако напомним, что для медленных (временных) флуктуаций имеем

$$d_0=\frac{l_0}{\sqrt{3}}\frac{D_1+D_2}{D_1}, \tag{3.24}$$

что по сравнению с пространственным радиусом корреляции стабильных флуктуаций меньше в $\sqrt{3}$ раз. Следовательно, и интервал пространственной корреляции в месте приёма для медленно изменяющихся вариаций амплитуды и фазы меньше, чем для стабильных флуктуаций.

3.1.3 Структурная функция медленных вариаций разности фаз на выходе горизонтально разнесённых антенн

Определим величину флуктуаций разности фаз на выходе горизонтально разнесённых антенн как результат совместного влияния рассмотренных выше механизмов распространения радиоволн над пересечённой местностью.

В соответствии с рассмотренной моделью характер наземных препятствий определяет медленные флуктуации амплитуды и фазы, но не оказывает влияния на изменения углов прихода. Действительно, как показано в работе [192], при падении плоской волны на экран с ровной и горизонтальной верхней кромкой фазовый фронт за экраном не претерпевает поворота в горизонтальной плоскости, если экран расположен перпендикулярно линии распространения волн. Оценка масштабов неоднородностей тропосферы, определяющих случайную рефракцию над неоднородной местностью, показывает, что в пределах существенной для распространения зоны волновой фронт мало отличается от плоского [193, 194]. А поскольку реальные наземные препятствия можно аппроксимировать экраном с ровной верхней кромкой, параллельной горизонтальной плоскости [139, 187], то изменения угла прихода, определяемые

горизонтальной рефракцией, не зависят от неровностей земной поверхности. Всё это позволяет рассматривать в первом приближении влияние случайной рефракции и влияние неровностей земли как независимые эффекты.

Учитывая, что в месте приёма существуют флуктуации фазы за неровным экраном и плоский поворот фазового фронта относительно среднего направления на угол $\Delta\alpha$, определим дисперсию разности фаз в двух точках, разнесённых на расстояние d поперёк трассы:

$$\begin{aligned}\sigma^2_{\Delta\varphi} &= \overline{[\varphi_1 - (\varphi_2 + \delta\varphi)]^2} = \\ &= \overline{\varphi_1^2} + \overline{\varphi_2^2} - 2\overline{\varphi_1\varphi_2} + \overline{(\delta\varphi)^2} + 2\overline{\varphi_2 \cdot \delta\varphi} - 2\overline{\varphi_1 \cdot \delta\varphi},\end{aligned} \tag{3.25}$$

где φ_1 и φ_2 – фазы в разнесённых точках приёма; $\delta\varphi$ – приращение фазы в одной из рассматриваемых точек за счёт поворота плоского фронта в результате рефракции.

Рассмотрим отдельные составляющие правой части выражения (3.25). Так как $\delta\varphi = 2\pi d/\lambda \cdot \Delta\alpha$ для малых $\Delta\alpha$, то два последних члена есть взаимные корреляционные функции флуктуаций углов прихода $\Delta\alpha$ и флуктуаций фазы сигнала, дифрагированного на неровном экране. Используя соотношение (3.8), запишем

$$\overline{\varphi \cdot \delta\varphi} = -\frac{2\pi d}{\lambda}\frac{1}{b^2 F}\int_{-\infty}^{\infty}\overline{\frac{\partial h(x)}{\partial x}}\,\overline{\Delta\alpha \cdot \Delta x}\sin\left[\frac{\pi}{b^2}(x-\alpha_A)^2 + \Phi_A\right]dx\ .$$

Так как по определению $\overline{\dfrac{\partial h(x)}{\partial x}} = 0$, то имеем для двух последних членов $\overline{\varphi_2 \cdot \delta\varphi} = \overline{\varphi_1 \cdot \delta\varphi} = 0$.

Из оставшихся членов выражения (3.25) первые три есть структурная функция медленных флуктуаций фазы $\overline{(\varphi_2 - \varphi_1)^2}$; четвёртый член определён выше через компонент $\delta\varphi$. Окончательное выражение для дисперсии флуктуаций разности фаз на выходе горизонтально разнесённых на расстояние d антенн запишем в виде

$$\sigma^2_{\Delta\varphi} = 2\sigma^2_{\varphi}\left[1 - \exp\left(-\frac{d^2}{d_0^2}\right)\right] + \left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)^2 \sigma^2_{\Delta\alpha} d^2, \tag{3.26}$$

где σ_{φ} – среднеквадратическое отклонение флуктуаций фазы; $\sigma_{\Delta\alpha}$ – среднеквадратическое отклонение флуктуаций угла прихода.

В полученном выражении первый член правой части описывает флуктуационную составляющую медленных вариаций структуры поля в предположении гауссовой корреляционной функции неровностей земной поверхности, второй – рефракционные искажения, определяемые мезомасштабными неоднородностями тропосферы.

3.2 Медленные флуктуации углов прихода при тропосферном распространении

Для решения задачи воспользуемся предложенным в [64] вариантом оценки величины углов прихода в зависимости от угла наклона и ориентации слоистой неоднородности. Предполагается, что размеры отражающей поверхности больше первой зоны Френеля, что позволяет использовать лучевое приближение. На рисунке 3.6 представлена геометрия формирования траектории радиолуча при распространении волны от передатчика T к приёмнику R при условии отражения в точке O от наклонённой слоистой неоднородности, смещённой в сторону относительно плоскости большого круга (ПБК). На рисунке использованы обозначения:

Q – горизонтальная плоскость, перпендикулярная плоскости большого круга, проходящая через точки T и R;

Q' – плоскость, параллельная Q, лежащая на высоте точки отражения O;

β – угол наклона слоя, образованный плоскостью слоя и плоскостью Q';

γ – угол в плоскости Q', образованный перпендикуляром к ребру двугранного угла (равного β) и линией, параллельной линии TR, – угол ориентации слоя;

ϕ и ρ – углы выхода соответственно по вертикали и горизонтали;

μ и α – углы прихода – угол места и угол азимута соответственно.

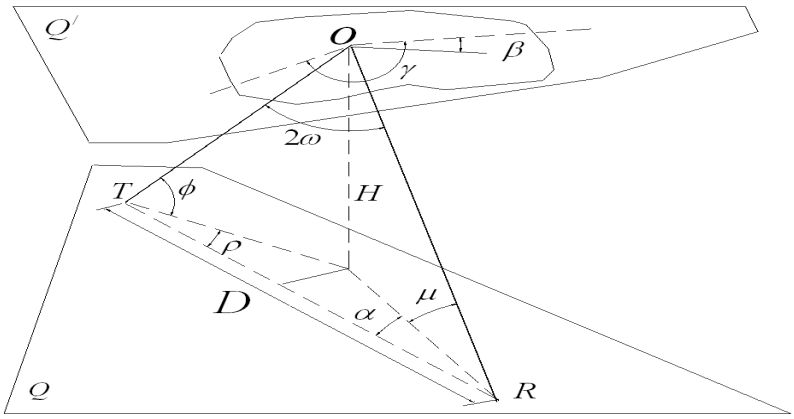


Рисунок 3.6 – Геометрия трассы при отражении от наклонного слоя

Траектория луча определяется параметрами слоя β и γ; точка отражения находится на высоте H. Луч, выходя от передатчика под углами ϕ и ρ, падает на слой с параметрами γ, β под углом ω, который определяется соотношением

$$\cos\omega = \sin\rho\cos\phi\sin\beta\sin\gamma - \cos\rho\cos\phi\sin\beta\cos\gamma + \cos\beta\sin\phi. \qquad (3.27)$$

В точке приёма величина угла прихода в вертикальной плоскости μ рассчитывается на основе формулы

$$\sin\mu = -\sin\phi + 2\cos\beta\cos\omega, \qquad (3.28)$$

а для угла α (угол прихода в горизонтальной плоскости) имеем

$$\mathrm{tg}\alpha = \frac{-\cos\phi\sin\rho + 2\cos\omega\sin\gamma\sin\beta}{\cos\phi\cos\rho + 2\cos\omega\cos\gamma\sin\beta}. \qquad (3.29)$$

Задавая четыре параметра $(\phi, \rho, \beta, \gamma)$, рассчитываем в точке приёма величины углов μ (угол места) и α (азимутальный угол), которые и определяют отклонение приходящего луча от истинного направления на источник излучения. При этом для луча, приходящего в точку приёма R, удалённую от передатчика на расстояние D, должны соблюдаться условия:

$$\frac{\cos\rho}{\mathrm{tg}\,\phi} + \frac{\cos\alpha}{\mathrm{tg}\,\mu} = \frac{D}{H}, \qquad (3.30)$$

$$\mathrm{tg}\,\mu\sin\rho = \mathrm{tg}\,\phi\sin\alpha. \qquad (3.31)$$

Приведённые уравнения при определённых сочетаниях величин углов ϕ, ρ и параметра D/H позволяют вычислить углы прихода α и μ, где α – отклонение азимутального угла прихода от направления на передатчик, определяющее ошибку измерения направления на источник излучения $\Delta\alpha$ при отражении от наклонного слоя.

При расчёте величины отклонений углов прихода на трассах ДТР следует учитывать ограничения диапазонов изменения вертикальных углов выхода и прихода, связанные с величинами углов ψ_T и ψ_R (рисунок 3.7), которые определяются углами закрытия передатчика и приёмника ($\phi_{\min} = \psi_T$, $\mu_{\min} = \psi_R$). Максимальные значения углов ϕ и μ определяются отражениями на больших высотах и зависят от угла падения ω, при котором ещё возможно отражение слоем с учётом интенсивности реально существующих неоднородностей тропосферы (при условии, что слой существует на таких высотах). Углы ψ_T и ψ_R рассчитывают по известным формулам [195] при заданных профиле трассы и высотах передатчика и приёмника.

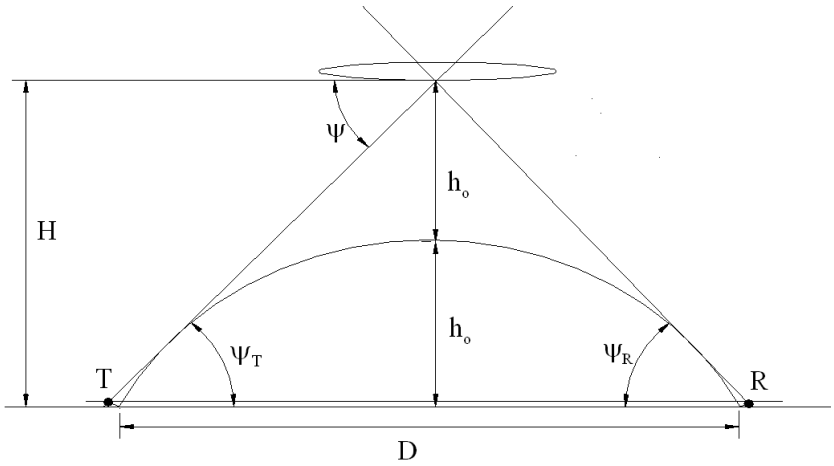


Рисунок 3.7 – К оценке высоты отражающего слоя

Возможность слоя переизлучать энергию в сторону приёмника определяется интенсивностью этого слоя (величина Δn) и величиной угла падения волны на слой ω; при значениях Δn и ω, меньших некоторых критических величин, отраженный сигнал не будет выделяться на фоне рассеянной, быстро флуктуирующей составляющей и слой не будет определять величину угла прихода.

Отражение от слоя максимально ($\phi_{отр} = 1$), когда угол скольжения $\psi = 90° - \omega \le \sqrt{2\Delta n}$, т. е. при условии полного внутреннего отражения. В этом случае с учётом существующих [1] в тропосфере значений $\Delta n = 2 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-6}$, величина ψ должна быть в интервале $(0,26 - 0,13)°$. Более реально рассчитывать на эффект частичного отражения от слоя, когда

$$\phi_{отр} = \frac{\Delta n}{2\sin^2(90° - \omega)}.$$

На основе этого соотношения с учётом существующих в тропосфере величин Δn были приняты для последующих расчётов минимальные величины углов падения на слой:

– для «сильных» $\left(\Delta n = 2 \cdot 10^{-5}\right)$ неоднородностей $\omega \ge 87,2°$;

– для «слабых» $\left(\Delta n = 5 \cdot 10^{-6}\right)$ неоднородностей $\omega \ge 88,7°$.

Величина коэффициента отражения принята 0,005 и 0,004 соответственно для первого и второго случаев. Так как при проведении экспериментальных исследований [196] на трассах ДТР регистрировался сигнал, рассеянный и отражённый атмосферными

неоднородностями при углах скольжения до 2,8° и более, то сделанный выбор величины угла падения вполне приемлем для модельных исследований.

При проведении расчётов задавались параметры слоя (β и γ) и геометрические характеристики трассы. Выбор величины угла β сделан на основе имеющихся в литературе сведений о наклонах слоистых неоднородностей (см. таблицу 2.10), зарегистрированных при выполнении радиометеорологических исследований. Согласно таблице величина угла наклона β для проведения модельных исследований взята 3°.

Расчёты выполнялись для распространения над сферической земной поверхностью при высоте антенн $h_T = h_R = 25$ м. Эквивалентный радиус Земли $a_{\text{эк}} = 8500$ км. Для протяжённости трасс от 70 до 500 км исходные параметры для расчётов приведены в таблице 3.1.

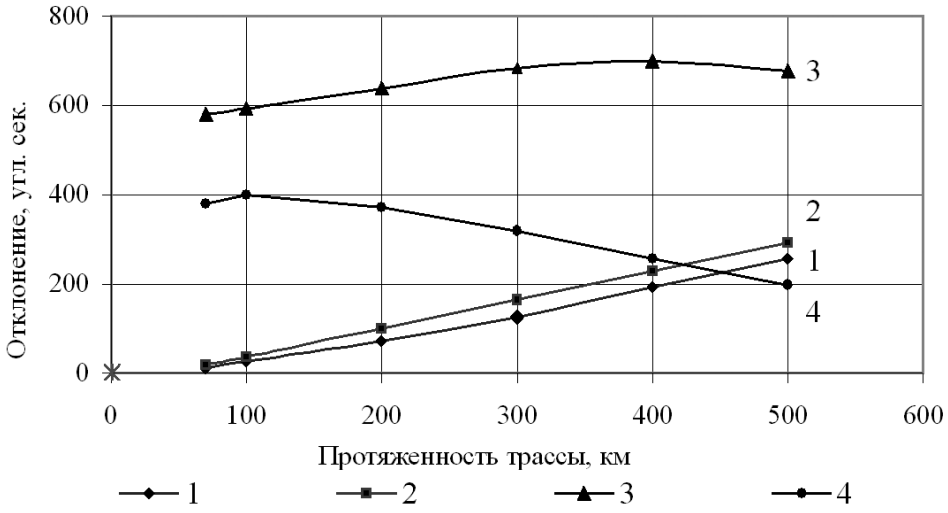
Таблица 3.1 – Исходные параметры трасс для модельных расчетов

D, км	70	100	200	300	400	500
$\psi_{R,\min} = \psi_{T,\min}$	0,097	0,198	0,535	0,872	1,209	1,545
D/H	1181	578	214	131	95	74
θ, град.	0,194	0,396	1,070	1,744	2,418	3,090
$D_{\text{экв}}$, км	29	59	159	259	359	459

Результаты расчётов величины отклонений азимутального угла прихода в точке приёма в зависимости от протяжённости трассы для разных комбинаций параметров модели представлены на рисунке 3.8. Для всех зависимостей постоянен один параметр – величина наклона слоя, которая равна 3°.

Зависимость 1 получена для неоднородности, расположенной ближе к передатчику ($\gamma < 90°$), с ориентацией наклона слоя от 45° до 65°. До 200 км ориентация сохраняется равной 45°, но в то же время угол падения уменьшается, доходит до критического предела (87,2°) и на трассах большей протяжённости в точку приёма могут попасть только лучи при условии $\gamma > 45°$.

Зависимость 2 определена при $\gamma = 90°$. В таком варианте слой расположен над серединой трассы (но точка отражения смещена относительно ПБК). Модельный расчёт показывает, что при данных параметрах слоя для азимутальных отклонений имеет место линейная зависимость от дальности.



1 – ориентация слоя от 45° до 65°, $\omega \geq 87,2°$; 2 – ориентация слоя 90°, $\omega \geq 87,2°$;
3 – ориентация от 135° до 113°, $\omega \geq 87,2°$; 4 – ориентация от 85° до 110°, $\omega \geq 88,7°$

Рисунок 3.8 – Отклонения азимутального угла прихода для разных параметров модели

Кривые 3 и 4 демонстрируют существенное влияние параметров слоя и его интенсивности на характер дистанционной зависимости величины отклонений углов прихода. При расположении слоя ближе к приёмному пункту ($\gamma = 135°$) на меньших дальностях отклонение растёт по мере увеличения D, но одновременно уменьшается угол падения ω (увеличивается угол скольжения). При достижении предельного значения ($\omega = 87,2°$) в соответствии со сделанными ранее предположениями о допустимой величине коэффициента отражения переизлучение от слоя с выбранными вначале параметрами (γ и β) не обеспечивает требуемого уровня сигнала при приёме. Сигнал будет принят только при условии $\omega > 87,2°$, что может быть выполнено для слоёв с величиной $\gamma < 135°$. При такой ориентации условия для приёма сохраняются, но это неизбежно приводит к уменьшению отклонения луча от плоскости большого круга, т.е. к уменьшению угла прихода α, как это и демонстрирует зависимость 3 на участке дальностей более 400 км.

Условие $\omega = 87,2°$ связано с предположением о наличии отражения от более интенсивной (из двух взятых случаев) неоднородности ($\Delta n = 2 \cdot 10^{-5}$). Если же рассмотреть случай $\Delta n = 5 \cdot 10^{-6}$, что потребует выполнения условия $\omega = 88,7°$, тогда получим (кривая 4) уменьшение величины отклонения азимутального угла прихода от ПБК. Этот эффект связан с необходимостью уменьшения γ от 110° до 85° для соблюдения условия $\omega \geq 88,7°$.

Таким образом, при разных метеорологических условиях, определяющих наличие в объёме рассеяния разных типов неоднородностей, могут наблюдаться различные закономерности функций $\alpha(D)$. Но в общем случае в ближней зоне ДТР преобладает рост отклонений с дальностью, тогда как в дальней зоне следует ожидать преобладания обратной зависимости.

Рисунок 3.8 отображает закономерности изменений параметров радиосигнала, определяемые изменениями объёма области переизлучения и параметров переизлучающих метеорологических объектов в пределах этого объёма. Таковыми параметрами являются в первую очередь наклон слоя β и его ориентация γ. Именно эти параметры (которые можно рассматривать как прямые радиометеорологические параметры) определяют прежде всего вид дистанционных зависимостей на рисунке 3.8. Опытные данные о величинах углов β и γ практически отсутствуют. Есть лишь несколько публикаций с результатами прямой оценки величины угла β (см. таблицу 2.10); данные об угле γ (а его оценка может быть выполнена только применительно к какой-то конкретной радиотрассе) никогда не регистрировались.

Поэтому возникает вопрос о возможности использования метеопараметров, прямо не связанных с параметрами слоя, но доступных для измерений. В работах по радиометеорологии установлена [197] зависимость между температурой воздуха вблизи земли, наличием воды (озёр или болот) и фактами отражений от слоистых неоднородностей; зафиксирована связь между величиной вертикального градиента температуры и влажности. Поэтому логично полагать, что величины вертикального градиента коэффициента преломления g_n и индекса преломления у поверхности земли N_s (эти радиометеорологические параметры определим как косвенные, которые дают возможность оценить воздействие общей метеорологической обстановки на характеристики тропосферного сигнала) влияют на величину отклонений угла прихода.

Известно, что изменение вертикального градиента определяет изменение эквивалентного радиуса Земли $a_{\text{эк}}$:

$$a_{\text{эк}} = \frac{a}{1 + a g_n},$$

где a – радиус Земли, равный 6380 км.

В свою очередь изменение вертикального градиента приводит к изменению углов ψ_T и ψ_R (рисунок 3.9). В результате, чем меньше величина $a_{эк}$, тем меньше сектор углов ψ, в пределах которых может пройти луч от передатчика к приёмнику. И тем самым уменьшается вероятность «выбора» слоя, обеспечивающего переотражение сигнала в точку приёма. При большей величине $a_{эк}$ диапазон изменений ψ (от $\psi_{\min}$ до $\psi_{\max}$) увеличивается, увеличивается интервал высот, где может быть расположен отражающий слой, и возможный диапазон изменений угла α от $\alpha_{\min}$ до $\alpha_{\max}$.

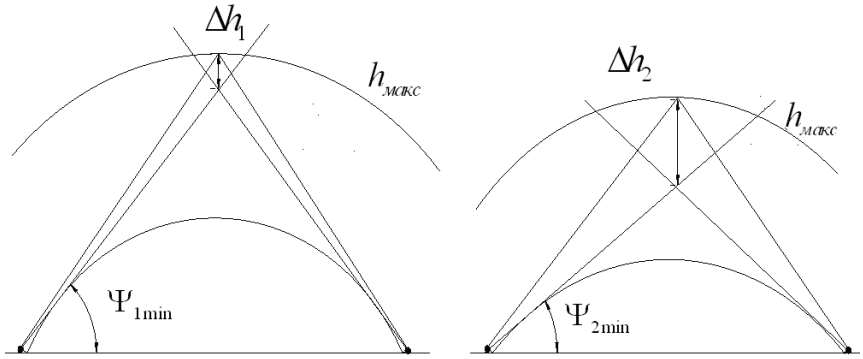


Рисунок 3.9 – Интервалы изменений высоты слоя для различных величин $a_{эк}$

Примем в качестве меры влияния величины $a_{эк}$ (т. е. меры влияния g_n) на возможные изменения азимутального угла параметр $\varsigma = \alpha_{\max}/\alpha_{\min}$ для каждого конкретного значения $a_{эк}$.

Результаты расчёта параметра ς для трёх значений $a_{эк}$ (5100, 8500 и 19200 км) представлены на рисунке 3.10. Величина $\alpha_{\min}$ рассчитывалась, исходя из условия $\phi = \phi_{\min} = \psi_T$, а величина $\alpha_{\max}$ ограничена предельной величиной расположения слоя, принятой равной 4 км, исходя из известных данных [56] о высотах расположения слоистых неоднородностей. Расчёт выполнен для параметров $\gamma = 90°$, $\beta = 3°$, $D = 200$ км.

Из рисунка 3.10 следует, что интенсивность флуктуаций азимутальных углов прихода увеличивается с увеличением флуктуаций вертикального градиента коэффициента преломления g_n. Определение этого параметра затруднительно, но достаточно просто вычисляется величина N_s, тесно связанная с вертикальным градиентом [88, 197]. Поэтому целесообразно установить, как зависят флуктуации угла прихода α от флуктуаций N_s.

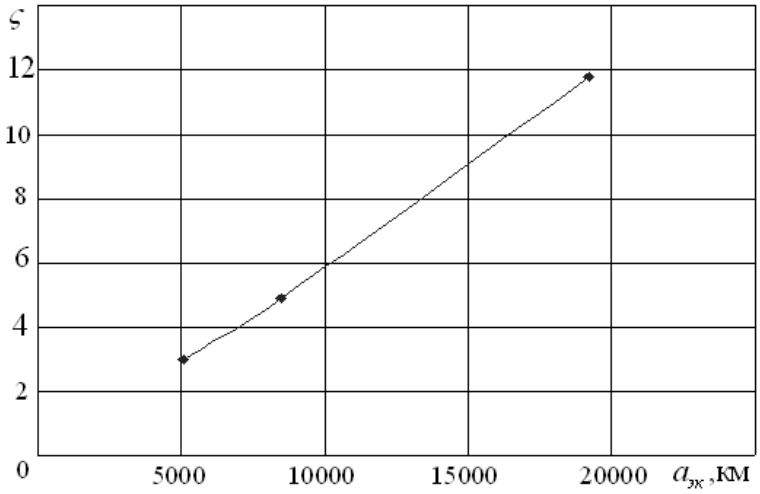


Рисунок 3.10 – Зависимость диапазона вариаций азимутального угла прихода от величины эквивалентного радиуса Земли

Расчёт этого угла выполняется по простой формуле в случае, когда ориентация слоя задана величиной $\gamma = 90°$, а угол β достаточно мал, что позволяет заменить тангенс угла его аргументом.

Исходя из геометрических построений для луча, отражённого от слоя при $\gamma = 90°$ (рисунок 3.11), можно записать

$$\mathrm{tg}\alpha = \frac{2l}{D}, \qquad l = H\,\mathrm{tg}\beta,$$

откуда с учётом малости углов имеем $\alpha = \dfrac{2H}{D}\beta$.

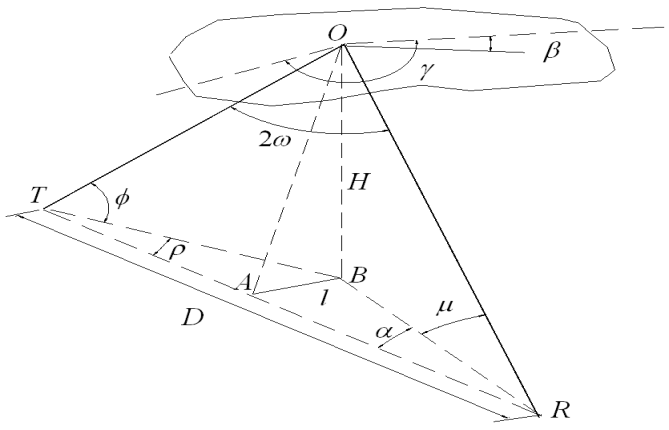


Рисунок 3.11 – К расчёту величины α при отражении от слоя при $\gamma = 90°$

Для случая, когда $\phi = \psi_T$, высота отражающего слоя H полностью определяется (при прочих фиксированных параметрах) протяжённостью трассы.

Учитывая, что при ДТР высота нижней части объёма рассеяния h_0 над сферической земной поверхностью может быть определена соотношением $h_0 = D^2/8a_{эк}$ и что $H = 2h_0$ [195], запишем величину угла прихода в виде

$$\alpha = \beta D/2a_{эк} . \qquad (3.32)$$

Для выбранных параметров модели получена линейная зависимость отклонений угла α от дальности, что соответствует результатам расчёта (см. рисунок 3.8, зависимость 2).

Заметим, что и для значений γ, отличных от 90°, сохраняется зависимость α от дальности, близкая к линейной, но только при условии, что на величину угла падения ω не накладывается ограничений.

Возвращаясь к проблеме выявления зависимости α от метеорологических факторов, отметим, что в формуле (3.32) метеорологическая зависимость определяется величинами угла β и $a_{эк}$. До сих пор не решена задача получения в явном виде связи величины $a_{эк}$, и тем более величины β, с легко измеряемым параметром N_s. Но в теории учитывается, в эксперименте фиксируется [44, 60, 125 и др.], что тропосфера находится под активным воздействием со стороны земной поверхности. Поэтому можно записать в общем виде

$$\beta = \varphi(N_s), \quad 1/a_{эк} = \psi(N_s), \quad \beta/a_{эк} = \zeta(N_s) .$$

После чего имеем $\alpha = 0{,}5D\zeta(N_s)$, где $\zeta(N_s) = \varphi(N_s)\psi(N_s)$. Так как N_s является случайной величиной со средним значением $\bar{N}_s$, равным его норме, представим $\zeta(N_s)$ в виде $\zeta(N_s) = \zeta\{\bar{N}_s + \delta N_s\}$, разложим в ряд Тейлора и, удерживая линейную часть разложения, запишем

$$\alpha = 0{,}5D\{\zeta(\bar{N}_s) + \zeta'(\bar{N}_s)\cdot\delta N_s\} .$$

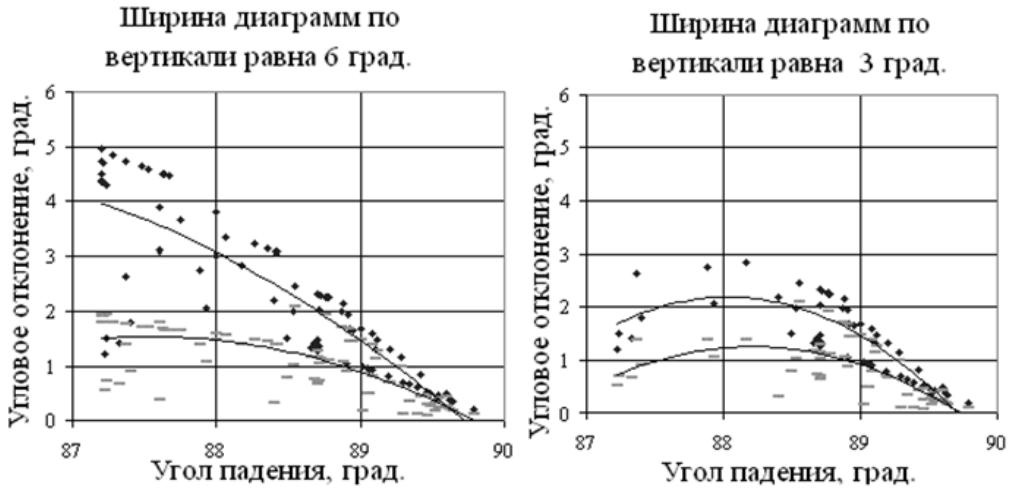
Выделив из последнего выражения слева и справа флуктуационные составляющие, возведём обе части полученного равенства в квадрат, усредним и, извлекая квадратный корень, получим оценку среднеквадратической величины флуктуаций угла прихода в зависимости от изменений радиометеорологической обстановки на трассе распространения, определяемой флуктуациями величины индекса преломления N_s:

$$\sigma_\alpha = 0{,}5D\zeta'(\bar{N}_s)\sigma_{N_s}. \qquad (3.33)$$

Так как угол α есть отклонение от истинного направления на передатчик, то его величина равна ошибке определения угловой координаты $\Delta\alpha$.

Оценим влияние параметров антенн на величину флуктуаций угла прихода (рисунок 3.12). В случае ДТР приходится применять антенны с узкими диаграммами направленности (единицы градусов), а вариации углов выхода и прихода доходят в вертикальной плоскости до 5–6 градусов даже при условии учёта ограничений по величине угла падения. Поэтому при оценке возможной величины отклонений азимутального угла прихода следует учитывать и ограничения вариаций α, связанных как с параметрами используемых при измерениях антенных систем, так и с методиками проведения измерений.

При приёме сигнала измерительной системой с более широкими диаграммами величина флуктуаций угла прихода при одних и тех же условиях распространения будет больше, чем при узкой диаграмме. Аналогичного результата следует ожидать и для различных методик экспериментальных исследований – опыты с вращением диаграммы дадут бóльшие отклонения угла α, чем при неподвижных антеннах.



◆ – отклонение угла прихода по углу места (град.); - – отклонение азимутального угла (град./10)

Рисунок 3.12 – Влияние параметров антенн на величину флуктуаций углов прихода

Рассмотренный механизм возникновения медленных флуктуаций углов прихода при загоризонтном распространении радиоволн основан на гипотезе о наличии явления квазизеркальных отражений от мезомасштабных тропосферных слоёв, наклонных относительно горизонтальной плоскости. Представленные результаты получены для

детерминированных случаев, когда заданы параметры, определяющие величины наклонов слоёв. Так как в реальных условиях приём сигналов происходит при отражении от слоёв со случайной ориентацией и наклонами, то сравнение опытов и расчётов следует проводить при соблюдении этих условий. Поэтому в дальнейшем сравнене расчётных и опытных закономерностей медленных флуктуаций угла прихода УКВ за радиогоризонтом будем проводить на основе численного эксперимента с заданной статистикой наклонов и ориентаций [198].

Выводы

1. Разработана методика расчёта дисперсии мезомасштабных азимутальных флуктуаций углов прихода на наземных трассах с разнообразными ландшафтами, основанная на использовании топографических карт.

2. Представлено объяснение механизма формирования медленных флуктуаций параметров сигнала, возникающих при распространении УКВ над неровной земной поверхностью при наличии случайной азимутальной рефракции.

3. Получено выражение для двухкомпонентной структурной функции медленных вариаций фазового фронта, характеристики которой определяются величиной мезомасштабных флуктуаций коэффициента преломления приземного слоя атмосферы и геометрией неровностей подстилающей поверхности.

4. Исследована модель формирования поля УКВ за радиогоризонтом, основанная на гипотезе о наличии в объёме рассеяния мезомасштабных наклонных отражающих слоёв со случайной пространственной ориентацией, позволившая объяснить наличие медленных азимутальных вариаций углов прихода, доходящих до 5º, в зоне тропосферного распространения радиоволн.

4 ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ФЛУКТУАЦИЙ ПАРАМЕТРОВ СИГНАЛОВ НА СУХОПУТНЫХ И МОРСКИХ ТРАССАХ

4.1 Исследования на сухопутных трассах Западной Сибири

Трассы были расположены южнее г. Томска и имели протяжённость от 21 до 182 км. Исследования выполнены на 9 трассах. На рисунке 4.1 приводится схема их расположения и нумерация.

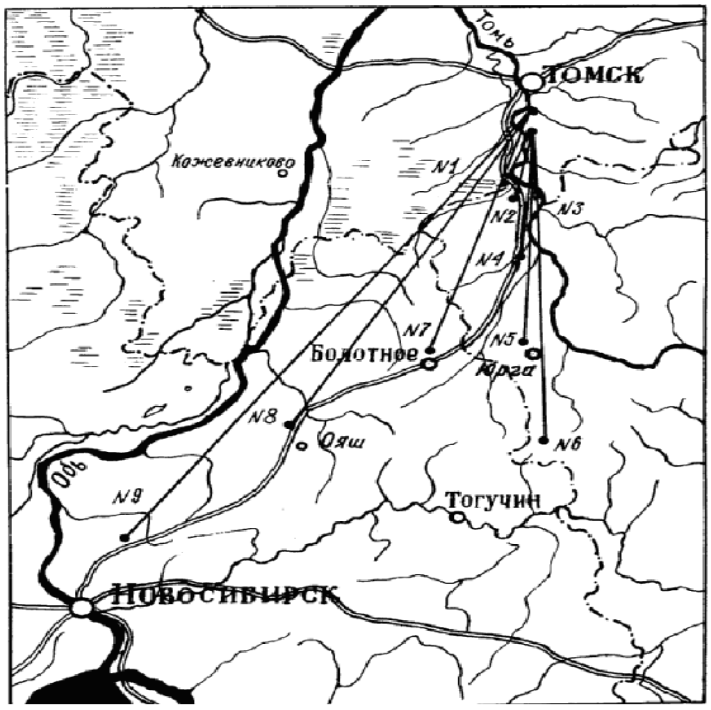


Рисунок 4.1 – Схема расположения сухопутных трасс

Эксперименты в пределах дифракционной зоны [199, 200] проводились на трассах (№ 1 – № 6) длиной до 103 км, расположенных в почти меридиональном направлении вблизи линии Томск – Юрга. Профили этих трасс приведены на рисунке 4.2. Приёмная точка находилась у д. Коларово на высоком крутом обрыве и имела превышение над окружающей местностью около 80 м, что обеспечивало прямую видимость в направлении на передатчик до 25–30 км. Местность, где проходили трассы, характеризуется большим разнообразием в свойствах подстилающей поверхности. Здесь имеются лесные массивы (на профилях трасс заштрихованные участки), болота, водные поверхности, луга и т. д.

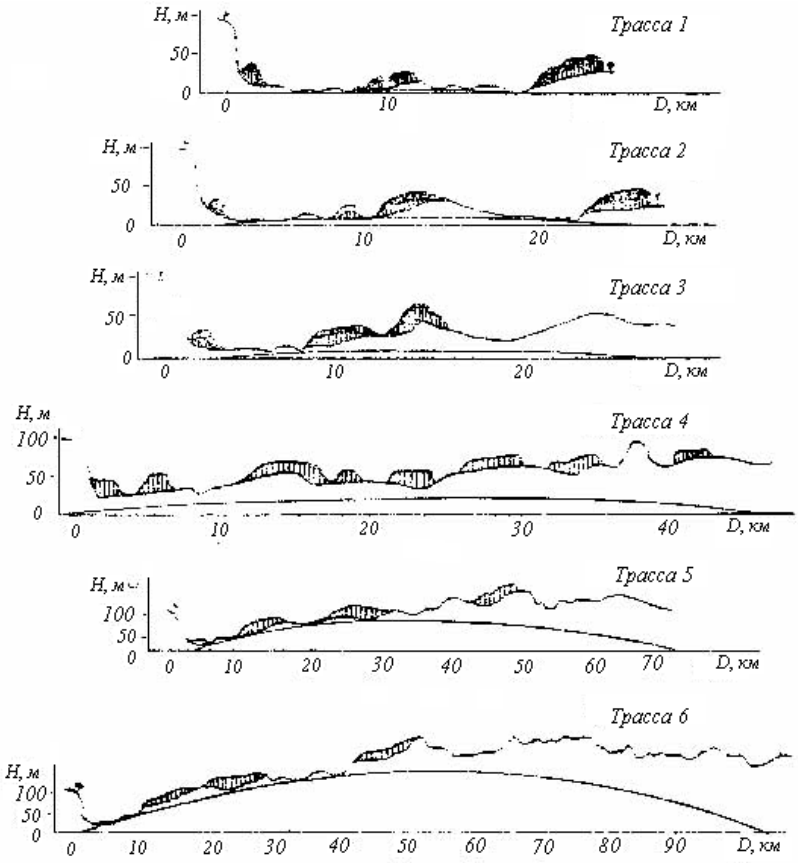


Рисунок 4.2 – Профили трасс № 1 – № 6

На трёх последних трассах (№ 7 – № 9), профили которых приведены на рисунке 4.3, превышение приёмного пункта вблизи д. Аникино Томского района над местностью было меньше и составляло примерно 70 м. Заметным было влияние высокого лесистого гребня вблизи приёмника, особенно на трассе № 7. Это приводило к сильному ослаблению дифрагированного поля даже на наиболее короткой из трёх последних трасс и обусловливало преобладающее влияние дальнего тропосферного распространения [201].

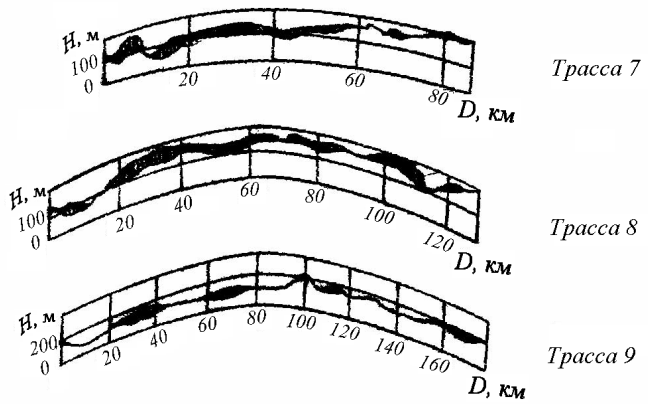


Рисунок 4.3 – Профили трасс № 7 – № 9

Позиции передатчика были как закрытыми (трассы № 1 и № 2), так и открытыми вплоть до линии горизонта. На трассах большой протяжённости передающее устройство устанавливалось с превышением до 15 м над окружающей местностью.

В качестве передающего устройства использовалась радиолокационная станция с мощностью в импульсе 250 кВт. Длительность импульса 0,8 мкс, частота повторения 1219 Гц. Антенна передатчика рефлекторная с диаметром зеркала 1,6 м и коэффициентом усиления 33 дБ. Работа производилась при вертикальной поляризации излучения. В пунктах приёма использовались три фазометрических установки. Краткие технические данные этих установок сведены в таблицу 4.1.

Таблица 4.1 – Технические данные приёмной аппаратуры

Данные установок	Установка № 1	Установка № 2	Установка № 3
Номера трасс	1, 2, 3, 4, 5, 6	5	7, 8, 9
Чувствительность, дБ/Вт	120	120	126
Диапазон измерения разности фаз	−180÷180°	−40÷40°	−180÷180°
Ошибка измерения	±5°	5%	8%
Частота, МГц	2780	2780	2730
Метод регистрации	Визуальный	Визуальный	Самописцы
Принцип измерения разности фаз	Сравнение фаз на СВЧ перемещением зонда линии	Сравнение фаз на СВЧ с помощью фазовращателя	Сравнение фаз на СВЧ с автоматическим фазовращателем
Разносы антенн, м	1, 2, 5, 10, 20, 50	1, 5, 10, 25, 50	1, 2, 5

Основной объём экспериментальных результатов был получен с помощью установки № 1 (рисунок 4.4). Она позволяла регистрировать медленные изменения разности фаз в двух точках с разным разнесением (на разных базах). Выбор баз осуществлялся переключателями (П) и изменением подключения измерительных линий (ИЛ). Приёмные антенны (А) установок представляли собой пирамидальные рупоры длиной 54 см и площадью раскрыва 45×48 см. Коэффициент усиления 20 дБ, ширина диаграммы направленности 12 град. в горизонтальной плоскости и 8 град. в вертикальной. Фидеры изготовлены из прямоугольных волноводов с внутренним сечением 72×34 мм. Приёмные антенны и фидеры устанавливались на опорах на высоте до 3,5 м над уровнем земли.

Полное описание этой установки, а также двух других установок приводится в [98, 188, 202].

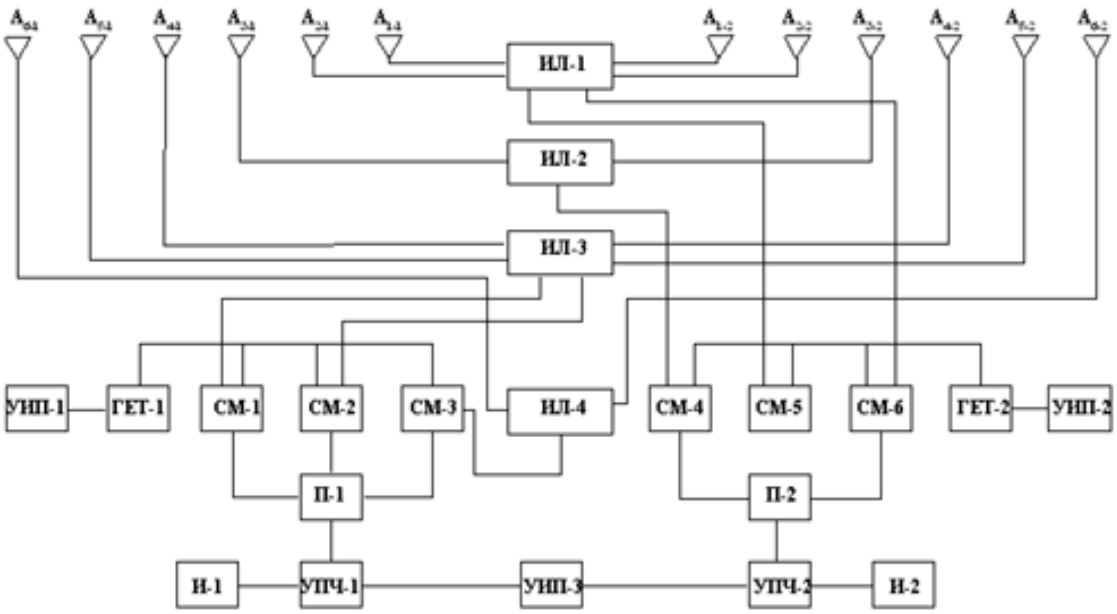


Рисунок 4.4 – Схема установки для регистрации медленных изменений разности фаз

Для исключения влияния нестабильности аппаратуры при проведении экспериментов использовался вынесенный калибратор (генератор Г4-9). Антенна калибратора располагалась на расстоянии до 90 м от линии баз в сторону передатчика. Калибровка проводилась периодически через несколько часов. При проведении экспериментов кабина передатчика фиксировалось для устранения случайных колебаний. Ориентировка антенны производилась установкой максимума диаграммы направленности на приёмники, после чего антенна закреплялась неподвижно и оставалась в таком положении до конца опыта. Длительность опытов колебалась от 3 до 44 ч.

Разность фаз сигнала от передающего устройства фиксировалась измерительной линией на приёмном пункте каждые 15–30 мин последовательно на всех базах с регистрацией полученных результатов в журнале наблюдений. С целью учёта и измерения дополнительных случайных ошибок, вызванных быстрыми флуктуациями, влиянием шумов, а также случайных ошибок оператора каждое измерение разности фаз производилось трижды с последующим усреднением отсчётов. При регистрации результатов наблюдений на ленте самописца каждый отсчёт медленных изменений разности фаз был получен как среднее по 3-минутной записи.

Метеорологические измерения проводились параллельно с исследованиями условий распространения радиоволн. Их основная цель – найти зависимость между флуктуационными характеристиками параметров электромагнитного поля в точке

приёма и изменениями величин метеопараметров, измеренных в районе трассы. Пункты метеонаблюдений располагались у передатчика и у приёмника. С помощью сетевых приборов (термограф, гигрограф, барограф) и аспирационных психрометров регистрировались величины температуры, давления и влажности. Измерения проводились на высоте 2,0 м над поверхностью земли. Результаты наблюдений позволяли рассчитывать величину индекса преломления N по данным о температуре (T), давлении (p), влажности (e). По измерениям скорости ветра с помощью анемометра и флюгарки на высотах 0,25, 0,5, 2,0 и 8 м были построены профили ветра в период проведения части экспериментов. Методика наблюдений и обработки результатов аналогична той, которая используется на станциях метеорологической сети наблюдений.

Помимо собственных, использовались данные сети гидрометеорологической службы со станций, расположенных вблизи линии передатчик2приёмник, а также результаты градиентных и актинометрических наблюдений на метеостанции Огурцово, полученные в Западно-Сибирском управлении гидрометслужбы (г. Новосибирск).

4.2 Исследования на трассах Каспийского моря

Трассы Каспийского моря располагались над северной его частью (рисунок 4.5), имели высоко поднятый пункт расположения приёмной аппаратуры и расположенные низко позиции передатчика. Приёмный пункт находился в горах вблизи г. Буйнакска на высоте 2310 м над уровнем моря. Антенны устанавливали на ровной, открытой, понижающейся в сторону моря площадке, заканчивающейся обрывом на расстоянии 700 м от приёмной установки. Расстояние до моря около 60 км. Источники излучения находились на противоположном (восточном) берегу Каспийского моря рядом с береговой линией в трёх точках плато Мангышлак.

Трассы, различаясь по протяжённости, имели сходные профили; один из профилей представлен на рисунке 4.6.

Расположение передатчика и приёмника позволяет классифицировать эти трассы как наклонные; их данные приведены в таблице 4.2.

В качестве источников излучения при проведении исследований использовались передатчики радиолокационных станций, излучающие некогерентные импульсы. Основные параметры этих устройств приведены в таблице 4.3.

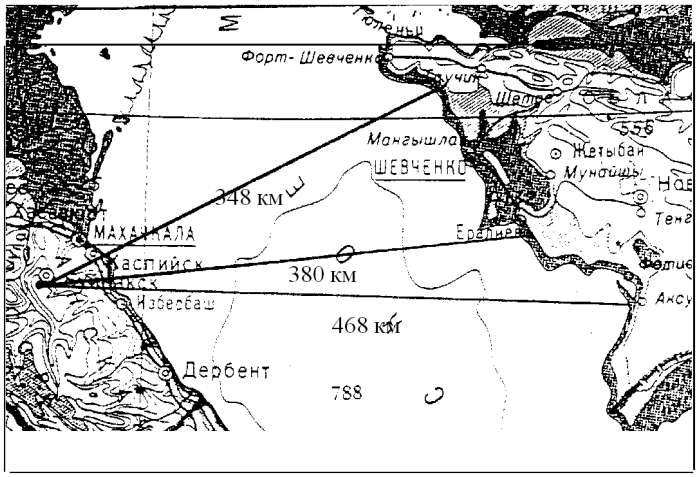


Рисунок 4.5 – Расположение трасс над Каспийским морем

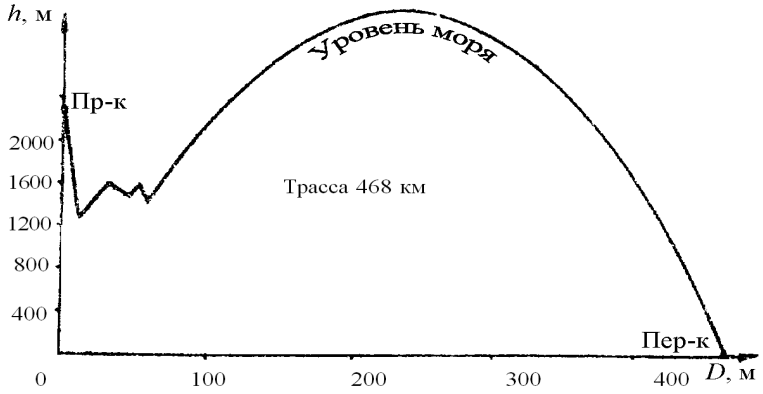


Рисунок 4.6 – Профиль одной из трасс

Таблица 4.2 – Основные данные морских наклонных трасс Каспийского моря

Длина трассы D, км	Протяженность за радиогоризонтом $D_{зрг}$, км	Угол закрытия приемника относительно горизонта, град.	Высота антенн передатчика над уровнем моря, м	
			$\lambda = 10$ см	$\lambda = 3,4$ м
348	150	–2,6	23	28
380	180	–2,8	23	28
468	270	–2,5	8	13

Таблица 4.3 – Данные передающих устройств для исследований на Каспийском море

Длина волны, см	10	340
Длительность импульса, мкс	1	8
Мощность в импульсе, кВт	1000	75
Ширина диаграммы направленности антенны, градусы в горизонтальной плоскости в вертикальной плоскости	 0,85 2	 8,5 21,6
Коэффициент усиления антенн, дБ	41	22

Измерения параметров сигналов на наклонных трассах производились в сантиметровом и метровом диапазонах волн с помощью двухканальных устройств (рисунок 4.7), позволяющих регистрировать величину амплитуды сигналов, принятых парой антенн, и разность фаз между ними.

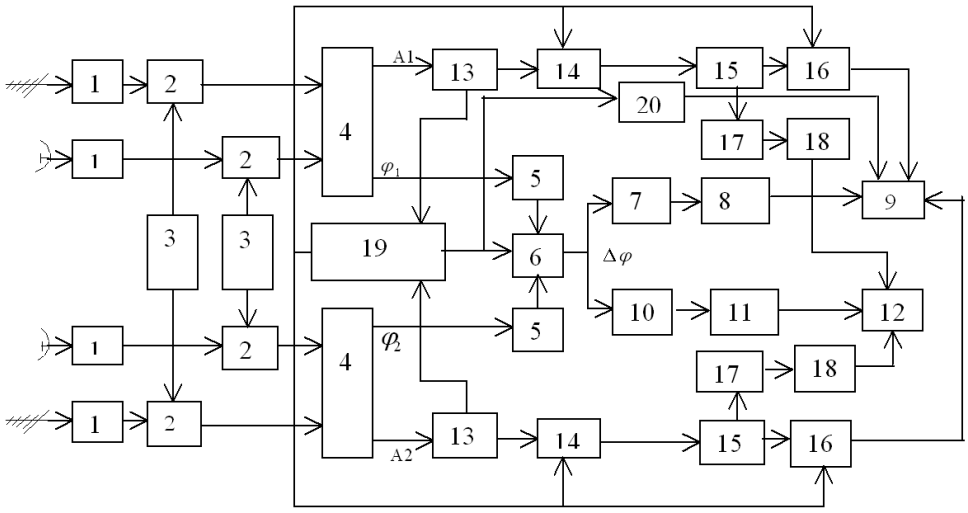


Рисунок 4.7 – Структурная схема устройств, использованных на Каспийском море

Возможность одновременной регистрации процессов на разных базах и частотах обеспечивалась применением двух идентичных комплектов таких устройств. Амплитуды сигналов и разность фаз оценивались поимпульсно. Регистрация производилась как в цифровой форме на перфоленту и на регистратор с цифровой печатью, так и в аналоговом виде на самописцы с бумажной лентой. С выходов антенн метрового и сантиметрового диапазонов сигналы подавались на высокочастотные тракты, включающие в себя соответствующие усилители высокой частоты 1 и смесители 2, на которые подавались сигналы от гетеродинов 3. В качестве гетеродинов использовались генераторы стандартных сигналов Г4-9 (СМВ) и Г4-7А (МВ). Сигналы частотой 30 МГц с выхода смесителей поступали на предварительные усилители промежуточной частоты (ПУПЧ) 4, общие для двух диапазонов. Начиная с ПУПЧ, для обработки сигналов использовалась одна и та же схема в обоих диапазонах, имеющая три канала: два амплитудных и фазовый. На входе идентичных амплитудных каналов включены логарифмические усилители 13, которые формируют видеоимпульсы с амплитудой, пропорциональной интенсивности входных сигналов, выраженной в децибелах. Проходя через каскад стробирования 14, сигнал попадает в блок 15, где формируются видеоимпульсы с длительностью, пропорциональной амплитуде входного

сигнала ($u \to \tau$), которые заполняются короткими импульсами с частотой 1 МГц. Таким образом, на выход блока 15 поступают пачки импульсов, число которых пропорционально интенсивности принимаемых сигналов в децибелах. Блок 16 объединяет схему выборки, усреднения и перевода серий измерительных импульсов в двоично-десятичный код. Блок 9 – это перфоратор и схема управления им, где цифровая информация преобразуется в код для последовательной построчной записи.

Для регистрации сигналов в аналоговой форме (на самописцах) импульсы с длительностью, пропорциональной амплитуде, подаются на преобразователь длительности в амплитуду и пиковые детекторы 17, затем через усилитель постоянного тока 18 попадают на самописцы или на цифровые регистраторы на бумажной ленте 12.

Фазовый канал включает в себя два усилителя промежуточной частоты 5, работающие в режиме ограничения по амплитуде, что обеспечивает стабильность измерения разности фаз в блоке 6 в широком диапазоне (до 40 дБ) изменений амплитуд. На выходе фазометра 6 формируется видеоимпульс, длительность которого пропорциональна разности фаз φ_1 и φ_2 высокочастотного заполнения. Далее преобразования сигнала (видеоимпульса) и регистрация его в устройствах 9 и 12 аналогичны процедурам, описанным для амплитудного канала.

В описанных устройствах имеются также схемы формирования строба 19, соответствующего временному положению полезного сигнала, который позволяет устранить мешающее действие посторонних источников импульсного излучения с отличающейся частотой повторения. Селекция выполняется в блоках 14 и 16 и в схеме фазометра 6. Этот же импульс запускает перфоратор 9 с учётом выбранного в блоке 20 режима усреднения.

Основные технические данные приёмно-регистрирующей аппаратуры:

- частота настройки двухканального приемного устройства каждого комплекта – в диапазонах 2700–3100 МГц и 82–94 МГц;
- реальная чувствительность по амплитудным каналам 108 дБВт при регистрации уровня сигнала с погрешностью не более 1 дБ;
- реальная чувствительность по фазовому каналу 108 дБВт при регистрации разности фаз с погрешностью не более ±3,6°;
- динамический диапазон записи уровня сигналов без перестройки усилителей 40 дБ, с перестройкой – 65 дБ;

- динамический диапазон при регистрации разности фаз без перестройки усилителей 33 дБ с погрешностью ±3,6°;
- интервал измеряемой разности фаз ±180 °С.

В качестве регистрирующих устройств применялись:

- перфораторы с записью чисел на телеграфной ленте;
- самопишущие приборы с записью процессов на бумажную ленту;
- устройство поимпульсной съёмки на киноленту с экрана двухлучевого осциллографа;
- электронный регистратор с цифровой печатью.

Антенны 3,4 м диапазона 10-элементные типа «волновой канал», горизонтально поляризованные, укреплены на металлических мачтах, установленных на бетонных основаниях. Высота антенн над уровнем грунта примерно 6 м. Антенны этого диапазона имеют ширину диаграмм направленности по половинной мощности в плоскости вибраторов около 30°, коэффициент усиления 17 дБ.

В 10 см диапазоне использовались антенны с усечённым параболическим отражателем для приёма вертикально поляризованного излучения, установленные на высоте 3,5 м над уровнем грунта. Они имеют ширину диаграммы направленности в горизонтальной плоскости 5,5°, в вертикальной плоскости 2,7°, коэффициент усиления 33 дБ.

Для проверки приёмно-регистрирующей аппаратуры использовались внешние калибраторы. Антенны калибраторов слабонаправленные: в 10 см диапазоне – открытый конец волновода, в метровом диапазоне – полуволновой вибратор. Высота антенн над уровнем грунта соответственно 1 и 2,3 м.

Вся аппаратура приёмной установки была смонтирована в двух кабинах, установленных на автомобильных шасси. Антенны устанавливались и укреплялись с необходимой точностью и жесткостью либо на мачтах с бетонными основаниями, либо на массивной вращающейся кабине.

Как и при исследованиях на сухопутных трассах, медленные изменения азимутальных углов изучались по временным вариациям средних за сеанс значений разности фаз при продолжительности каждого сеанса около 8 мин. Измерения на всех трассах проводились с периодичностью 4 раза в сутки при продолжительности каждого опыта до двух недель. Опыты проведены в конце летнего сезона (август – сентябрь).

4.3 Исследования уровня сигнала на загоризонтных трассах Тихого океана

Экспериментальное изучение статистических характеристик флуктуаций радиосигналов на морских загоризонтных трассах выполнялось на трассах переменной протяженности в акватории Тихого океана [203, 204] и на стационарных трассах Охотского радиофизического полигона (РФП). Измерения охватывают период с 1978 по 1994 г. Длительность измерений составляет более 2000 ч в районе Охотского и Японского морей, около 1500 ч в северо-западной части и 465 ч в центральных районах океана. Архив полученных данных включает сведения по всему спектру флуктуаций радиосигнала: от мгновенных значений до изменений среднегодовых от года к году. Число измерений по районам океана распределено неравномерно.

Наибольшее число измерений при неподвижных передающих и приёмных пунктах проведено на трассах Охотского радиофизического полигона ТУСУРа (рисунок 4.8, таблица 4.4).

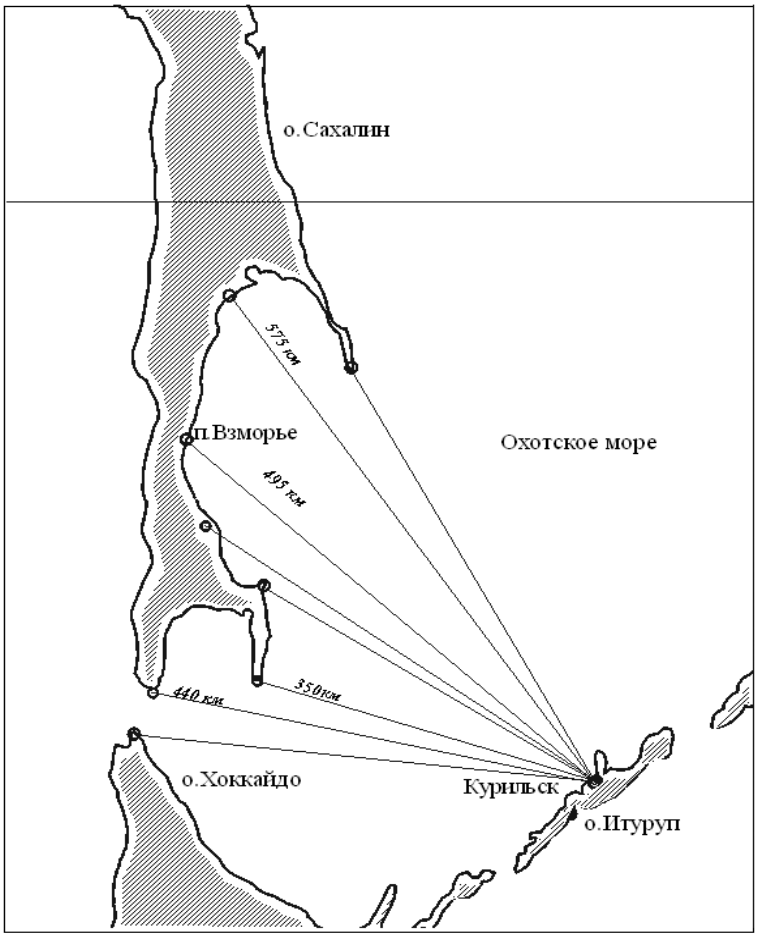


Рисунок 4.8 – Схема трасс Охотского радиофизического полигона

Таблица 4.4 – Основные данные стационарных трасс Охотского РФП

Передатчик		Длина трассы, км
Месторасположение	Высота, м	
Мыс Крильон	320	440
Мыс Анива	670	350
Мыс Стародубское	400	450
Поселок Взморье	30	495
Мыс Поронайск	10	575

Базовой трассой этого полигона являлась трасса Взморье – Курильск протяжённостью 495 км. На стационарных трассах полигона проводились измерения уровней сигналов с целью разработки методик диагноза и прогноза, оценки радиофизических параметров радиоканалов и характеристик радиосигналов по сопутствующим метеорологическим, аэрологическим и синоптическим наблюдениям, которые выполнялись в соответствии с программами работ в периоды проведения экспедиционных исследований.

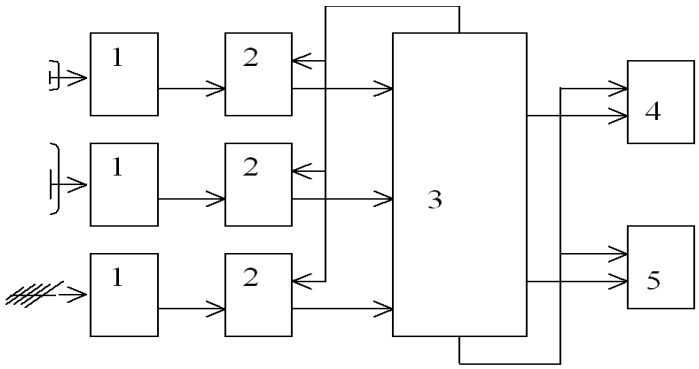
При обработке и интерпретации результатов были использованы также данные, полученные из мировых центров сбора метеорологической информации. Проведённые исследования являлись составной частью работ, включенных в программу фундаментальных исследований, связанных с проблемой изучения взаимодействия океана и атмосферы.

Технические средства для радиофизических исследований на Тихом океане, имея много вариантов технической реализации, всегда были аналогичны по структуре (рисунок 4.9), строились по блочному принципу и максимально унифицировались. Изменялись они как применительно к месту их расположения (судовой или стационарный комплекс), так и в течение всего периода работ по мере поступления новых комплектующих изделий и внедрения устройств вычислительной техники.

Для стационарных трасс Охотского РФП были организованы пункты передающих средств, включающих источники излучения сантиметрового, дециметрового и метрового диапазонов (таблица 4.5).

Приёмно-измерительный пункт стационарных трасс, организованный в г. Курильске на о. Итуруп, обеспечивал работу в трёх частотных диапазонах и позволял проводить измерения и обрабатывать данные о флуктуациях уровня сигнала (множителя ослабления), разности фаз и разности времени прихода (при поперечном

горизонтальном разнесении приёмных антенн). Общие сведения о приёмно-измерительной аппаратуре приведены в таблице 4.6. Для регистрации использовались самописцы или магнитные носители (при цифровой форме представления процесса).



1 – высокочастотные схемы сантиметрового, дециметрового и метрового диапазонов волн;
2 – усиление на промежуточной частоте и формирование информационных сигналов;
3 – блок стробирования и селекции, формирования сигналов для записи в аналоговой (блок 4) и цифровой (блок 5) форме

Рисунок 4.9 – Схема построения приёмно-измерительных комплексов

Таблица 4.5 – Технические характеристики передающих устройств Охотского радиофизического полигона

Параметры	Частотный диапазон		
	10 см	35 см	180 см
Излучаемая мощность, кВт	700	300	200
Коэффициент усиления антенн, дБ	43	28	20
Ширина диаграммы направленности, градусы	0,7	4	12
Частота повторения, Гц	500	500	500
Длительность импульса, мкс	2,5	3,0	6,0
Синхронизация	внешн.	внешн.	внешн.

Таблица 4.6 – Параметры аппаратуры приёмно-измерительного комплекса (г. Курильск)

Установка	$h_{пр}$, м	G, дБ	$P_{пр}$, дБ/Вт	Динам. диапазон, дБ
Градиент, 10 см	35	30	–128	60
ПЗ, 10 см	33	30	–128	60
Состав, 10 см	35	30	–136	65
ДРЛ, 35 см	35	28	–125	70
Тирада, 180 см	36	20	–130	50

Проводились также эксперименты на трассах переменной длины (маневренные трассы). Для таких опытов наибольший объём данных получен в условиях, когда измерения параметров сигнала проводились на борту движущихся научно-

исследовательских судов, при этом использовались сигналы радиолокационных станций наблюдения и управления воздушным движением, расположенных на побережье и островах Тихого океана на территории России, Японии, Кореи, Сингапура, США и других стран. Были использованы и два других варианта их проведения. Связь осуществлялась между двумя движущимися судами, одно из которых было оснащено приёмной аппаратурой, а другое имело штатный передатчик; сигналы судовых передатчиков регистрировались приёмно-измерительным пунктом в г. Курильске. В таблице 4.7 приведены сведения о рейсах научно-исследовательских судов, участвовавших в программах исследований.

Таблица 4.7 – Сведения о времени проведения экспериментов на трассах переменной длины

Экспедиционное судно	Период работы, годы	Число рейсов
Ак. Ширшов	1980–1991	18
Прибой	1981–1991	6
Прилив	1981, 1989	2
Океан	1980	1
Волна	1979–1980	3
В. Фролов	1980–1982	4
Ак. Королев	1985–1989	3
Ак. Шокальский	1984–1986	3
ОИС Башкирия	1983, 1986	2
ОИС Абхазия	1988	1

Так как одной из основных задач проводимых исследований являлось определение зависимости характеристик принимаемого сигнала от метеорологических условий, то для интерпретации результатов радиофизических измерений были использованы сопряжённые во времени данные метеорологических и аэрологических измерений.

Использовалась фоновая (климатическая) и оперативная метеоинформация. Климатологические радиометеорологические параметры рассчитывались по данным судовых, островных и береговых метео- и аэрологических станций и различных учреждений гидрометслужб с использованием как отечественных, так и зарубежных архивов. Оперативная информация получена по данным метеорологических и аэрологических средств со штатным для метеослужб оборудованием и с использованием синоптических карт. При измерениях на стационарных трассах Охотского радиофизического полигона использовались данные сети метеостанций, расположенных

на о. Сахалин и Курильских островах, а также данные специально созданного стационарного пункта, расположенного вблизи передающих устройств. Список измеряемых метеопараметров, приборов для их измерения и погрешностей приборов приведен в таблице 4.8. Давление на разных высотах вычислялось по барометрической формуле, скорость ветра – по величине сноса шара радиозонда. Для анализа синоптических условий в районах исследований использовались основная приземная карта, кольцевая карта погоды, карты барической топографии. Перечисленные средства позволили получить сведения о мезомасштабных и более крупных неоднородностях. Для получения сведений о мелкомасштабных неоднородностях использовались радиорефрактометры, изготовленные Иркутским филиалом ВНИИ ФТРИ [172, 205], несколько экземпляров которых обеспечивали измерения микропульсаций индекса преломления как на стационарных трассах Охотского РФП, так и на судах и самолетах.

Таблица 4.8 – Метеорологические и аэрологические приборы

Параметр	Прибор	Погрешность
Температура	Термометр	±1°С
Влажность	Гигрограф	±10%
	Психрометр аспирационный	±(5 – 35)%
Давление	Барограф	±1,5 мБ
	Барограф-анероид	±0,8 мм рт. ст.
Скорость ветра	Станция М-49	±0,6 м/с
	Анемометр ручной	±0,4 м/с
Температура	Радиозонд: РКЗ-5-П, МАРЗ-2-2, А-22-4	±1°С
Влажность	Радиозонд: РКЗ-5-П, МАРЗ-2-2, А-22-4	±20%

Программа исследований была ориентирована на выяснение закономерностей формирования структуры электромагнитного поля в целях создания методики диагноза и прогноза дальности действия систем местоопределения и их предельной точности. Решение этой задачи базируется на данных многолетних наблюдений на стационарной трассе п. Взморье – г. Курильск, где принимались все меры обеспечения стабильности параметров аппаратуры для исключения их влияния на флуктуации принятого радиосигнала. Ориентация антенн проверялась перед началом каждого месячного цикла работ, который состоял из ряда сеансов продолжительностью до нескольких часов с непрерывной регистрацией параметров сигнала. Параметры аппаратуры и проводимые регламентные работы регистрировались в специальном журнале, данные из которого учитывались при обработке экспериментов. На маневренных трассах решались те же задачи, но в условиях переменной протяжённости трасс, а смена мест проведения работ

обеспечивала накопление экспериментальных данных для различных районов океана. Получение метеорологических данных было ориентировано на максимальное использование результатов работы гидрометслужб (включая и зарубежные), но с учётом графиков выполнения радиофизических экспериментов. Так, при необходимости метеорологические наблюдения проводились ежечасно (сопряжённо с сеансами радиоизмерений), а аэрологические – до 8 раз в сутки.

Выводы

1. В работе использованы результаты экспериментального изучения пространственно-временной структуры электромагнитного поля, полученные в ходе многолетних исследований, выполненных в 1964–1965 гг. на сухопутных и морских трассах юга Западной Сибири (21–182 км); в 1967–1968 гг. на Каспийском море (от 348 до 468 км); в 1978–1994 гг. в акватории Тихого океана (50 – 700 км).

2. Опыты, проведённые в диапазоне длин волн от 3 см до 3,4 м, позволили получить сведения о пространственных вариациях структуры фазового фронта с километровыми масштабами, флуктуациях амплитуды сигналов с периодами колебаний от десятков минут до годовых.

3. Параллельно с исследованиями условий распространения радиоволн проведены метеорологические измерения, позволившие выяснить зависимость характеристик сигналов от различных метеоусловий и разных типов подстилающей поверхности. Использовались данные специально организованных метеонаблюдений, сети гидрометеорологической службы, данные судовых, островных и береговых метео- и аэрологических станций. Для общего анализа метеорологических условий в районах исследований использовались синоптические карты, материалы различных учреждений как отечественных, так и зарубежных гидрометеослужб.

4. Информация, полученная в результате экспериментальных исследований, использована для разработки моделей структуры полей электромагнитных волн на трассах разной протяжённости, послужила основой для оценки точности радиосистем местоопределения источников излучения и для проектирования системы прогноза и диагноза дальности действия загоризонтных РТС. Внедрение этих результатов на предприятиях заказчиков подтверждается документами, представленными в приложении А.

5 КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ФЛУКТУАЦИИ ФАЗОВОГО ФРОНТА И АЗИМУТАЛЬНЫХ УГЛОВ ПРИХОДА

5.1 Флуктуации фазового фронта на сухопутных трассах протяженностью до 100 км

5.1.1 Статистические характеристики флуктуаций фазового фронта и азимутальных углов прихода

Характеристики флуктуаций фазового фронта изучены по изменениям разности фаз на базах d различной величины. На рисунке 5.1 приведён пример таких изменений по результатам одного из опытов, где каждая точка есть среднее по трём измерениям.

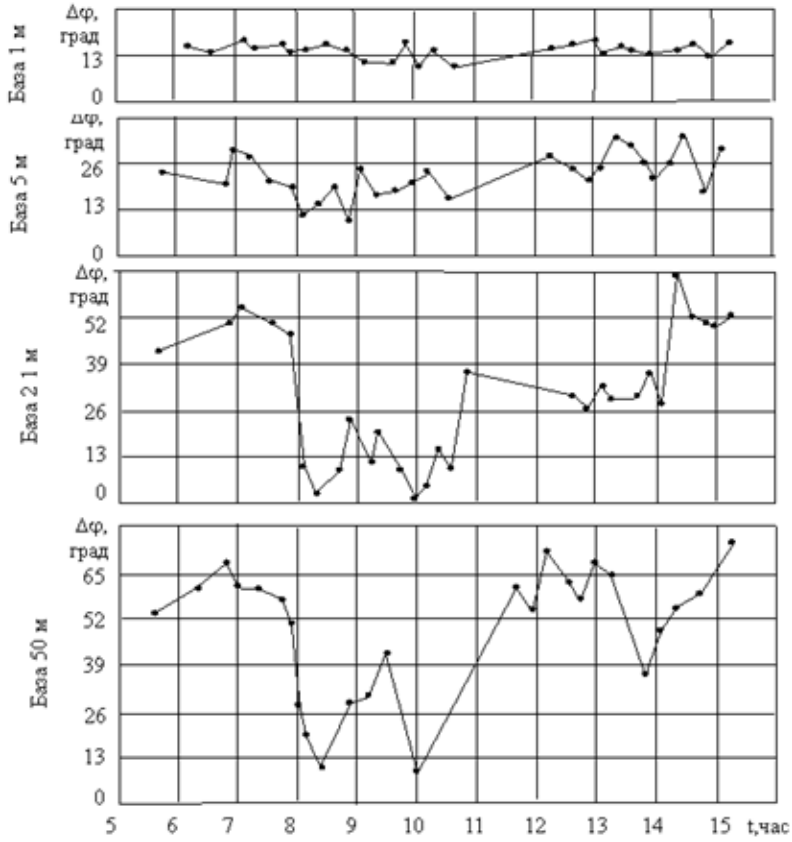


Рисунок 5.1 – Изменения разности фаз на различных базах

Величины отклонений разности фаз от среднего, рассчитанные для каждой из баз, были использованы для построения эмпирических функций распределения. Гистограммы разности фаз на трассах (с объединением данных всех опытов на соответствующих трассах) для баз 2, 10 и 50 м приведены на рисунке 5.2 (короткие трассы) и для всех баз для трасс длиной около 73 км – на рисунке 5.3. Функции

распределения на всех базах близки к нормальному закону, что согласуется с предположением о гауссовом виде корреляционной функции неоднородностей индекса преломления.

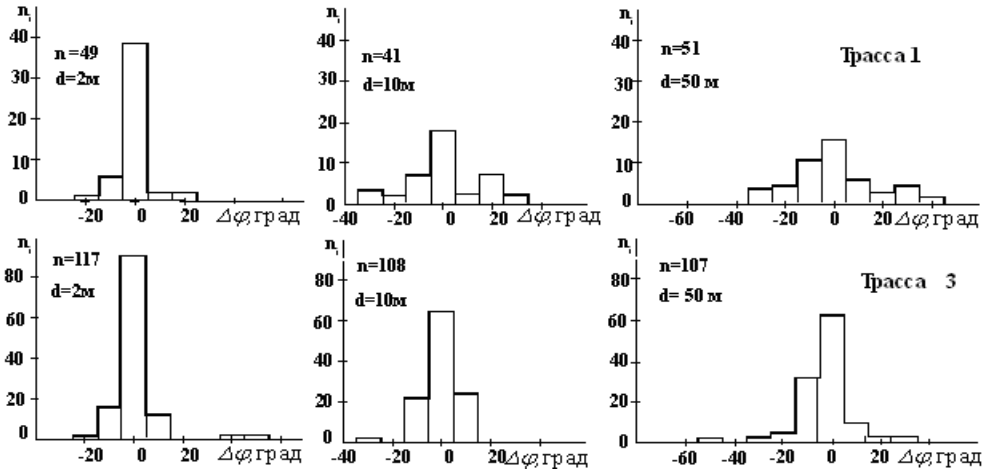


Рисунок 5.2 – Гистограммы разности фаз для разных баз: трассы короткие

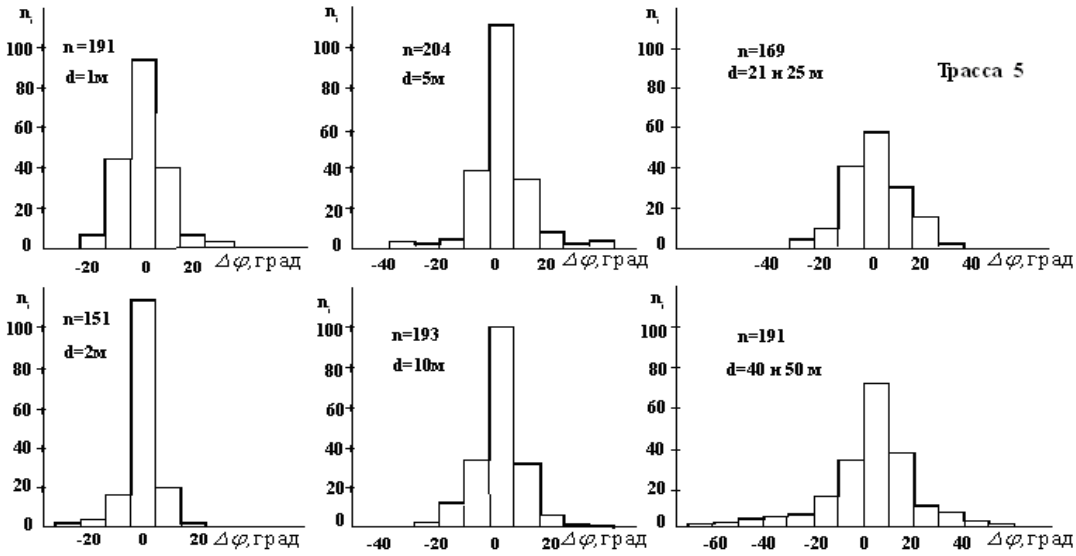


Рисунок 5.3 – Гистограммы разности фаз для разных баз: трассы длинные

По отклонениям разности фаз $\Delta\varphi$ от среднего значения производилась оценка величины случайных вариаций фазового фронта. Дисперсия разностно-фазовых флуктуаций $\sigma^2_{\Delta\varphi}$ для каждой базы определялась соотношением

$$\sigma^2_{\Delta\varphi} = \overline{\Delta\varphi^2} - \frac{1}{3}\sigma^2_{\text{отсч}},$$

где $\sigma^2_{\text{отсч}}$ – дисперсия единичного отсчёта из-за случайных аппаратурных ошибок.

При этом предполагается, что величины $\Delta\varphi$ и случайные ошибки отсчётов независимы.

Результатом обработки являются экспериментальные зависимости величины среднеквадратических отклонений разности фаз от длины базы для каждого опыта. Примеры зависимостей, определяющих статистические характеристики фазового фронта, представлены левыми графиками на рисунке 5.4. Точки – данные опытов.

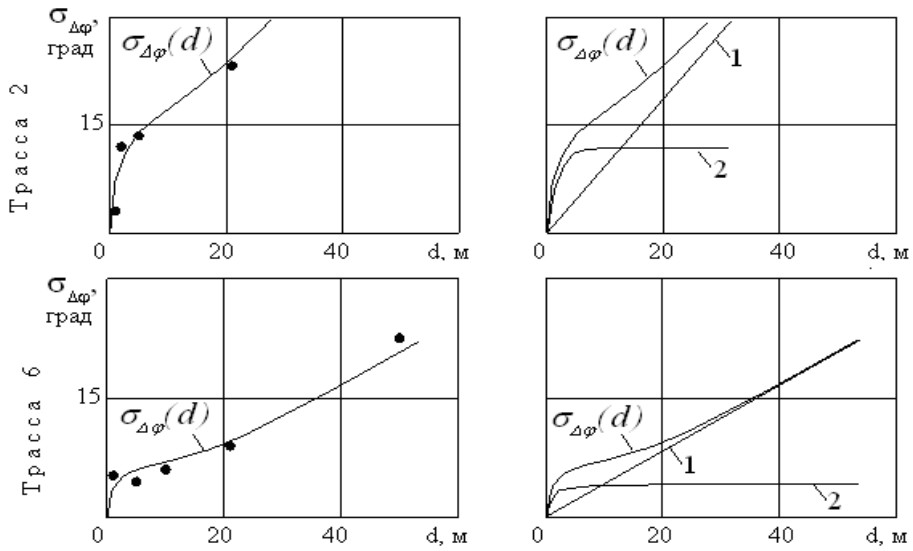


Рисунок 5.4 – Изменения СКО разности фаз в зависимости от величины разноса

Аппроксимирующие функции $\sigma_{\Delta\varphi}(d)$ вида (3.26), представленные сплошными линиями, достаточно хорошо согласуются с экспериментом (СКО экспериментальных точек относительно аппроксимирующих функций не превышает ширины доверительных интервалов с вероятностью 0,95 [206]). На правых графиках рядом с каждой зависимостью приведены компоненты аппроксимирующей функции – рефракционная (1) и флуктуационная (2). Для проведённых опытов в соответствии с зависимостью (3.26) были определены параметры фазового фронта σ_φ, $\sigma_{\Delta\alpha}$, d_0.

Дисперсия σ_φ^2 определялась по уровню $0{,}5\sigma_{\Delta\varphi\max}^2$, где $\sigma_{\Delta\varphi\max}$ – уровень насыщения флуктуационной составляющей. Радиус корреляции d_0 определялся на уровне $1/e$ от максимума (насыщения) флуктуационной составляющей.

Дисперсия флуктуаций углов прихода $\sigma_{\Delta\alpha}^2$ рассчитывалась по формуле

$$\sigma_{\Delta\alpha}^2 = (\sigma_{\Delta\varphi}^2 - \sigma_{\Delta\varphi\max}^2)\lambda^2 \big/ 4\pi d^2$$

для максимального разноса антенн. Результаты оценки перечисленных параметров фазового фронта приведены в таблице 5.1.

Таблица 5.1 – Статистические параметры фазового фронта

Номер опыта	Трасса	Длина трассы, км	σ_φ, град	d_0, м	$\sigma_{\Delta\alpha}$, угл. мин
1	1	21,0	9	7	0,50
2	2	25,2	10	1,5	0,92
3	2	25,2	2	0,7	0,14
4	3	25,2	2	0,5	0,10
5	3	28,0	4	2	0,45
6	3	28,3	7	3	0,02
7	3	29,2	4	0,5	0,02
8	4	46,0	4	0,5	0,06
9	5	71,4	8	3	0,18
10	5	72,5	10	12	0,27
11	5	73,0	3	5	0,10
12	5	73,0	3	2	0,17
13	5	73,0	13	5	0,40
14	5	73,0	15	7	0,76
15	5	73,0	3	5	0,14
16	5	73,0	4	2	0,04
17	6	103,0	3	0,5	0,40

Зависимость дисперсии разности фаз от длины трассы близка к линейной, что соответствует соотношению (3.3). На однотипных трассах интенсивность флуктуаций мало отличается по величине, что подтверждается экспериментом [207]. Сравнение наших результатов с данными, полученными ранее на трассах в том же районе на длине волны 3,2 см [81], показало хорошее согласие зависимостей от длины трассы (при измерениях с размером базы в 200 длин волн) и величин флуктуаций. Так, в трёхсантиметровом участке диапазона в соответствии с рисунком 5.5 получена зависимость

$$\sigma_{\Delta\varphi} = 1,59\sqrt{D} \text{ град},$$

а в десятисантиметровом (рисунок 5.6) –

$$\sigma_{\Delta\varphi} = 1,62\sqrt{D} \text{ град}.$$

Существенно больший разброс точек на рисунке 5.6 по сравнению с рисунком 5.5 связан с разной длительностью опытов в представленных случаях. В трёхсантиметровом диапазоне длительность единичного опыта (результат которого представлен точками графика) составляла около 3 суток, а в десятисантиметровом диапазоне проведена серия опытов с продолжительностью от 3 до 44 ч каждый. Расчёт коэффициентов пропорциональности в приведённых выше зависимостях выполнен за соизмеримые по длительности серии наблюдений, что позволяет сопоставлять полученные результаты.

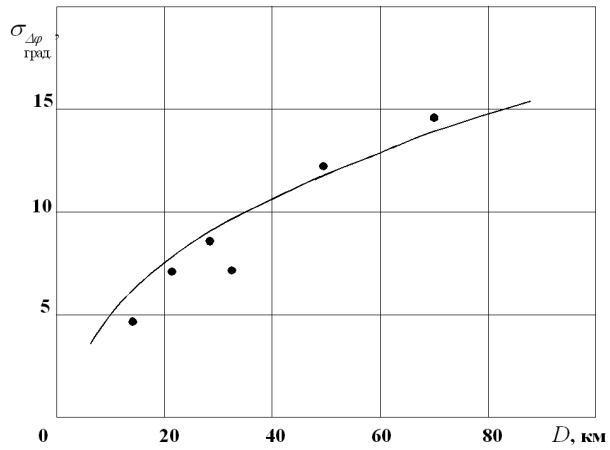


Рисунок 5.5 – Среднеквадратическое отклонение флуктуаций разности фаз для $\lambda = 3{,}2$ см

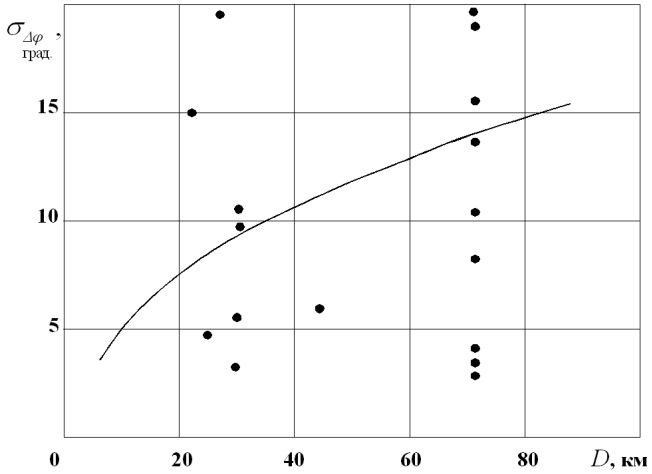


Рисунок 5.6 – Среднеквадратическое отклонение флуктуаций разности фаз для $\lambda = 10$ см

Рассмотрим, как влияют подстилающая поверхность и метеорологические условия на флуктуации углов прихода. Поворот фазового фронта зависит от поперечного градиента индекса преломления, т. е. от его различий на соседних участках трассы. Как показано в [40], перепады температуры и влажности на границе участков с разными свойствами должны быть пропорциональны между собой, поскольку объединены общими метеорологическими условиями. Следовательно, изменения градиента индекса преломления между двумя участками с различными типами подстилающей поверхности должны быть пропорциональны поперечным градиентам и, значит, величинам $\sigma_{\Delta\alpha}$ и $\sigma_{\Delta N}$. При проверке этого предположения по измерениям метеовеличин в двух пунктах вблизи трассы (у приёмника на границе поймы р. Томь и на метеостанции Болотное, окружённой лугами и полями) были рассчитаны индексы

преломления N_1 и N_2 и найдена разность $\Delta N = N_1 - N_2$. На рисунке 5.7 представлена зависимость среднеквадратических величин флуктуаций угла прихода, нормированных к расстоянию согласно формуле (3.3), от величины $\sqrt{\overline{\Delta N^2}}$.

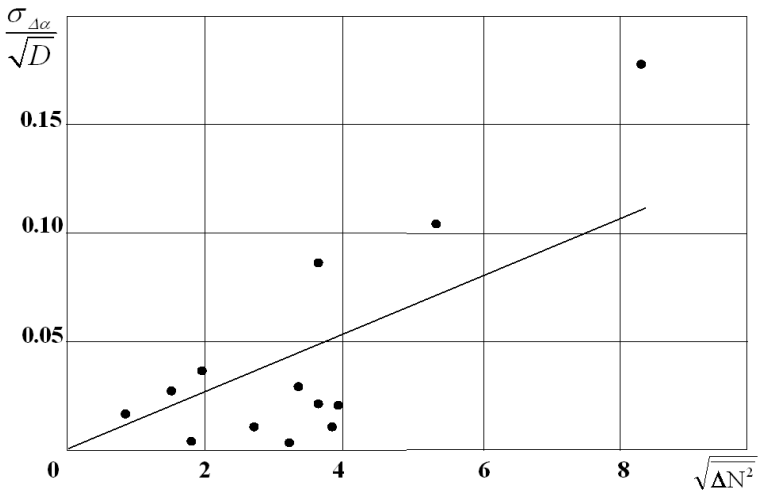


Рисунок 5.7 – Зависимость флуктуаций угла прихода от флуктуаций индекса преломления

График показывает, что статистическая связь флуктуаций градиентов между участками с разной подстилающей поверхностью и флуктуациями угла прихода действительно существует. Коэффициент корреляции между указанными на рисунке величинами равняется 0,86 (таблица 5.2); проведённая на рисунке прямая есть линия полного соответствия тех и других флуктуаций. При расчёте коэффициента корреляции не делалось различия между открытыми и закрытыми трассами. Полученная в этих условиях «довольно хорошая» [155] корреляционная зависимость между градиентами индекса преломления и углами прихода подтверждает положение, что на исследованных трассах величина медленных флуктуаций углов прихода мало зависит от закрытия передатчика, но существенно определяется метеорологическими условиями.

Оценим пространственную корреляцию медленных изменений углов прихода. Средний размер площадок с одинаковыми свойствами, определённый по картам масштаба 1:100 000 [150], равен 4,2 км. Это размер квазирегулярных структур приземного слоя атмосферы типа ячеек Бенара, которые формируются конвективными потоками воздуха над неоднородной по ландшафтам местностью. Наличие таких ячеек подтверждено в работе [69] по данным метеорологических наблюдений. Пространственная протяжённость приземных неоднородностей индекса преломления

имеет такой же размер. Следовательно, можно ожидать, что на таком же интервале пространственных разносов поперёк трассы повороты фазового фронта будут скоррелированы. Измерения, проведённые в трёхсантиметровом диапазоне [81], показывают влияние таких неоднородностей на характеристики принимаемых сигналов при распространении ультракоротких волн на приземных трассах, подтверждая это предположение. На двух угломерных установках, разнесённых на расстояние 1065 м, изменения угла прихода происходили синхронно (рисунок 5.8), близко совпадая по величине и по знаку; каждая точка на рисунке получена усреднением 10–15 отсчётов, взятых в течение 20-минутных интервалов. Коэффициент корреляции между углами прихода для этого опыта равен 0,87. Для аналогичного опыта, проведённого на другом месте этого же района, получена величина корреляции 0,74.

Таблица 5.2 – Связь флуктуаций углов прихода и градиентов коэффициента преломления

D, км	$\sqrt{\overline{\Delta N^2}}$, N-ед.	$\sigma_\alpha / \sqrt{D}$, угл.мин/км$^{1/2}$
21,0	5,3	0,110
25,2	8,5	0,180
25,2	1,4	0,027
25,2	1,0	0,018
28,0	1,8	0,004
29,2	3,2	0,004
46,0	2,6	0,009
71,4	3,5	0,020
72,5	3,3	0,032
73,0	2,0	0,043
73,0	3,9	0,020
73,0	3,6	0,090
103,0	2,0	0,040

Для сравнения среднеквадратических величин флуктуаций углов прихода, рассчитанных по теоретическим формулам раздела 3, с экспериментально измеренными величинами, воспользуемся рисунком 3.3, на который нанесём точками данные опытов, взятые из таблицы 5.1. На рисунке 5.9 видно, что почти все опыты соответствуют условиям, когда ветер менялся от слабого (кривая 2) до сильного (кривая 3). Безветренной погоде (кривая 1) соответствует одно измерение (где $\sigma_{\Delta\alpha} = 0,92'$). Это подтверждает, что бóльшие флуктуации углов прихода соответствуют бóльшим поперечным градиентам индекса преломления, возникающим при безветренной погоде.

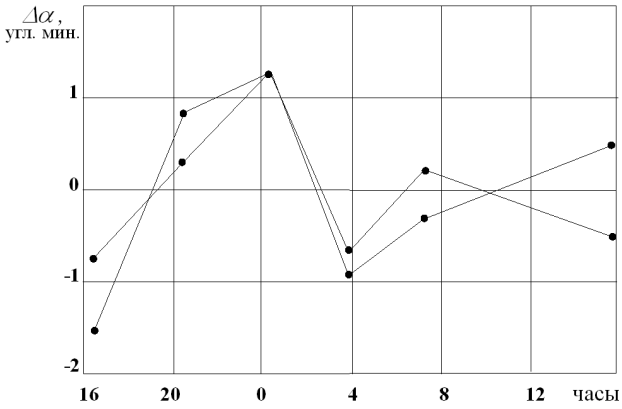


Рисунок 5.8 – Коррелированные флуктуации угла прихода
на двух разнесённых в пространстве угломерах

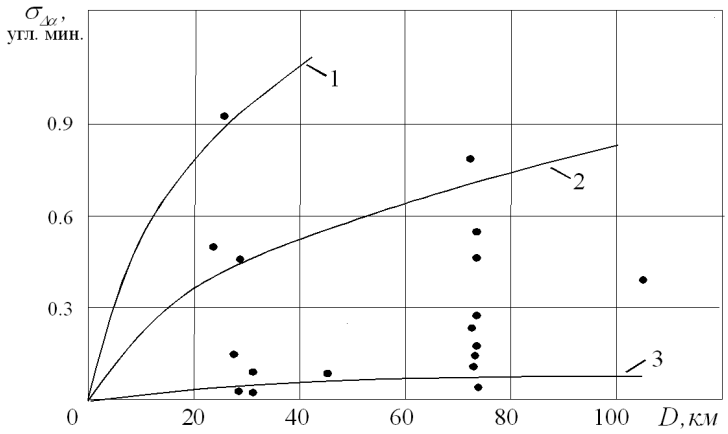


Рисунок 5.9 – Флуктуации углов прихода при различных метеорологических условиях

Во время некоторых экспериментов на приёмном пункте измерялась скорость ветра (до высоты 8 м) и рассчитывался коэффициент m профиля ветра, что позволило сравнить теоретически рассчитанные и экспериментально измеренные СКО флуктуаций углов прихода [264]. Для расчётов была определена средняя величина радиационного баланса, которая для дневного времени составила $R = 0,48$ кал$/$(см$^2 \cdot$мин). Рассчитанные по предложенной в разделе 3 методике характеристики флуктуаций углов прихода достаточно хорошо согласуются с экспериментальными данными; коэффициент корреляции между измеренными и рассчитанными величинами составил 0,77. Расхождения между рассчитанными и измеренными среднеквадратичными отклонениями (рисунок 5.10) не покажутся значительными, если учесть некоторые важные обстоятельства: расчёт коэффициента профиля ветра m проводился по измерениям в одной точке и заведомо отличается от среднего по всей трассе, ибо центр существенной для распространения зоны имел высоту в среднем 50 м, что значительно

больше высоты наших измерений. Такие особенности метеоданных (различия значений индекса преломления, скорости ветра и иных метеопараметров на трассе распространения и в точке измерения, которые можно рассматривать как шумовую составляющую), характерные для радиометеорологических исследований, отмечены в работе [208] как неучитываемые пространственные флуктуации, которые вносят дополнительную погрешность в результаты расчётов радиометеорологических взаимосвязей. Для численной оценки этих погрешностей предложено использовать параметр «отношение сигнал/шум», привязанный к реализациям измеренных параметров изучаемых радиометеорологических процессов. Тем не менее, даже при наличии «шумов», теоретические расчёты по предложенной методике дали результаты, близкие к экспериментально измеренным величинам.

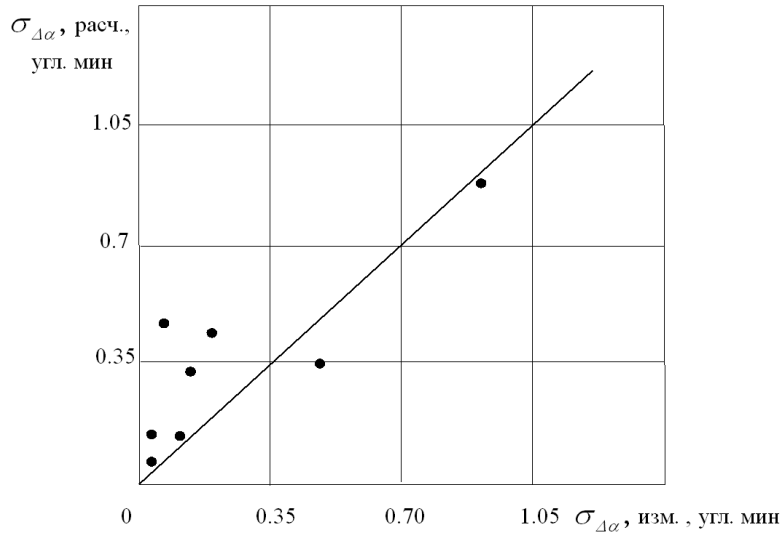


Рисунок 5.10 – Сравнение измеренных и рассчитанных СКО флуктуаций углов прихода

Аналогичные результаты радиометеорологических исследований приводятся в работе сотрудников ИРЭ АН СССР Андрианова и Ракитина [209]. Коэффициент корреляции между вычисленными по приземным метеоизмерениям высотными профилями показателя преломления радиоволн в пограничном слое атмосферы и измеренными профилями оказался равным 0,7; коэффициент корреляции между среднечасовыми значениями вертикальных углов прихода радиоволн, измеренными непосредственно и рассчитанными по вычисленным высотным профилям в слое 0–30 м, равен 0,86. Не исключено, что полученные значения корреляции определяются предельными возможностями точности расчётов радиопараметров по данным проведённых метеоизмерений.

Оценим величину изменений разности фаз за счёт влияния синоптических неоднородностей, которые формируют зоны постоянного горизонтального градиента. Для этого по данным метеостанций (рисунок 5.11) определим горизонтальный поперечный градиент ∇N как разность индекса преломления в парах пунктов, поделённую на расстояние между ними. Индекс преломления рассчитывался по данным ежечасных метеоизмерений, полученных от гидрометеослужбы (таблицы КМ-2).

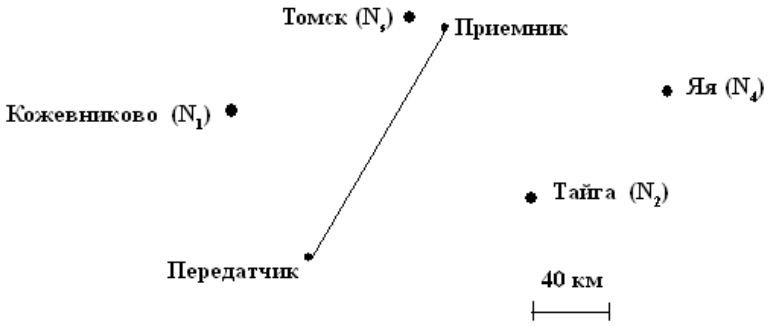


Рисунок 5.11 – Расположение метеорологических станций относительно линии трассы

Для сопоставления с данными радиоизмерений эти результаты предварительно усреднялись для каждого трёхчасового интервала наблюдений. Полученные временные изменения градиента ∇N приведены на рисунке 5.12,а). Здесь же приведён ход изменений вторичной разности фаз на базе $d/\lambda = 500$, определённой следующим образом: $\Delta\varphi' = \Delta\varphi - \Delta\varphi_k$, где $\Delta\varphi$ и $\Delta\varphi_k$ – разность фаз сигналов передатчика и калибратора соответственно (см. раздел 4). При использовании вторичной разности фаз исключается нестабильность аппаратуры, неизбежно возникающая при проведении опыта длительностью 40 ч. Каждая точка кривой разности фаз на рисунке 5.12,а) также рассчитана как среднее всех отсчётов, полученных в течение 3-часового интервала наблюдений. При этих условиях коэффициент корреляции между градиентом и вторичной разностью фаз равен всего лишь 0,28. Но уже при усреднении за 6 ч (рисунок 5.12, б)) коэффициент корреляции возрастает до 0,75. (Отметим, что метеорологи принимают 6-часовой интервал времени как период, в течение которого достаточно чётко успевают проявиться тенденции изменений внутри синоптических образований и сгладиться влияние флуктуаций мезонеоднородностей.)

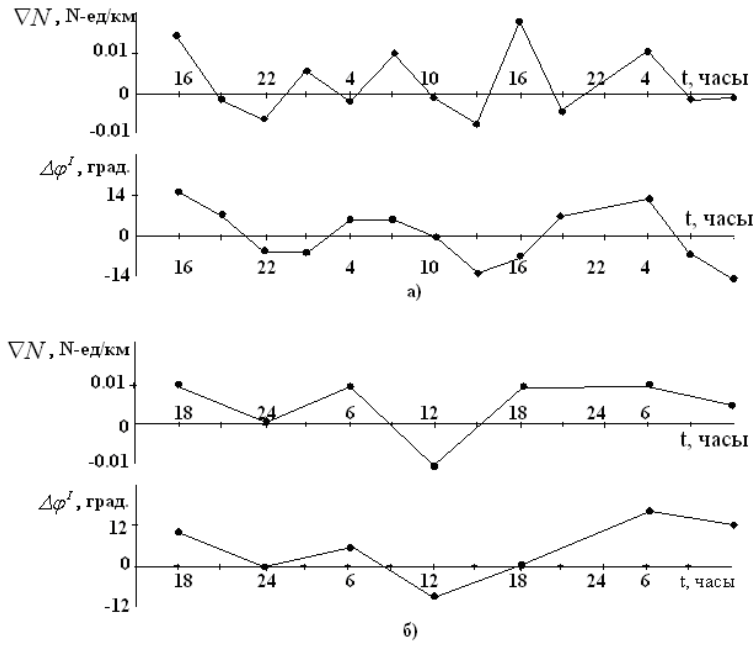


Рисунок 5.12 – Временные изменения поперечного градиента и разности фаз

На более коротких трассах выявить регулярную (обусловленную постоянным вдоль всей трассы горизонтальным градиентом) рефракцию не удалось. Таким образом, синоптические неоднородности оказывают слабое влияние на медленные изменения разности фаз в горизонтальной плоскости при распространении сантиметровых волн в дифракционной зоне. В литературе имеются описания случаев регистрации значительного изменения разности фаз (и углов прихода) при прохождении метеорологических фронтов [93]. Но случаи эти редки, поскольку редки хорошо выраженные, не размытые фронты.

В таблицах 5.1 и 5.2 представлены результаты измерений медленных флуктуаций углов прихода непосредственно для тех условий, при которых были выполнены эксперименты. Сильный разброс точек маскирует существующую закономерность изменений $\sigma_{\Delta\alpha}$ с расстоянием. Проведём систематизацию имеющихся данных, учитывая разнообразие метеорологических ситуаций в период выполнения измерений и различия характеристик трасс распространения, и на её основе получим зависимости, позволяющие в дальнейшем рассчитывать точности систем местоопределения как функции от дальности. Нормировку СКО флуктуаций азимутальных углов выполним в соответствии с формулой (3.3) и данными таблицы 5.2 относительно среднеквадратических величин флуктуаций поперечных перепадов индекса преломления у поверхности земли и с усреднением данных по группам трасс (короткие,

средние и длинные трассы). После выполнения этих процедур выявляется тенденция увеличения флуктуаций углов прихода с увеличением расстояния (таблица 5.3) при сходных метеорологических ситуациях.

Таблица 5.3 – СКО медленных флуктуаций $\Delta\alpha$, усреднённые по метеоданным и по группам трасс

Средняя длина трасс D, км	28,5	72	103
$\sigma''_{\Delta\alpha}$, эксперимент (измерения)	15,1	21,1	15,1
$\sigma''_{\Delta\alpha}$, нормировка к метео ($\sigma_{\Delta N} = 3{,}3$ N-ед.)	12,3	22,6	39,3

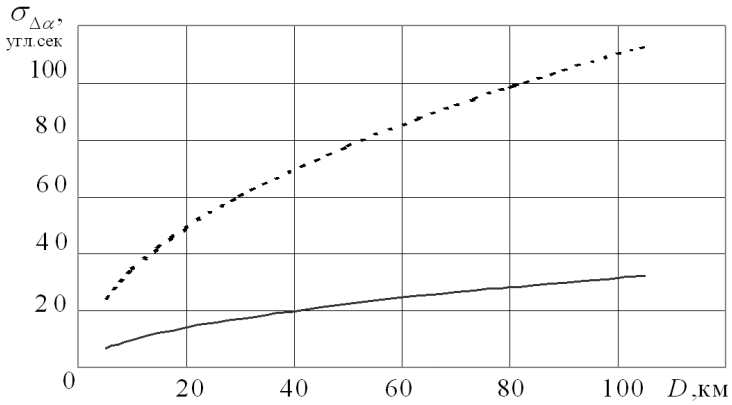
При таких условиях в соответствии с формулой (3.3) зависимость СКО флуктуаций углов прихода от расстояния определяется соотношением

$$\sigma_{\Delta\alpha} = 3{,}16\sqrt{D\,[\text{км}]},\ \text{угловые секунды.}$$

Максимальные среднеквадратические значения флуктуаций (которые могут быть зафиксированы при метеорологической ситуации со среднеквадратическим поперечным перепадом индекса преломления, равным 8,5 N-ед.) определяются соотношением

$$\sigma_{\Delta\alpha\,\max} = 11\sqrt{D\,[\text{км}]},\ \text{угловые секунды.}$$

Обе зависимости представлены на рисунке 5.13.



Сплошная кривая – средние значения; пунктир – максимальные значения

Рисунок 5.13 – Зависимость СКО медленных флуктуаций углов прихода от длины трассы для поверхностной волны

5.1.2 Статистические характеристики медленных флуктуаций разности фаз

Медленные флуктуации разности фаз, как показано выше, появляются при горизонтальном смещении зоны Френеля (см. раздел 3.1) относительно неровностей земной поверхности. Если предложенная модель формирования таких флуктуаций справедлива, то должна существовать взаимосвязь между средним квадратическим отклонением флуктуаций фазы и углов прихода в точке приёма, как это вытекает из выражения (3.22). Такая зависимость, полученная на трассе длиной 73 км, представлена на рисунке 5.14. Результаты, подтверждающие существование аналогичной зависимости, были получены и для других трасс.

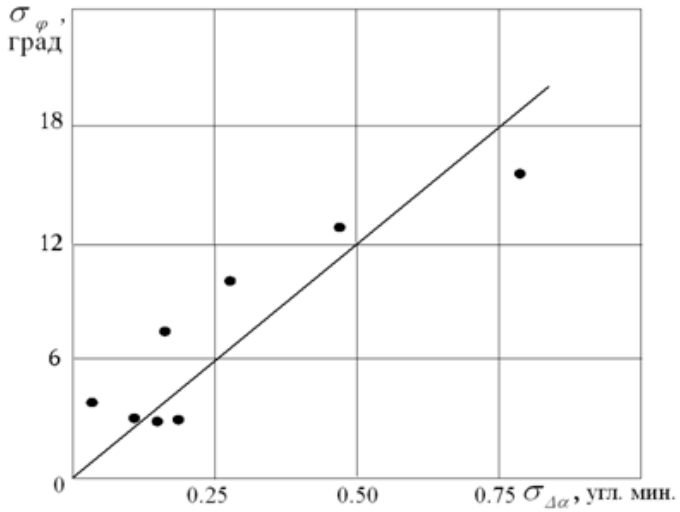


Рисунок 5.14 – Связь медленных флуктуаций фазы с флуктуациями углов прихода

Сравнение параметров медленных и стабильных флуктуаций (таблица 5.4) показывает, что исходные предпосылки, принятые при выводе соотношений для расчёта медленных флуктуаций поля (малость смещения луча по сравнению с размером неровностей экрана), соответствуют реально наблюдаемым эффектам. Действительно, во всех случаях интенсивность стабильных флуктуаций в несколько раз превосходит интенсивность медленных. Это соответствует случаю, когда выполняется неравенство $\sigma_{\Delta X} < l_0$. Как можно видеть из таблицы, и среднеквадратическая величина, и пространственные радиусы корреляции медленных фазовых флуктуаций для всех опытов в соответствии с полученными теоретическими выводами меньше, чем для соответствующих параметров стабильных флуктуаций [210, 211] на тех же трассах.

Таблица 5.4 – Сравнение параметров стабильных и медленных флуктуаций

Номер трассы	d_0, м		σ_φ, град.	
	стабильных	медленных	стабильных	медленных
1	100	7	28	9
2	14	2	25	6
3	20	3	23	4
5	17	12	23	8

Представляет интерес проследить взаимосвязь медленных флуктуаций разности фаз и рефракционных искажений фазового фронта в зависимости от параметров аппаратуры и соотношений параметров структуры фазового фронта. Для такого анализа выражение (3.26) представим в виде

$$\frac{\sigma_{\Delta\varphi}(d)}{\sigma_{\Delta\varphi\text{ФЛ}}(d)} = \sqrt{1+\left(\frac{2\pi\sigma_{\Delta\alpha}}{\sigma_{\Delta\varphi\text{ФЛ}}}\right)^2\left(\frac{d}{\lambda}\right)^2},$$

где $\sigma^2_{\Delta\varphi\text{ФЛ}} = 2\sigma^2_\varphi\left(1+r(d)\right)$.

Полученное соотношение позволяет проанализировать поведение разностно-фазовых изменений в зависимости от соотношения величин параметров $\sigma_{\Delta\alpha}$ и $\sigma_{\Delta\varphi\text{ФЛ}}$. На рисунке 5.15 приведены графики изменения отношения $\sigma_{\Delta\varphi}/\sigma_{\Delta\varphi\text{ФЛ}}$ в зависимости от разноса d/λ для разных величин $\mathbb{k} = \sigma_{\Delta\alpha}/\sigma_{\Delta\varphi\text{ФЛ}}$.

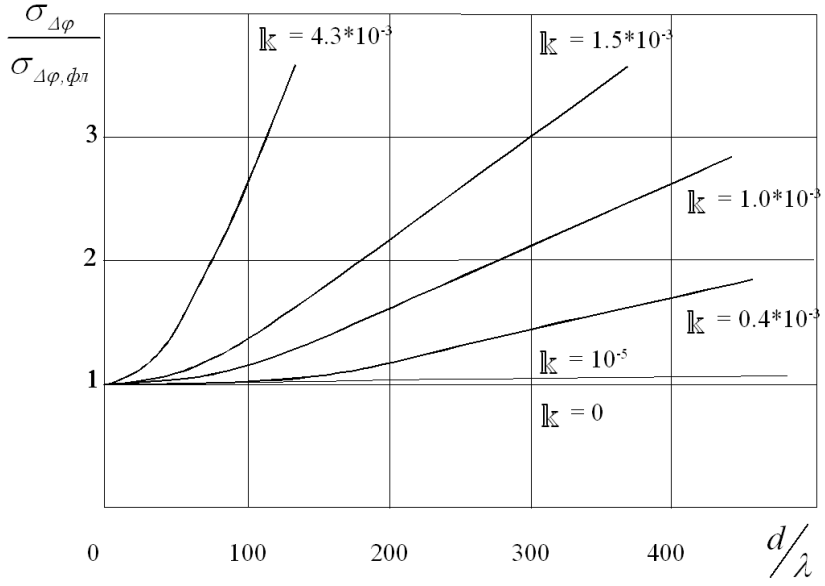


Рисунок 5.15 – Зависимость медленных флуктуаций разности фаз от величины базы

Видно, что при малом параметре $\mathbb{k}$ флуктуации угла прихода не вносят заметного вклада в экспериментально измеряемую структурную функцию; медленные флуктуации как бы маскируют рефракционный эффект даже при больших разносах. При небольших величинах d/λ флуктуации полностью маскируют средний (рефракционный) поворот фазового фронта. Если положить, что $2\pi\dfrac{\sigma_\alpha}{\sigma_{\Delta\varphi\text{ФЛ}}}\dfrac{d}{\lambda}\geq 1$, то величине $\sigma_{\Delta\alpha}=1''$ соответствует средний квадрат медленных флуктуаций разности фаз $\sigma_{\Delta\varphi\text{ФЛ}}=10,5^{\text{o}}$ при разносе $d/\lambda=100$. Следовательно, при указанном размере базы и при условии $\sigma_{\Delta\varphi\text{ФЛ}}>10,5^{\text{o}}$ рефракционный эффект будет слабо проявляться или полностью скрыт, но по мере увеличения размера базы d он будет всё заметнее.

Выполненный анализ особенностей формирования структуры фазового фронта на трассах с пересечённым рельефом местности делает очевидным недостаток проведённых ранее разностно-фазовых экспериментальных исследований (см. раздел 1), а именно использование малых разносов не позволяет полностью изучить структуру фазового фронта и его медленных изменений. Но в редких случаях при наличии на трассе значительных поперечных градиентов индекса преломления рефракционные явления могут быть обнаружены даже при малом расстоянии между приёмными антеннами.

5.2 Характеристики фазового фронта и углов прихода на тропосферных трассах протяжённостью до 500 км

5.2.1 Характеристики фазового фронта и флуктуаций углов прихода на сухопутных трассах протяжённостью от 80 до 200 км

Представленные в предыдущем разделе результаты получены на трассах, где имелась прямая видимость на расстояниях до 30 км и даже более (трасса № 6); угол рассеяния при этом не превышал 4 мрад [188]. На таких трассах согласно теоретическим [187] и экспериментальным [188, 211] исследованиям определяющими являются распространение прямой видимости и дифракционное.

На трассах № 7 – № 9 (см. рисунок 4.3) угол рассеяния превышал 12 мрад [188], а протяжённость за радиогоризонтом была от 78 до 160 км. При таких характеристиках

трасс механизмами распространения, определяющими свойства принимаемого сигнала, являются рассеяние и отражение неоднородностями тропосферы [195]. Характеристики фазового фронта на этих трассах (протяжённостью 86, 130, 182 км) были изучены при горизонтальном разнесении приёмных антенн до 5 м [212]. Обнаружено, что значение разности фаз заметно меняется, а на пятиметровой базе получен хорошо выраженный суточный временной ход разности фаз. Графики на рисунке 5.16 дают представление о характере изменений разности фаз на трассе протяжённостью 86 км, $\lambda = 10$ см, для различных баз приёмного устройства. Каждая точка графика рассчитана усреднением 5–12 отсчётов, полученных в течение 2-суточного опыта на трассе № 7. Подобные результаты также получены для двух других трасс.

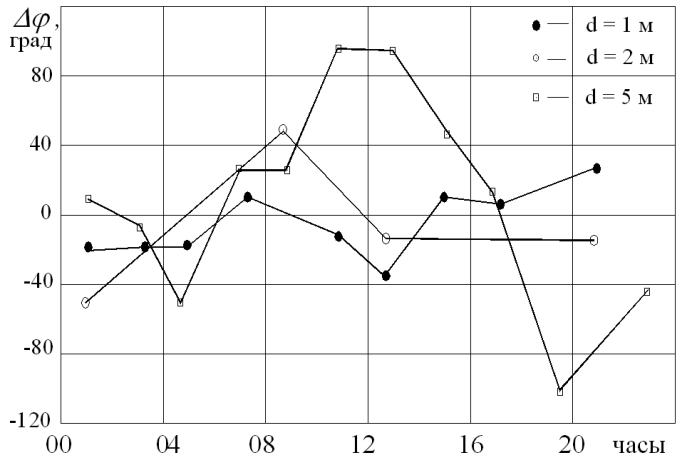


Рисунок 5.16 – Суточные изменения разности фаз

По изменениям разности фаз для различных баз приёмного устройства рассчитаны дисперсии отклонений на каждой из трасс и построены экспериментальные функции $\sigma_{\Delta\varphi}(d)$ (рисунок 5.17).

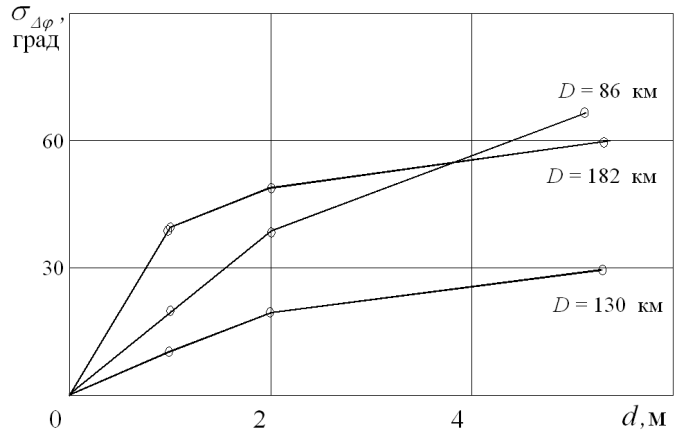


Рисунок 5.17 – Зависимость СКО флуктуаций разности фаз от величины базы

Как можно видеть, медленные флуктуации разности фаз заметно возрастают по сравнению с подобными флуктуациями на изученных ранее трассах, где эти эффекты удовлетворительно объясняются горизонтальной составляющей атмосферной рефракции в пограничном слое. Механизм появления вариаций разности фаз на загоризонтных трассах связан уже с влиянием неоднородностей, расположенных на высотах в сотни и более метров, так как на таких трассах область распространения волн «отрывается» от земной поверхности. В этих слоях тропосферы каких-либо метеорологических наблюдений не проводилось из-за отсутствия соответствующей аппаратуры. Но были выполнены измерения величины индекса преломления у поверхности земли. Исследования показывают, что уровень сигнала при загоризонтном распространении радиоволн существенно определяется синоптической обстановкой на трассе и связан с величиной N_S [88]. Поэтому было сделано предположение, что аналогичные связи могут существовать и с изменениями среднего значения разности фаз. И действительно, в период экспериментов обнаружена заметная корреляционная связь СКО разности фаз, отнесённых к длине трассы, с такими же отклонениями индекса преломления у поверхности земли, что видно на рисунке 5.18, где по оси ординат отложены значения нормированного (на единицу длины трассы) среднеквадратического отклонения разности фаз для величины $d/\lambda = 50$, по оси абсцисс – СКО индекса преломления.

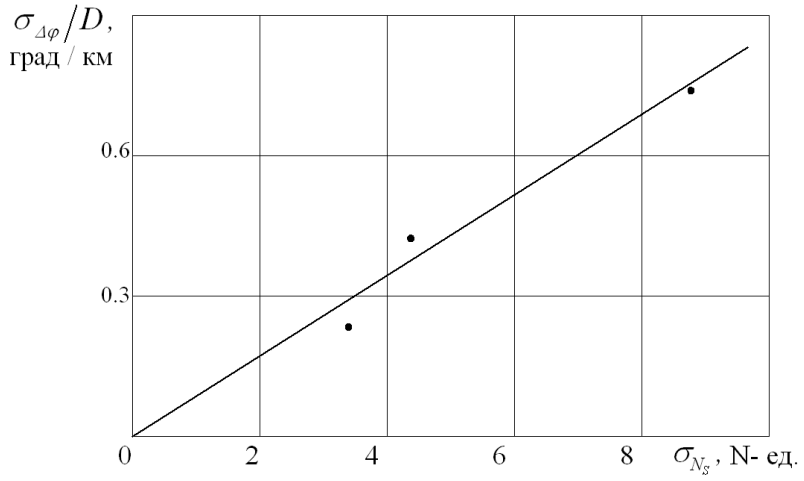


Рисунок 5.18 – Связь нормированных СКО флуктуаций разности фаз и σ_{N_S}

Из анализа этих же данных выяснено, что в выполненной серии опытов интенсивность медленных флуктуаций разности фаз возрастает пропорционально длине

трассы (в отличие от зоны дифракции, где справедлив закон $A\sqrt{D}$). Такая зависимость обнаруживается, если величину $\sigma_{\Delta\varphi}$ для суточных вариаций нормировать к величине среднеквадратических отклонений индекса преломления у поверхности земли. Линейная зависимость отношения $\sigma_{\Delta\varphi}/\sigma_{N_S}$ от расстояния иллюстрируется на рисунке 5.19.

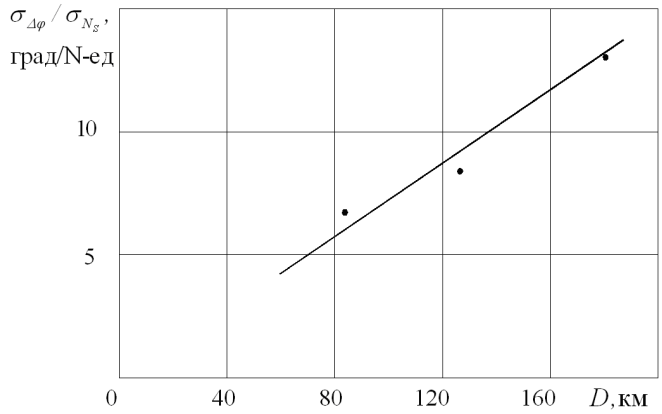


Рисунок 5.19 – Зависимость нормированных СКО разности фаз от длины трассы

Используя данную зависимость, для разноса $d/\lambda = 50$ получили эмпирическую формулу

$$\sigma_{\Delta\varphi} = 0{,}075\sigma_{N_S} D\,,$$

которая позволяет рассчитывать среднеквадратическое отклонение суточных флуктуаций разности фаз при различных метеорологических условиях, определяемых через величину среднего квадрата отклонений индекса преломления. Сопоставление данных о флуктуациях разности фаз в горизонтальной плоскости для трасс дифракционной зоны (№ 1 – № 6) и данных для трасс № 7 – № 9, где преобладающим является механизм дальнего тропосферного распространения, показывает, что за пределами дифракционного горизонта наблюдается резкое увеличение интенсивности медленных флуктуаций, связанное со сменой механизма распространения радиоволн.

В таблице 5.5 представлены значения величин азимутальных угловых ошибок $\sigma_{\Delta\alpha}$, рассчитанные по результатам разностно-фазовых измерений на сухопутных трассах тропосферного распространения.

В третьем столбце таблицы указаны величины ошибок, рассчитанных по измерениям для каждой из трасс на период проведения экспериментов. Полученные результаты не демонстрируют какой-либо разумной зависимости величины

интенсивности флуктуаций от дальности, так как метеорологические условия каждого из трёх этапов опытов существенно различались. Учтём различия метеоусловий, выполнив нормировку $\sigma_{\Delta\alpha}$ относительно измеренных величин σ_{N_S}, а затем пересчитаем к средним за весь период экспериментов метеоусловиям, определяемым параметром $\sigma_{N_S} = 4{,}87$ N-ед. Получаем иные величины $\sigma_{\Delta\alpha}$, набор которых уже демонстрирует тенденцию к росту интенсивности флуктуаций по мере увеличения длины трассы (столбец 4). Эти данные будут использованы в дальнейшем как при анализе условий распространения тропосферных волн, так и при оценке ошибок радиотехнических систем местоопределения.

Таблица 5.5 – Среднеквадратические величины медленных флуктуаций углов прихода по данным на трассах тропосферного распространения (суша, Западная Сибирь)

Длина трассы D, км	Разнос d, м	$\sigma''_{\Delta\alpha}$, опыты	$\sigma''_{\Delta\alpha}$, нормировка к метеоусловиям	Длительность наблюдений
86	5	672	373 (σ_{N_S}=8,76)	До 2 суток
130	5	255	364 (σ_{N_S}=3,41)	До 2 суток
182	5	464	516 (σ_{N_S}=4,38)	До 2 суток

5.2.2 Флуктуационные ошибки измерения азимутальных углов прихода на наклонных трассах Каспийского моря длиной до 500 км

Проведены эксперименты, позволившие оценить медленно изменяющиеся угловые ошибки РТС при работе на дистанциях до 500 км. Измерены вариации азимутальных углов по временным изменениям средних за сеанс с продолжительностью каждого сеанса около 8 мин, с периодичностью 4 раза в сутки при длительности каждого опыта до двух недель. В качестве примера на рисунке 5.20 представлены результаты, полученные в диапазоне сантиметровых волн на каждой из трёх исследованных трасс. Пунктиром указаны ошибки определения углов прихода геодезическими средствами по сравнению с азимутами передатчиков. В период проведения экспериментов СКО азимутальных углов прихода в диапазоне волн 10 см были равны 7' и 6' при $d = 4{,}87$ м соответственно для трасс протяжённостью 348 км, 380 км и 9' на трассе 468 км. В метровом диапазоне ($\lambda = 3{,}4$ м; $d = 64$ м) СКО углов прихода были равны 13,7' на трассе 348 км и 5,6' на трассе 380 км.

Результаты измерений в сантиметровом диапазоне волн показывают, что медленные флуктуации азимутальных углов прихода могут считаться нормально распределёнными. Вывод сделан на основе анализа эмпирического интегрального закона распределения отклонений, представленного на рисунке 5.21 совместно с теоретическим законом. Гипотеза о правомерности применения нормального распределения проверена с использованием критерия согласия Колмогорова, модифицированного для случая малой выборки и неизвестных параметров распределения [213, 214]. При уровне значимости 0,05 табличное критическое значение $D_{0,05} = 0,254$; величина критерия по эмпирическому распределению $D_{\max} = 0,091$. Так как $D_{\max} < D_{0,05}$, то предположение о применимости нормального распределения не находится в противоречии с данными экспериментов.

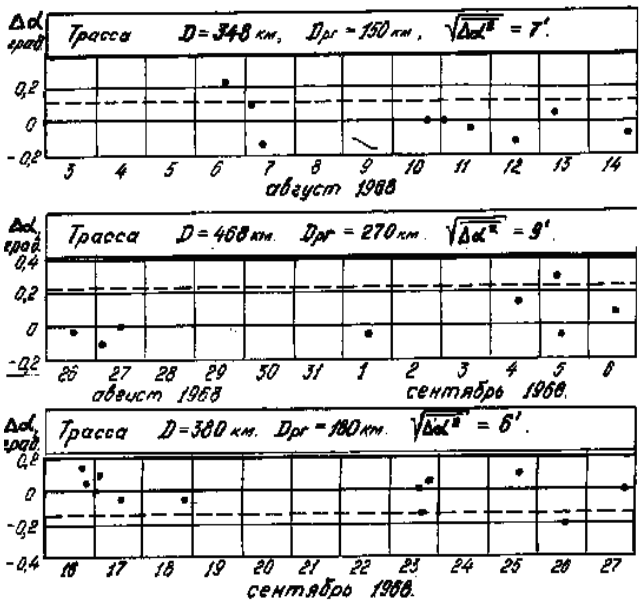


Рисунок 5.20 – Изменения средних значений углов прихода (Каспийское море)

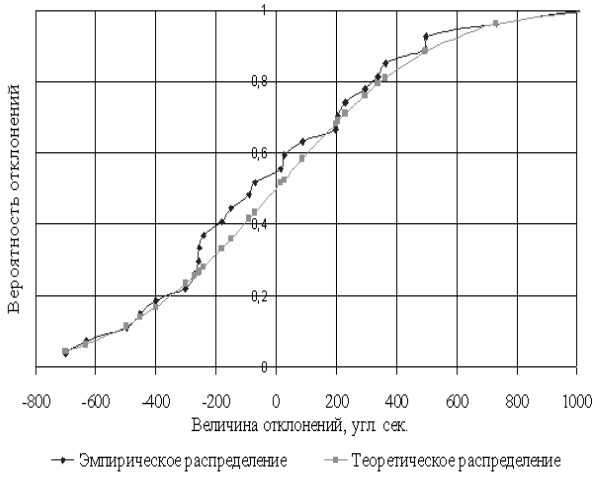


Рисунок 5.21 – Распределение отклонений углов прихода на Каспийском море

5.2.3 Флуктуационные ошибки измерения азимутальных углов прихода на горизонтальных трассах Тихого океана длиной до 500 км

На трассах Тихого океана для изучения флуктуаций углов прихода измерялись разности фаз сигналов в 10 см диапазоне волн на разнесённых по горизонтали антеннах; также использовались разностно-фазовые и амплитудные методы.

На первом этапе исследований были оценены характеристики фазового фронта в условиях открытого океана, затем пересчитанные в отклонения углов прихода [215]. Измерения выполнены при использовании антенн $G_1 = G_2 = 32$ дБ с разносом 3,8 м. Передающие РЛС работали в режиме кругового обзора, а разность фаз сигналов на приёмном конце трассы регистрировалась в моменты прохождения максимумов. Полученные результаты представлены на рисунке 5.22, где показаны медленные временные изменения углов прихода; графики построены по сглаженным дискретным отсчётам с интервалом 6–10 с. Эксперименты показали, что на трассах открытого океана существуют пространственно-временные флуктуации азимутальных углов, превышающие по величине 10', с временными изменениями длительностью в десятки минут и более.

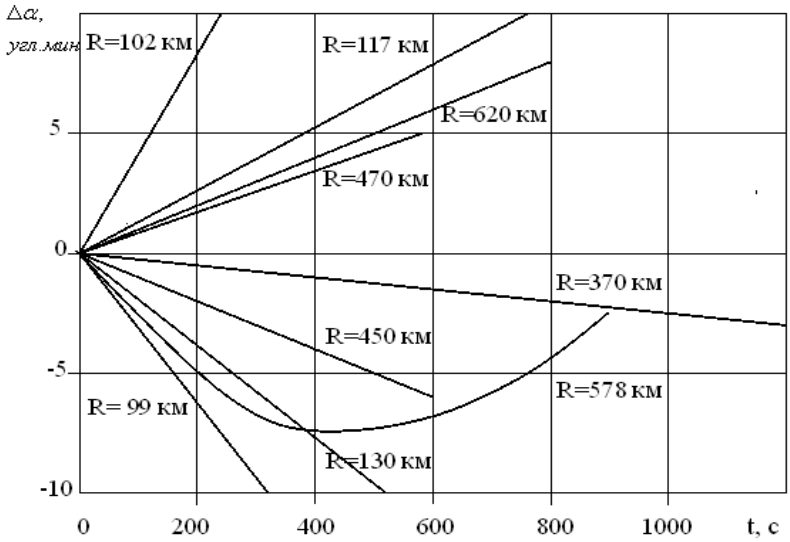


Рисунок 5.22 – Медленные флуктуации угла прихода на горизонтальных трассах в условиях открытого океана

Приведённые результаты получены на борту движущегося судна. В такой ситуации выделение изменений углов прихода, связанных с условиями распространения радиоволн на фоне погрешностей, вызванных колебаниями аппаратуры, установленной на движущемся судне, оказалось возможным только на коротких (5–15 мин) интервалах

времени. Как показывают приведённые результаты, такие интервалы недостаточны для полного выявления продолжительности и величины флуктуаций.

Эксперименты были продолжены на стационарных трассах Охотского радиофизического полигона (ОРФП). На полигоне имелся один общий приёмный пункт на о. Итуруп (г. Курильск) для обслуживания трасс различной длины. Параметры трасс и схема их расположения описаны в разделе 4. Основная трасса длиной 495 км имела пункт передающих средств в п. Взморье (о. Сахалин) с аппаратурой сантиметрового и дециметрового диапазонов. Также принимались сигналы, излучаемые средствами ПВО, расположенными на северо-восточном и юго-восточном побережьях о. Сахалин.

На приёмном пункте в Курильске использовались антенны с разносом 5,36 м для приёма сигналов вертикальной поляризации. Передатчики РЛС работали в режиме кругового обзора с периодом облучения приёмника 20 с. Регистрация производилась сеансами с длительностью записи до 3 ч. Обработка выполнялась на ЭВМ с выдачей оценок СКО флуктуаций разности фаз по каждой реализации и средних значений на интервалах длительностью до 9 мин. Результаты опытов на трёх трассах приведены в таблице 5.6. Как видно из таблицы, среднеквадратическая величина флуктуаций угла прихода для мгновенных значений достигает 40' и для медленных вариаций – 7'.

Таблица 5.6 – Оценки среднеквадратических величин флуктуаций углов прихода на стационарных трассах в сеансах продолжительностью до 3 ч

Длина D, км	$\sigma'_{\Delta\alpha}$			
	$T_{уср} = 0{,}03$ мин		$T_{уср} = 9$ мин	
	max	min	max	min
445	17,0	11,0	4,0	2,5
450	40,5	7,0	7,0	1,9
495	28,0	2,2	5,5	2,2

В другом варианте опытов производилась регистрация величины флуктуаций пеленга на трассе протяжённостью 495 км. Сканирующий источник излучения передавал метку в момент прохождения антенной направления на приёмный пункт; это направление определялось как основное (ОН). В точке приёма был реализован фазовый моноимпульсный метод измерения углового направления (база угломера 5,36 м). Отсчёты пеленга по каждому принятому импульсу усреднялись в пределах их пачки, а затем усреднялись на пятиминутных интервалах. На рисунке 5.23 представлена гистограмма величин отклонений пеленгов относительно основного направления.

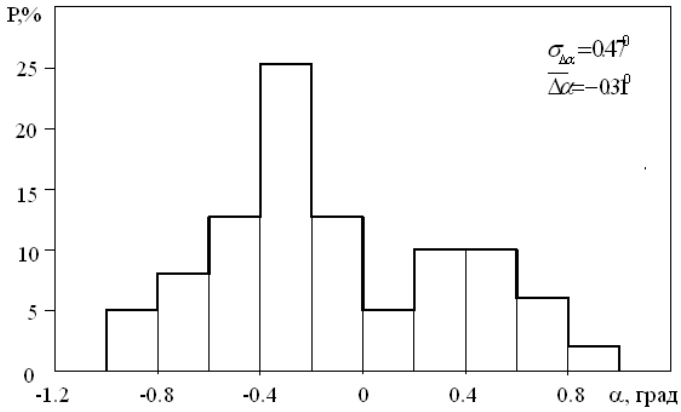


Рисунок 5.23 – Гистограмма пеленга относительно основного направления

Получено отклонение средней величины пеленга от ОН на 0,31º (18,6') при среднеквадратической величине разброса 0,47º (28,2'). Смещение среднего значения пеленга на 18,6' (1116") является, по сути, единичным отсчётом крупномасштабного медленно меняющегося искажения фазового фронта на исследуемой трассе. В таблице 5.7 представлена совокупность экспериментальных данных, полученных на протяжённых морских трассах.

Таблица 5.7 – СКО флуктуаций углов прихода по данным морских экспериментов (Каспийское море, Тихий океан)

Длина трассы D, км	Способ распространения [69]; тип трассы	Разнос d, м	$\sigma''_{\Delta\alpha}$, медленные	$\sigma''_{\Delta\alpha}$, весь спектр	Длительность наблюдений
348	Тропосферная волна; трасса наклонная Каспийское море	64	820	–	9 суток
380		64	338	–	16 суток
348		4,86	410	–	12 суток
380		4,86	360	–	12 суток
468		4,86	540	–	12 суток
445	Тропосферная волна; трасса горизонтальная Тихий океан	5,36	150–240	660–1020	3 ч
450		5,36	114–420	420–2430	3 ч
495		5,36	126–330	130–1680	3 ч
495		5,36	1116 *	–	7 мин
*Отклонение пеленга от нулевого направления					

По результатам этих экспериментов, проведённых на подвижных и стационарных трассах, сделан вывод о наличии на протяжённых морских трассах медленных (многочасовых) и протяжённых в пространстве фазовых искажений структуры ЭМП, приводящих к наличию соответствующих ошибок при измерениях азимутальных углов.

5.2.4 Сравнение экспериментальных данных о флуктуациях углов прихода на трассах тропосферного распространения с модельными оценками

Сопоставим результаты модельных расчётов (см. подраздел 3.2) с данными опытов. На рисунке 5.24 представлены результаты расчётов отклонений угла прихода от ПБК и эмпирические данные азимутальных отклонений этого угла на морских трассах, где геометрические параметры экспериментальных трасс сходны с модельными. Данные, полученные на трассах ДТР в северной части Тихого океана, проставлены точками; линии – результаты расчёта – скопированы из рисунка 3.8 (зависимости 3 и 4). Опытные данные – это максимальные отклонения горизонтального угла прихода, полученные на трассах различной длины. Как можно видеть из рисунка 5.22, отклонения во всех опытах, за исключением одного, имели тенденцию к дальнейшему увеличению, что отмечено на рисунке 5.24 стрелочками, указывающими эту тенденцию. Проследить в процессе проведения опытов полную величину отклонений не удалось из-за особенностей экспериментов, связанных с пространственным перемещением приёмной аппаратуры на подвижном носителе, что обусловило возможность измерений лишь на коротких (10–20 мин) временных интервалах, в то время как квазипериоды временных изменений α оценены величиной, превышающей интервал 0,5–1 ч [98] .

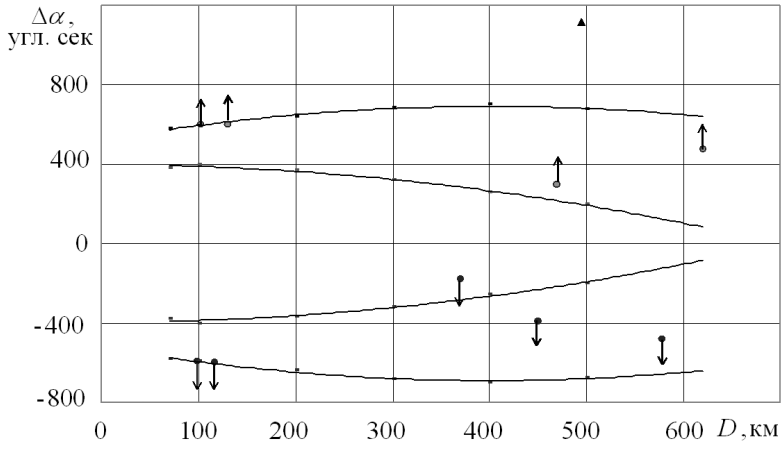


Рисунок 5.24 – Сравнение экспериментальных данных (точки) об отклонениях азимутальных углов прихода на морских трассах Тихого океана с результатами модельных расчётов (линии)

Как можно видеть на рисунке 5.24, максимальные зарегистрированные отклонения угла α соответствуют значениям, определяемым интервалом между переотражёнными сильными и слабыми неоднородностями и имеют тенденцию к

выходу за пределы интервала. Это обстоятельство позволяет сделать вывод, что в рамках принятой модели выбранное для расчётов значение $\beta = 3°$ не противоречит эмпирическим результатам; более того, угол наклона слоя может и превышать выбранную величину. Этот вывод подтверждается результатами измерения отклонения угла прихода от плоскости большого круга (пеленга) на трассе Охотского моря Взморье – Курильск. На рисунке 5.24 это треугольник $\Delta\alpha = 1116''$.

Сведения о среднеквадратических величинах флуктуаций азимутальных углов прихода и упомянутые теоретические кривые представлены на рисунке 5.25. Трассы заметно различаются по своим параметрам (сухопутные – Зап. Сибирь, наклонные морские – Каспий, горизонтальные морские – Тихий океан) и для их рассмотрения в общей совокупности был использован пересчёт геометрической протяжённости трасс к их эквивалентной длине (по известному углу рассеяния [34]). На этом же рисунке с привязкой к соответствующим среднеквадратическим величинам на трёх трассах указаны пределы разброса измеренных отклонений угла прихода.

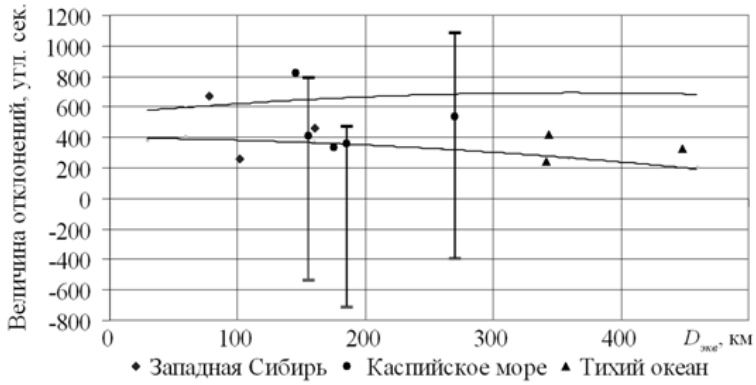


Рисунок 5.25 – Сравнение эмпирических среднеквадратических величин азимутальных углов прихода (точки) с результатами модельных расчётов (линии)

Данные на рисунке 5.25 свидетельствуют, что среднеквадратические величины отклонений угла α укладываются в основном в интервал значений, определённых в ходе теоретических расчётов, если принимать, что положение линий 3 и 4 на рисунке 3.8 определяется среднеквадратической величиной угла наклона слоя $\sigma_\beta = 3°$.

Выше показано, что медленные флуктуации азимутальных углов прихода могут считаться нормально распределёнными. Используя этот вывод о законе распределения отклонений угла α, проверим правомерность сделанного выбора величины наклонов отражающего слоя.

Кривые 3 и 4 (см. рисунок 3.8), перенесённые на рисунок 5.25, определяют разброс среднеквадратических значений отклонений угла прихода. Так как расчёт этих кривых проведён в предположении отражения от интенсивных (кривая 3, $\omega \geq 87,2°$) и слабых (кривая 4, $\omega \geq 88,7°$) неоднородностей, то для совокупности таких слоёв примем, что допустимо (по способности отражать) значение $\omega \geq 88°$.

При такой величине угла падения ω согласно модели отражения от наклонного слоя при $\gamma = 90°$ и величине наклона слоя $\beta = 9°$ на эквивалентной дальности около 200 км отклонения угла прихода переизлученного сигнала от среднего направления дают согласно выражению (3.32) величину порядка 1100 угл. с.

В эксперименте на Каспийском море было зарегистрировано максимальное отклонение угла прихода 1080". Учитывая закон распределения отклонений (гауссовский), линейность в среднем зависимости угла прихода от угла наклона слоя (рисунок 5.26, построенный по результатам модельных расчётов), делаем вывод, что полученное максимальное отклонение $\Delta\alpha = 1080''$ соответствует отклонению $3\sigma_{\Delta\alpha}$ и наклону слоя 9°. Линейность зависимости $\overline{\Delta\alpha} = f(\overline{\beta})$ позволяет записать

$$\beta \simeq 9° \simeq 3\sigma_{\beta}.$$

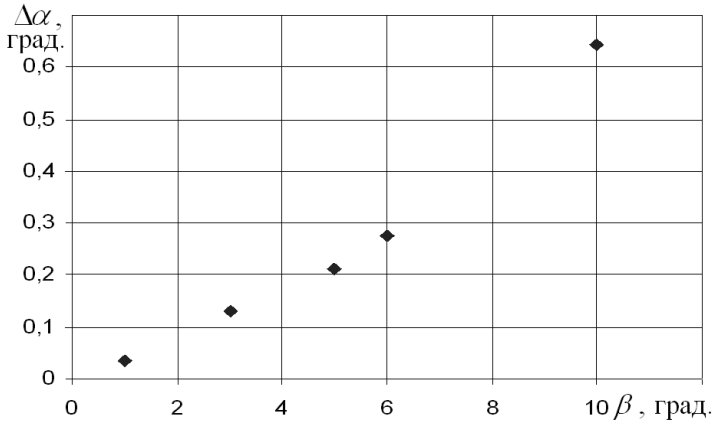


Рисунок 5.26 – Связь отклонений углов прихода $\Delta\alpha$ и величины наклона слоя β

Следовательно, можно полагать, что в серии проведённых нами экспериментов значение среднеквадратической величины углов наклона отражающих поверхностей тропосферных неоднородностей может быть принято равным 3º.

Ранее (см. разделы 1, 2) отмечалось, что в радиофизических исследованиях типичным является представление о слое как о горизонтально расположенной неоднородности, а если упоминалось о наклоне слоя, то говорилось о величинах углов

не более градуса. В наших исследованиях речь идёт о наклонах существенно больших и на фоне уже привычных моделей полученные результаты могут вызвать определённые сомнения. Однако опубликованные данные о медленных флуктуациях углов прихода позволяют утверждать, что переизлучение электромагнитной энергии за радиогоризонт реализуется при существенно больших наклонах слоистых тропосферных неоднородностей.

В работе [88] указано, что характер флуктуаций угла прихода различается в зависимости от длины трассы и существенно различается в разные сезоны года. Читаем: «На более коротких трассах наблюдались как отдельные очень большие выбросы углов прихода, так и медленные, плавные отклонения «среднего» значения угла (на которое накладывались быстрые флуктуации) до $5°$. Особенно заметны эти явления при измерениях на трассах короче 390 км в марте–апреле. Измерения на более длинных трассах проводились осенью и зимой. В этом случае не наблюдалось медленных плавных отклонений от среднего значения угла прихода луча и не было очень больших выбросов мгновенных значений углов. В подавляющем большинстве случаев изменение среднего за сеанс значения от сеанса к сеансу не превышало 1°». Из этого описания результатов экспериментов следует вывод, что возможности приёма переотражённых сигналов УКВ за радиогоризонт в рамках принятой модели ограничены не столь уж и жестко, как это было принято для проведённых выше теоретических расчётов ($\omega_{\text{мин}} = 87,2°$; $\Delta n_{\text{макс}} = 2 \cdot 10^{-5}$). Действительно, учитывая, что экспериментально зафиксировано отклонение азимутального угла прихода до 5° и более, следует признать, что отражение возможно при условиях $\omega \le 85°, \beta \ge 60°, \Delta n \ge 6 \cdot 10^{-5}$, хотя такие параметры и кажутся необычными при существующих представлениях о свойствах тропосферных неоднородностей. Но если учесть, что приём сигналов, отражённых от неоднородностей ясного неба, реализован при $\omega \simeq 0°$ и $\Delta N = 1 - 2$ N-ед. [197], что сигнал, отражённый от оптимально расположенной неоднородности, может превышать по уровню фоновое значение на величину до 80 дБ [128] и что в весенний сезон (когда и был проведён опыт) перепады метеовеличин очень велики, то результаты описанных в [88] экспериментов становятся более понятными. Всё это позволяет полагать, что отражение от слоев с наклоном порядка 10° и более не столь уж и необычное явление.

В предположении о наличии таких наклонов мезомасштабных слоёв выполнен ряд компьютерных экспериментов по изучению флуктуаций углов прихода радиоволн, отраженных тропосферными неоднородностями за радиогоризонт [216]. Для принятых при расчетах параметров неоднородностей модельные числовые характеристики таких флуктуаций согласуются с опытными данными. Этот факт позволяет сделать вывод, что рассматриваемый механизм формирования поля УКВ играет существенную роль при распространении радиоволн за пределами радиогоризонта.

Рассмотрим более подробно, как зависит величина флуктуаций угла прихода $\Delta\alpha$ от дальности. Исследования медленных флуктуаций углов прихода, которые проводились на трассах за радиогоризонтом, показали, что их величина резко увеличивается, особенно в ближней зоне ДТР [217]. На основе данных модельных расчётов можно сделать вывод, что для условий отражения, когда ещё не действуют ограничения по углу скольжения, отклонения при увеличении дальности возрастают линейно. Исходя из этого и в соответствии с формулой (3.32) можно ожидать для ближней зоны тропосферного распространения при средних метеорологических условиях линейную зависимость среднеквадратической величины флуктуаций угла прихода от протяжённости трассы. Указанным условиям соответствуют данные опытов, проведённых в Зап. Сибири. К ближней зоне тропосферного распространения относятся три трассы (D=86, 130, 182 км) с эквивалентной протяжённостью 106, 127 и 161 км. Дополнительно к этим данным для оценки дистанционной зависимости привлечём данные опытов, проведённых на трассах, соответствующих началу зоны тропосферного распространения (трассы 73 и 103 км). Критерием начала зоны тропосферного распространения рекомендовано использовать дальность «дифракционного горизонта», который определяется угловым расстоянием, равным для разных типов трасс 4–8 мрад. Сходный критерий – 5 мрад – указан как предел дифракционной зоны в работе [195]. Поэтому трассы протяжённостью 73 и 103 км, для которых угол рассеяния равен соответственно 3,8 и 4 мрад, принимаем за начало зоны тропосферного распространения и используем при оценке дистанционной зависимости интенсивности медленных флуктуаций азимутальных углов прихода. График зависимости СКО угла прихода (в угловых секундах) от эквивалентного расстояния (в километрах) представлен на рисунке 5.27 с линейной аппроксимацией в виде функции

$$\sigma''_{\Delta\alpha} \approx 3,8D_{\text{экв}} + 86,4\ . \qquad (5.1)$$

Формула (5.1) справедлива в пределах ближней зоны тропосферного распространения, которая определяется дальностью до 150–200 км для $D_{\text{экв}}$; для геометрической длины трасс эта величина может быть равной 200–300 км в зависимости от вида профиля трассы.

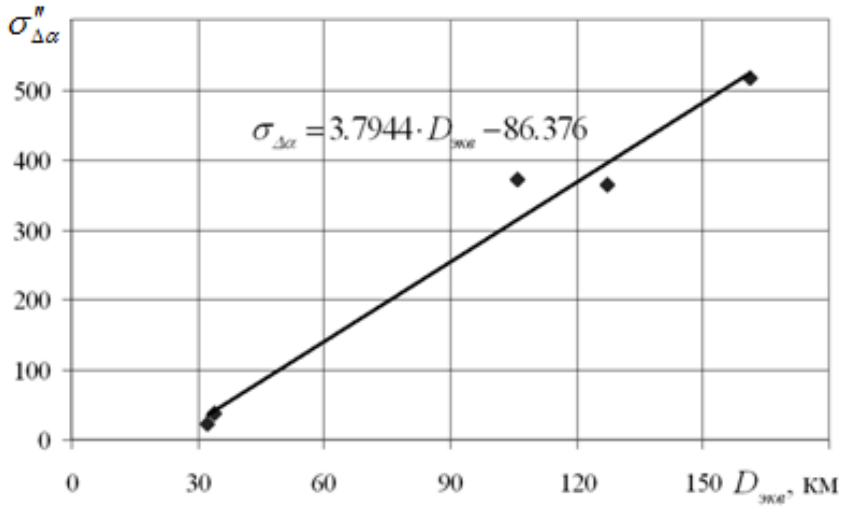


Рисунок 5.27 – Зависимость среднеквадратической величины отклонений азимутального угла прихода от дальности в ближней зоне ДТР

Но на больших дальностях характер функции $\sigma_{\Delta\alpha}(D)$ изменяется. Как известно [34], в дальней зоне ДТР зафиксировано убывание интенсивности флуктуаций параметров поля УКВ, например величины стандартного отклонения медленных замираний уровня сигнала, быстрых отклонений горизонтального угла прихода. Такая же тенденция отмечена и для изученных нами медленных отклонений азимутального угла прихода как для модели отражений от наклонного слоя, так и по результатам экспериментов. Поэтому результирующая аппроксимация зависимости $\sigma_{\Delta\alpha} = f(D_{\text{экв}})$,

$$\sigma''_{\Delta\alpha} = 3,78E - 0,5D^3_{\text{экв}} - 0,0343D^2_{\text{экв}} + 9,03D_{\text{экв}} - 235\,, \qquad (5.2)$$

построенная по всей совокупности имеющихся экспериментальных данных (рисунок 5.28), с насыщением на дальности $D_{\text{экв}} \approx 200$ км вполне логично вписывается в общие закономерности изменений характеристик загоризонтных сигналов УКВ ДТР.

Как и для трасс поверхностной волны, среднеквадратические величины отклонений азимутального угла прихода в зоне тропосферного распространения имеют сильный разброс от опыта к опыту. Так как, помимо средних характеристик

флуктуаций, для практических целей необходимо знать предельные значения параметров сигнала, на основании экспериментальных данных была сделана оценка максимальных значений величины $\sigma_{\Delta\alpha}$. Зависимость от дальности этого параметра приведена на рисунке 5.29.

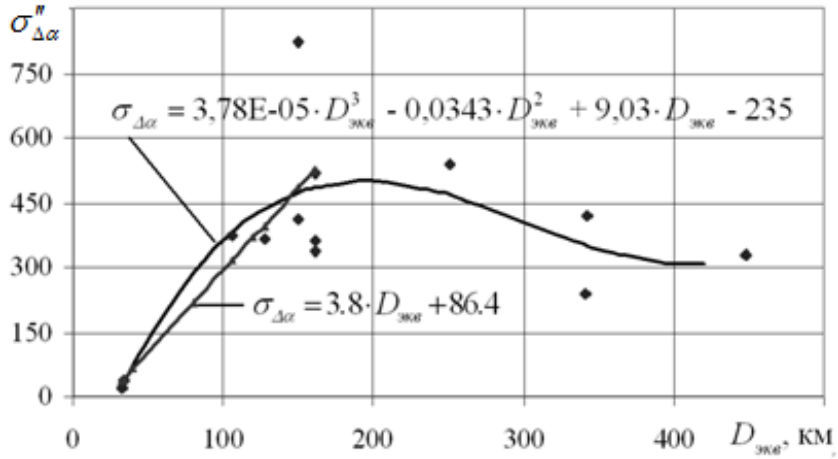


Рисунок 5.28 – Зависимость СКО азимутального угла прихода от дальности в зоне тропосферного распространения (среднее по всем опытам)

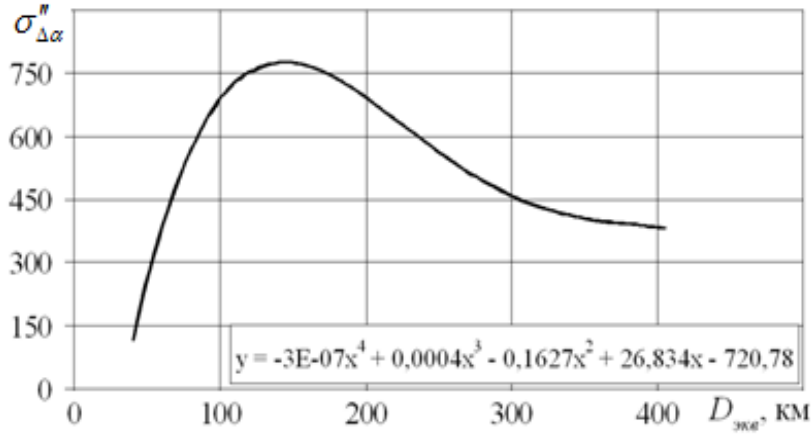


Рисунок 5.29 – Зависимость максимальных значений СКО азимутального угла прихода от дальности в зоне тропосферного распространения

Сопоставим полученные нами результаты с аналогичными данными, которые представлены в обзорном разделе настоящей работы. Наиболее обширные сведения об изучении флуктуаций углов прихода УКВ в зоне ДТР приводятся в [88]. Некоторые прикладные результаты этих исследований, приведённые в [81], представлены на рисунке 1.20. Как следует из этого рисунка, автор предполагает, что среднеквадратическая величина медленных флуктуаций имеет линейную зависимость от длины трассы. В пределах точности приведённого в работе графика линейная зависимость аппроксимируется функцией

$$\sigma''_{\Delta\alpha} = 3D, \text{ км},$$

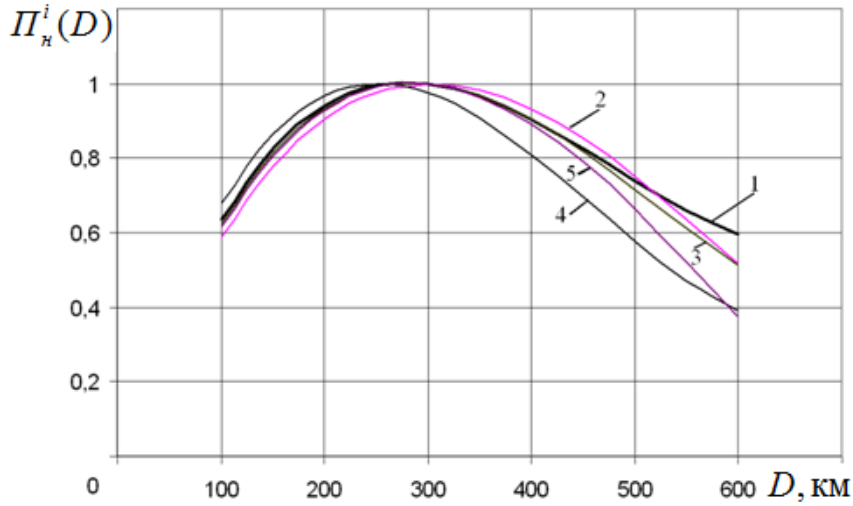
в диапазоне расстояний от 0 до 400 км. Этот результат, на первый взгляд, не согласуется с нашими данными (см. рисунок 5.26). Однако, если эти же данные аппроксимировать с учётом условия $\sigma_{\Delta\alpha}\big|_{D_{\text{экв}}=0} = 0$, как это имеет место на рис. 1.19, то получим формулу

$$\sigma''_{\Delta\alpha} = 3{,}08 D_{\text{экв}}, \tag{5.3}$$

что позволяет обе зависимости считать совпадающими для ближней зоны тропосферного распространения $D_{\text{экв}} \le 150 - 200$ км.

На бóльших дальностях дистанционные зависимости (5.2) и указанные в [81] существенно различаются. Можно сделать предположение по поводу этого факта: причина расхождений обусловлена недостаточной обоснованностью сделанного в [81] заключения о линейной зависимости среднеквадратической величины медленных флуктуаций углов прихода для дальностей более 200 км.

Действительно, данные о дистанционных зависимостях как энергетических, так и неэнергетических параметров поля за радиогоризонтом показывают, что во всех случаях имеет место максимум (медленные флуктуации уровня, быстрые флуктуации горизонтальных углов прихода и др. [34, 88]) или минимум (радиус пространственной корреляции при разнесении антенн по горизонтали) величины параметра на дальностях порядка 150–300 км. Обозначим такие зависимости как $\Pi^i(D)$, а максимальные значения каждой функции (радиус пространственной корреляции заменён на обратную величину) определим величиной $\Pi^i_{\text{макс}}$. Проведём нормировку рассматриваемых зависимостей относительно их максимумов $\Pi^i_{\text{н}}(D) = \Pi^i(D) \big/ \Pi^i_{\text{макс}}$ и сопоставим на общем графике. На рисунке 5.30 представлены нормированные к максимальному значению дистанционные зависимости параметров сигналов ДТР совместно с зависимостью изменений размера эффективной области переизлучения в горизонтальной плоскости.



1 – размер эффективной области переизлучения в горизонтальной плоскости; 2 – СКО медленных отклонений сигнала; 3 – глубина медианных замираний из годовых распределений; 4 – СКО углов прихода в горизонтальной плоскости; 5 – величина, обратная радиусу пространственной корреляции при горизонтальном разносе

Рисунок 5.30 – Нормированные дистанционные зависимости параметров сигналов тропосферного распространения

Вид представленных кривых соответствует эволюции этой области по мере увеличения протяжённости трассы (зависимость 1), которая определяется изменениями возможностей переизлучения электромагнитной энергии за радиогоризонт «вложенными» в этот объём неоднородностями коэффициента преломления. Эта эволюция определяется высотной зависимостью интенсивности неоднородностей тропосферы [88] и подтверждается модельными расчётами, представленными в разделе 3. В ближней зоне тропосферного распространения увеличение протяжённости трассы сопровождается увеличением эффективной области переизлучения, ростом количества «вложенных» в него интенсивно переизлучающих (в окрестностях уровня конденсации влаги) неоднородностей с большим разнообразием параметров β и γ, что обусловливает рост интенсивности флуктуаций параметров сигнала. В дальней зоне тропосферного распространения объём рассеяния переходит на большие высоты, где неоднородности менее интенсивны и разнообразны, более стабильны во времени. В таких условиях приём переизлученного сигнала возможен только при малых углах скольжения (больших углах ω), что и объясняет уменьшение эффективной области переизлучения по мере увеличения расстояния. И как следствие, уменьшаются флуктуации всех параметров принятого сигнала.

Таким образом, дистанционная зависимость среднеквадратической величины медленных флуктуаций углов прихода в горизонтальной плоскости, представленная на рисунке 5.28, соответствует известным дистанционным закономерностям параметров сигналов тропосферного распространения УКВ. Эта зависимость будет использована для оценки точности измерения дальности пассивными радиотехническими угломерными системами местоопределения источников радиоизлучений.

5.3 Гипотеза о наличии квазизеркальных отражений от поверхностей пространственных мезомасштабных неоднородностей, позволяющая объяснить эффекты ДТР, механизм появления которых ранее не был известен

Хотя исследования, посвящённые ДТР, проводятся уже более полувека, до сих пор не разработана общепринятая теория этого явления, которая объясняла бы все экспериментально наблюдаемые факты. Наиболее часто используемая в литературе теория рассеяния удовлетворительно объясняет опытные данные по временной изменчивости поля. Зависимости среднего поля от расстояния и длины волны лучше объясняются отражениями от тропосферных слоев [88]. А так как в тропосфере одновременно существуют и турбулентные, и слоистые неоднородности, то при совместном учёте этих двух механизмов можно объяснить многие эффекты ДТР.

Однако существует ряд зарегистрированных явлений, не имеющих объяснений с позиций указанных теорий. Авторы работы [111] относят к таким фактам зависимость дисперсии медленных флуктуаций от направленности антенн, превышение ширины углового спектра сигнала по вертикали над шириной спектра по горизонтали, разные зависимости от угла рассеяния при изменении расстояния и угла места. Нет объяснений природы зарегистрированных больших и длительных отклонений азимутальных углов прихода, расслоения диаграмм направленности [218]. Но все эти явления легко объяснить, если использовать гипотезу о переизлучении радиоволн мезомасштабными неоднородностями коэффициента преломления, имеющими наклонные отражающие поверхности (наклонные слои). Покажем, что механизм, основанный на учёте отражений за радиогоризонт от слоёв с наклоном, объясняет перечисленные выше эффекты ДТР. Для этого используем результаты серии имитационных опытов [219, 220 и др.], выполненных по разработанной программе ([221]; приложение В), созданной на основе модели, описанной в подразделе 3.2.

В подразделе 3.2 и пункте 5.2.4 приводятся результаты моделирования медленных флуктуаций угла прихода за радиогоризонтом и сравнения экспериментальных данных с их модельными оценками. Полученная дистанционная зависимость СКО угла прихода хорошо аппроксимирует результаты опытов, а сравнение таких зависимостей для ряда других параметров сигналов ДТР также демонстрирует их хорошее согласие (см. рисунок 5.30).

В наших экспериментах и описанных в публикациях других авторов опытах имеются заметные отклонения СКО углов прихода от аппроксимирующей кривой. Модельные опыты объясняют такой разброс флуктуаций углов прихода различием метеорологических условий, определяющих разные пространственные характеристики отражающих слоёв. На рисунке 5.31 представлены результаты оценки среднеквадратической величины отклонений азимутального угла прихода в точке приёма при СКО наклона слоя $\beta = 6°$ и произвольном значении γ в зависимости от вида профиля неоднородностей с различными величинами высоты их максимумов.

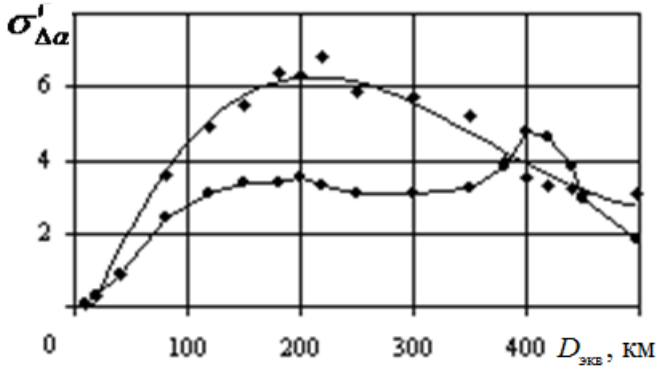
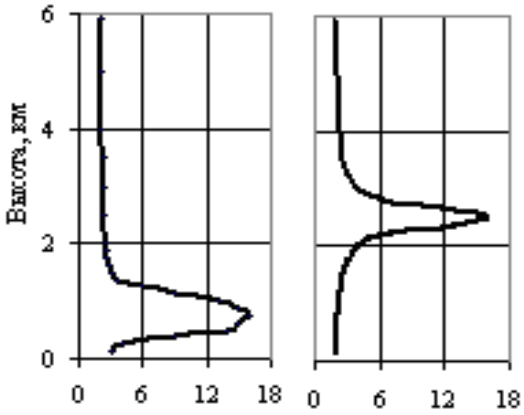


Рисунок 5.31 – Зависимость СКО азимутального угла прихода от дальности при разной высоте максимума неоднородностей

Рисунок 5.32 иллюстрирует два варианта высотных профилей неоднородностей коэффициента преломления, взятых для расчёта. Выбор такого вида зависимостей определён экспериментальными данными, приведёнными в [88].

Низко расположенный максимум неоднородностей определяет наличие максимума СКО флуктуаций угла прихода на дальности около 200 км; «горб» дистанционной зависимости на дальности порядка 400 км формируется «выбросом» неоднородностей на высоте 2,5 км. Уменьшение интервала высот, где расположены наклонные слоистые неоднородности, приводит к сужению интервала дальностей, где регистрируются интенсивные флуктуации угла прихода. Подтверждение этому

представлено на рисунке 5.33, где верхняя кривая соответствует метеорологическим условиям, при которых интервал высот наличия «сильных» неоднородностей в три раза больше, чем для варианта модели, результаты расчёта по которой изображены нижней кривой. В первом случае отражающие слои сосредоточены в интервале высот от 0,3 до 1,1 км при средней высоте их расположения 0,7 км, а для нижней зависимости интервал наличия слоистых неоднородностей уменьшен до 300 м при той же их средней высоте.



Интенсивность ΔN, N-ед.

Рисунок 5.32 – Профили неоднородностей с различными величинами высоты их максимумов

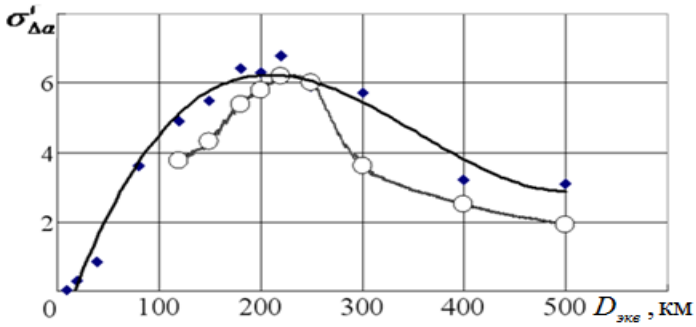
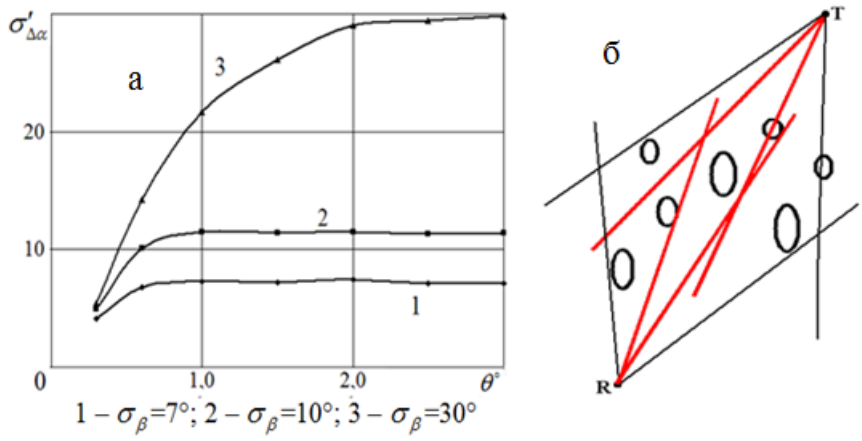


Рисунок 5.33 – Зависимость СКО азимутального угла прихода от дальности при разных интервалах высот неоднородностей

При изучении ДТР установлен факт зависимости дисперсии медленных флуктуаций от направленности антенн, который не находит трактовки на основе общепринятых теорий ДТР. Но он объясняется просто (рисунок 5.34) в случае признания факта наличия переизлучения радиоволн мезомасштабными неоднородностями коэффициента преломления, имеющими наклонные отражающие поверхности (наклонные слои), что подтверждается модельными экспериментами по исследованию зависимости $\sigma_{\Delta\alpha}$ от ширины ДН. На рисунке 5.34 представлены

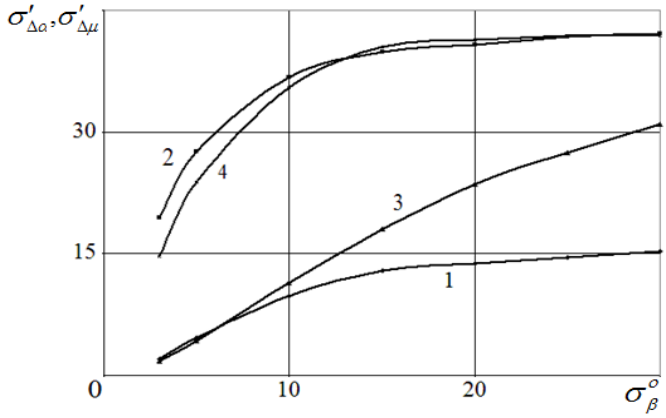
результаты опытов для $D_{экв}$=250 км при трёх значениях среднеквадратических величин наклона слоёв σ_β. Рост СКО флуктуаций азимутального угла прихода $\sigma_{\Delta\alpha}$ ограничен значениями σ_β и шириной ДН антенны θ.



а) – результаты модельного эксперимента;
б) – пояснение механизма наличия зависимости $\sigma_{\Delta\alpha}$ от ширины ДН

Рисунок 5.34 – Зависимость $\sigma_{\Delta\alpha}$ от ширины диаграммы направленности передатчика при разных наклонах отражающих слоёв

Другие опыты (рисунок 5.35) показывают, что величина флуктуаций углов прихода и в горизонтальной, и в вертикальной плоскости определяется наклоном отражающих слоёв, но вид этих зависимостей разный. При росте σ_β от нуля до 15° интенсивность флуктуаций в вертикальной плоскости σ_μ возрастает достаточно быстро, а затем остаётся почти на одном уровне. Величина $\sigma_\mu(\sigma_\beta)$ мало зависит от ширины ДН.

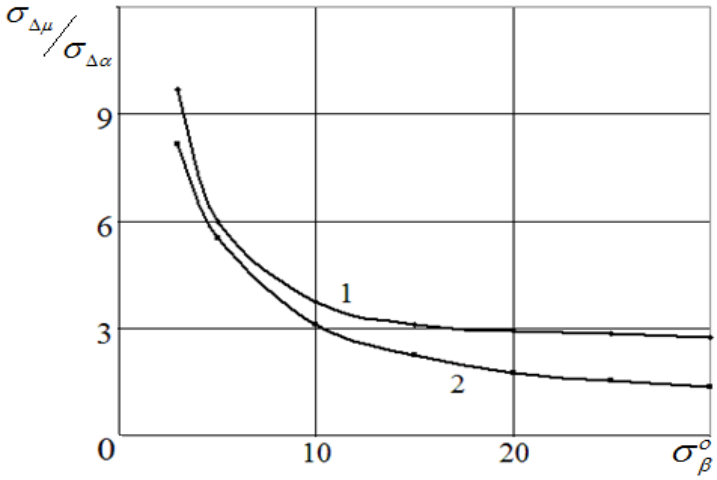


1 – $\sigma_{\Delta\alpha}$ при ДН=0,7°; 2 – $\sigma_{\Delta\mu}$ при ДН=0,7°; 3 – $\sigma_{\Delta\alpha}$ при ДН=3,5°; 4 – $\sigma_{\Delta\mu}$ при ДН=3,5°

Рисунок 5.35 – Зависимость величины флуктуаций углов прихода от наклона слоёв при разной ширине ДН

Горизонтальная составляющая угла прихода, в отличие от вертикальной, растёт гораздо медленнее. Величина σ_α при узкой диаграмме (θ=0,7°) возрастает по мере увеличения σ_β, затем рост замедляется, а при $\sigma_\beta \simeq 25°$ доходит практически до насыщения. При θ=3,5° насыщение не достигается даже при максимальной величине углов наклона слоёв.

Эффект превышения ширины углового спектра сигнала по вертикали над шириной спектра по горизонтали демонстрируется на рисунке 5.36, где представлены соотношения ширины угловых спектров по вертикали и по горизонтали в зависимости от величины наклона слоёв и ширины ДН. Приведённые в [34, 111] экспериментальные данные показывают, что ширина спектра по вертикали в 1,5–2 раза больше, чем по горизонтали. В наших модельных опытах превышения величины вертикальных флуктуаций над горизонтальными зафиксированы для всех серий численных экспериментов. Но количественная оценка этих соотношений, соответствующая натурным экспериментам (по вертикали в 1,5–2 раза больше), достигалась лишь при условиях, когда $\sigma_\beta \geq 20°$, θ=3,5°. Закономерности изменений величины $\sigma_{\Delta\mu}/\sigma_{\Delta\alpha}$, зарегистрированные в модельных опытах, объясняются исходя из геометрии формирования вертикальной и горизонтальной составляющих угла прихода при отражении от наклонного слоя. Флуктуации в вертикальной плоскости слабо зависят от пространственного положения слоя, его наклона и определяются в основном изменением высоты над земной поверхностью.



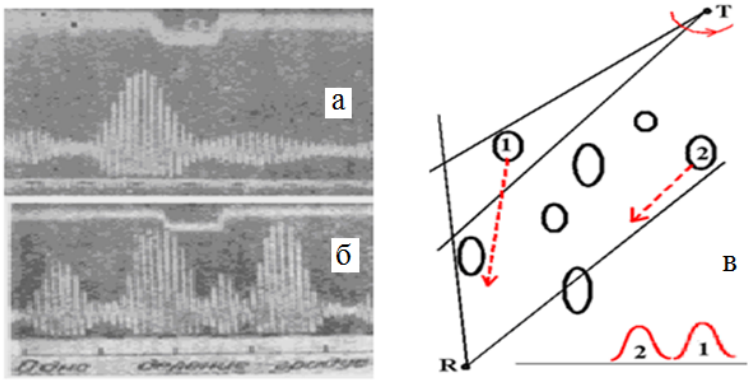
1 – при ДН=0,7°; 2 – при ДН=3,5°

Рисунок 5.36 – Соотношение ширины углового спектра по вертикали и горизонтали в зависимости от величины наклона слоёв

Величина горизонтального отклонения угла прихода существенно зависит от наклона слоя и его удаления от плоскости большого круга. Естественно, чем шире ДН, тем более удалённые от ПБК неоднородности смогут отражать радиоволны в направлении на приёмник и тем большая величина $\sigma_{\Delta\alpha}$ будет зафиксирована в эксперименте.

Рассмотрим ещё два экспериментально зафиксированных [88, 218], но не объяснённых факта, наблюдавшихся при исследованиях в зоне ДТР. Во-первых, это случаи, когда ДН «внезапно раздваивается почти на равные части; такое разделение продолжается в течение некоторого времени», или когда «при сильных искажениях фронта падающей волны наблюдается резкое возрастание уровня боковых лепестков вплоть до слияния их с главным, расслоение и искажение формы главного лепестка». Во-вторых, это случаи, когда «наблюдались как отдельные очень большие выбросы углов прихода, так и медленные плавные отклонения «среднего» значения угла … до 5°». Предложенная модель естественно и просто объясняет эти эффекты [222].

Эффект расслоения и искажения ДН (рисунок 5.37) возникает в том случае, когда в створе приёмной антенны (в объёме рассеяния) имеются две или более отражающие неоднородности, для которых в течение какого-то времени выполняются условия прихода лучей в одну точку приёма в разные моменты.



а – ДН в зоне прямой видимости; б – расслоение ДН при приёме за радиогоризонтом;
в – механизм возникновения эффекта расслоения диаграмм направленности

Рисунок 5.37 – Расслоение и искажение формы ДН при приёме за радиогоризонтом

При круговом сканировании антенны передатчика сигналы на приёмном пункте принимаются от разнесённых в пространстве отражающих неоднородностей с задержкой во времени, формируя две (или даже больше) диаграммы направленности.

Наблюдаемые при этом сильные искажения диаграмм связаны как с интерференцией волн, отражённых разными слоями, так и со структурой отражающих поверхностей.

Факт приёма сигнала с большим отклонением азимутального угла прихода логично объясняется наличием существующих далеко в стороне от плоскости большого круга сильно наклонённых слоистых неоднородностей, интенсивно отражающих радиоволны. Как показали модельные эксперименты (см. подраздел 3.2), отклонение азимутального угла прихода до 5° возможно при отражении от слоя с наклоном $\beta \simeq 60°$. Отражающими слоями с таким большим наклоном могут быть грани объёмных (например, облачных) мезомасштабных образований. Согласно данным, приведённым в работе [56], «изменение коэффициента преломления в облаках … достигает 40 и более N-ед. относительно окружающей среды», а «возрастание коэффициента преломления от границы к максимуму внутри облака … на наиболее крутых его склонах достигает значительных величин (порядка 1–3 N-ед./м)». Или это могут быть мощные конвективные потоки воздуха с большим контрастом коэффициента преломления на «боковых стенках», формирующие интенсивные облака. Именно такие метеорологические условия, благоприятствующие формированию неоднородностей с хорошо выраженной вертикальной структурой, могли существовать в период проведения опытов «на трассе короче 390 км в марте-апреле», когда весенней порой за счёт разного нагрева очень контрастных участков земной поверхности (чёрная оголённая пашня – заснеженные лес, луг) существуют мощные конвективные потоки и формируется интенсивная облачность [88].

Результаты численных экспериментов по изучению медленных флуктуаций углов прихода в зоне ДТР, изложенные в подразделах 3.2, 5.2 и 5.3, показывают, что модельные закономерности, полученные на основе гипотезы о приёме за радиогоризонтом сигналов, отражённых от наклонных слоёв, совпадают с данными, полученными на трассах тропосферного распространения, объясняют ряд экспериментально зарегистрированных явлений, до сих пор не имевщих трактовки с позиций теорий рассеяния и отражения от горизонтальных слоёв.

Выводы

1. Изучение медленных вариаций структуры фазового фронта в горизонтальной плоскости при приёме сигналов УКВ на наземных трассах подтвердило полученное теоретическое описание их статистических характеристик, зависимость от параметров мезомасштабных неоднородностей в приземном слое атмосферы и препятствий земной поверхности.

2. Экспериментально подтверждена методика расчёта СКО медленных флуктуаций азимутальных углов прихода на трассах протяжённостью 20–100 км по данным картографического описания разных по свойствам участков земной поверхности и данным о профиле ветра.

3. Экспериментально получен и теоретически обоснован вид изменений СКО медленных флуктуаций углов прихода на трассах распространения УКВ, их зависимость от метеорологических условий; установлена линейность увеличения флуктуаций в интервале дальностей, где происходит смена механизмов от дифракционного к дальнему тропосферному.

4. Вычислительные эксперименты, выполненные в рамках гипотезы о наличии в объёме рассеяния мезомасштабных случайно наклонённых слоёв, отражающих радиоволны, с произвольной ориентацией плоскости их наклона, дали объяснение дистанционной зависимости СКО углов прихода, фактам отклонений этих углов в горизонтальной плоскости до 1–3 и даже 5° и ряду других экспериментально зарегистрированных при ДТР явлений, не имеющих интерпретации с позиций теорий рассеяния и отражения от протяжённых горизонтальных слоёв; предложенная гипотеза полностью согласуется с фактами, объясняет их и, следовательно, доказывается этими фактами.

6 УРОВЕНЬ СИГНАЛА НА МОРСКИХ ТРАССАХ ТРОПОСФЕРНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ

6.1 Зависимость среднего уровня сигнала от дальности

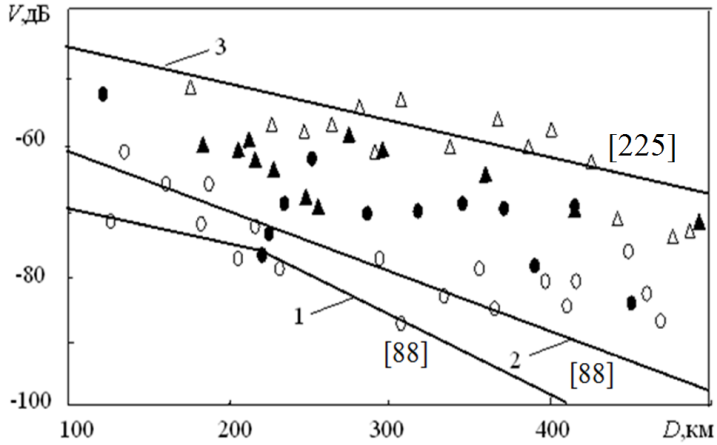
Выяснение закономерностей изменения среднего уровня сигнала от расстояния является одной из важнейших задач исследований распространения радиоволн. Решение этой проблемы связано с необходимостью проведения большого объёма экспериментов, позволяющих выявить зависимость уровня сигнала как от природных факторов (характеристики трассы, географическое место трассы и климат, время года), так и от параметров используемой аппаратуры (длина волны, характеристики антенн). Исследования проводились в условиях открытого океана с целью создания системы диагноза и прогноза параметров радиоканала для оперативного и перспективного планирования работы радиоэлектронных средств в заданном районе океана [223]. К моменту начала изучения условий распространения УКВ в тропосфере над поверхностью Тихого океана таких данных было недостаточно и имеющиеся сведения о среднем уровне сигнала были получены в прибрежных районах [224]. Результаты измерений, произведённых на начальном этапе работ, представлены на рисунке 6.1. На этом же рисунке для сравнения нанесены известные дистанционные зависимости, взятые из [88, 225]. Приведённые данные показали, что полученные для других районов Земли закономерности распространения УКВ в зоне ДТР не соответствуют условиям данного региона и подтвердили необходимость выполнения специальных исследований над Тихим океаном.

Работы, выполненные в течение десятилетнего периода в разных районах океана и в разные сезоны года [173], позволили определить усреднённую по времени и по пространству функцию ослабления загоризонтного сигнала 10-сантиметрового диапазона волн, которая для интервала дальностей 100–500 км определяется уравнением

$$V_0(D) = -(52{,}5 + 0{,}062D),\ \text{дБ}. \qquad (6.1)$$

В дальнейшем изложении функция $V_0(D)$ будет определяться термином «стандартная функция ослабления» и использоваться как базовая при решении прикладных задач.

На рисунке 6.2 представлено расположение стандартной функции ослабления в поле среднечасовых значений множителя ослабления, измеренных при проведении экспериментов в 1982–1985 гг.



1 – сухопутные трассы Восточно-Европейской части РФ; 2 – сухопутные и приморские трассы США и Западной Европы; 3 – открытая часть Атлантического океана.
Охотское море: ◊ – октябрь 1982г.; ● – ноябрь1983 г.;
Филиппинское море: Δ – ноябрь 1982г.; ▲ – ноябрь 1983 г.

Рисунок 6.1 – Результаты измерений множителя ослабления над холодным и тёплым морями

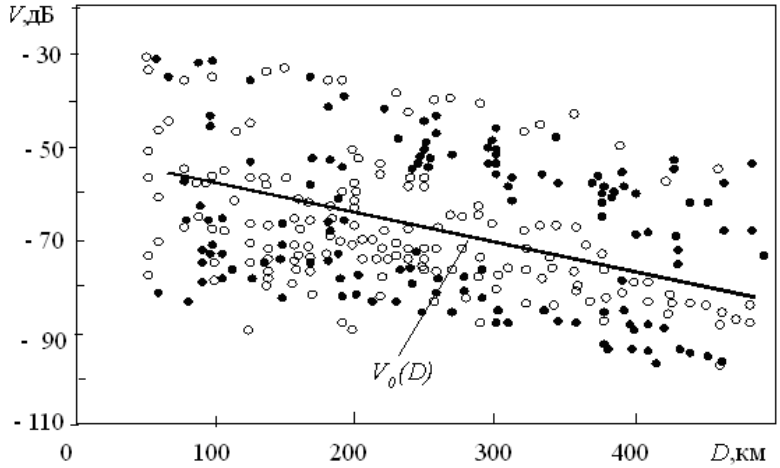


Рисунок 6.2 – Стандартная функция ослабления в поле среднечасовых значений множителя ослабления: ● – тёплый период года, ○ – холодный период года

Здесь и далее даётся множитель ослабления с учётом потерь усиления антенн и в зависимости от эквивалентной дальности [34, 195], совпадающей для морских трасс с длиной участков за радиогоризонтом. Вычисленное по всей совокупности данных в десятисантиметровом диапазоне волн среднее погонное ослабление равно 0,062 дБ/км. Это меньше значений, характерных для сухопутных (≈0,08 дБ/км [101, 88]) и приморских (≈0,07 дБ/км [88]) трасс, но больше значений, приводимых в источниках

для трасс открытого океана [225, 226], – 0,03 дБ/км и 0,05 дБ/км соответственно. Для разных районов океана функция ослабления отличается от $V_0(D)$. Перепад величины множителя составляет около 10 дБ и более для разных географических точек и разных сезонов года. На рисунке 6.3 представлены гистограммы среднечасовых величин множителя ослабления, полученных по данным измерений в совпадающие периоды времени в разных районах океана.

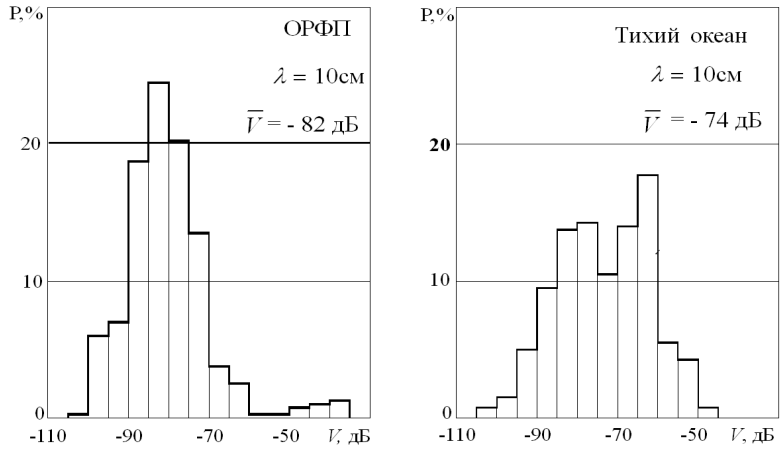


Рисунок 6.3 – Гистограммы среднечасовых значений множителя ослабления

На рисунке 6.4 эти же данные разделены по группам с учётом тёплого или холодного периодов года. В первом случае (различия по районам) изменения среднего уровня составляют 8 дБ, во втором (различия по времени) доходят до 14 дБ.

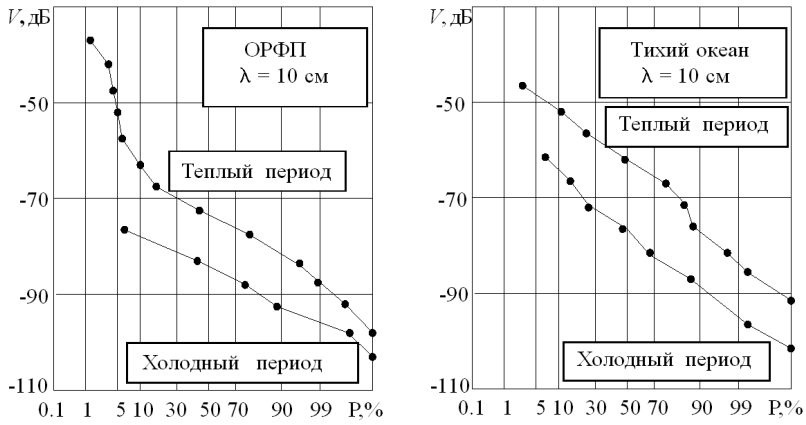


Рисунок 6.4 – Функции распределения среднечасовых значений множителя ослабления в разные сезоны года

Существующий в настоящее время способ учёта условий работы радиосистем (район земли и время года), что необходимо для расчёта среднего за месячный период уровня сигнала, связан с использованием индекса преломления у поверхности земли

N_S . Хотя правомерность такого подхода и ограничивается рядом условий [34, 110], этот параметр широко используется и рекомендован к применению для расчёта уровня сигнала на морских трассах умеренных зон Атлантического океана [118]. В акватории Тихого океана для районов проведения экспериментов нами получено подтверждение наличия взаимной зависимости между среднемесячными значениями множителя ослабления и индекса преломления [227, 228], что иллюстрируется на рисунке 6.5.

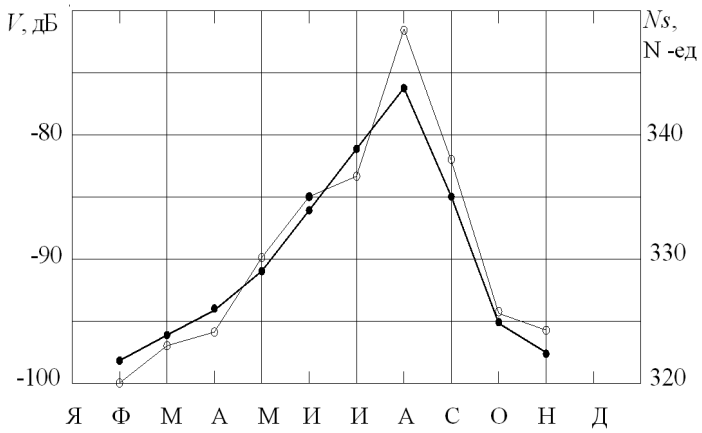


Рисунок 6.5 – Годовые изменения среднемесячных значений множителя ослабления и индекса преломления

В наших исследованиях среднемесячное значение параметра N_S использовано для расчёта районной и сезонной поправки ΔV к стандартной функции ослабления. Эта поправка вычисляется по регрессионной формуле

$$\Delta V = k(N_S - N_{sr}), \tag{6.2}$$

где k – коэффициент регрессии.

Величина N_{sr}=345 N-ед. является средним значением индекса преломления для периода и районов проведения экспериментов, по которым была получена стандартная функция ослабления $V_0(D)$. Её принимаем как среднюю по океану для всех сезонов года; при условии, что $N_S = N_{sr}$, поправка к стандартной функции равна нулю. Отметим, что полученная стандартная функция ослабления рекомендована для акватории Тихого океана. В работе [229] рассмотрены различные варианты методик и моделей, связывающих множитель ослабления и радиометеорологические параметры, которые могут быть использованы для расчёта величины среднемесячной дистанционной зависимости множителя ослабления в других акваториях Мирового океана.

Коэффициент регрессии k меняется в зависимости от длины трассы. Для экспериментов на Охотском РФП при эквивалентной длине трассы 450 км было получено значение k =0,38 дБ/N-ед. Известно [114], что величина k зависит от расстояния и для трасс длиной 100–200 км максимальна. Поэтому вычисленную по формуле (6.2) поправку пересчитываем уже с учётом выбранного расстояния D, используя соотношение

$$\Delta V(D) = \psi \cdot \Delta V ,$$

где коэффициент ψ берётся из графика на рисунке 6.6, построенного с учётом зависимости регрессии от расстояния.

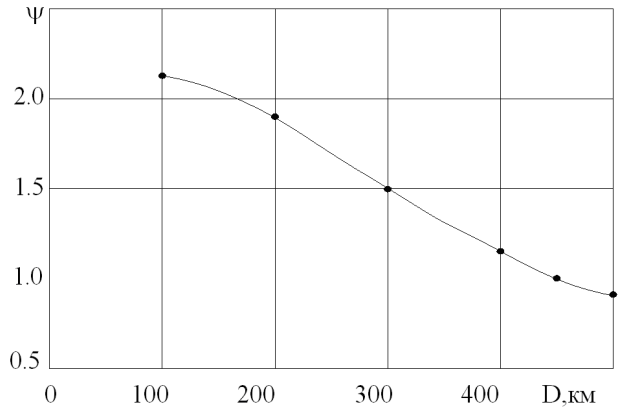


Рисунок 6.6 – Корректирующий коэффициент для произвольной дальности

Теперь представим данные об отклонениях среднечасовых величин множителя ослабления относительно многолетнего среднего значения. На рисунке 6.7 показана обобщённая гистограмма таких отклонений от среднемесячной медианы, усреднённая по всем сезонам года и всем районам экспериментальных исследований, которая даёт разброс часовых медиан сигнала относительно стандартной функции ослабления.

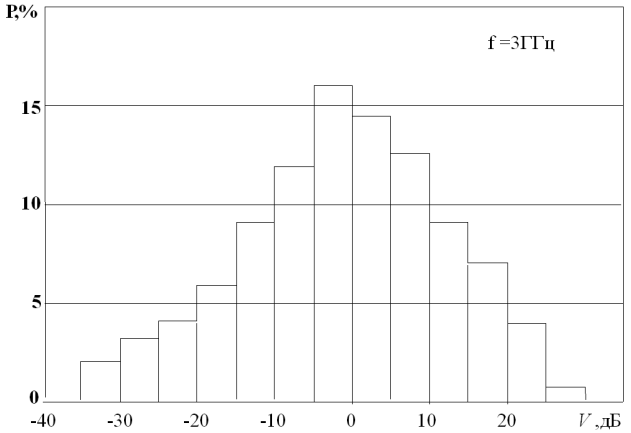


Рисунок 6.7 – Гистограмма отклонений среднечасовых значений множителя ослабления внутри месячного интервала от среднего (многолетнее усреднение)

Сравнительный анализ результатов исследований частотной зависимости множителя ослабления при ДТР, опубликованных разными авторами, показал, что экспериментальные данные не всегда согласуются между собой. Наши исследования, проведённые одновременно на разных трассах (стационарных и маневренных) и на четырёх частотах в диапазоне волн 3–200 см, повторенные несколько раз в разные сезоны года, позволили получить надёжные данные по этой проблеме.

6.2 Зависимость среднего уровня сигналов от длины волны

Измерения на стационарной трассе Охотского РФП показали, что среднечасовые уровни сигналов (λ=10, 35, 180 см) в пределах циклов измерений хорошо коррелируют между собой (коэффициент корреляции 0,71–0,82), а по мере увеличения периода усреднения корреляция возрастает [230]. В экспериментах выявлена синхронность хода среднемесячных медиан сигналов в течение годового цикла, когда наблюдаются практически постоянные различия в изменениях сигналов разных частот по величине. Эти результаты совпадают с имеющимися данными длительных опытов на трассах фиксированной протяжённости [34].

Частотные зависимости были также изучены на маневренных трассах открытой части акватории Тихого океана при разных расстояниях между передатчиком и приёмником. Районы западной части Тихого океана на широтах южнее 45° с.ш. и вплоть до экватора, где выполнялись эксперименты, следует отнести к классу «тёплого моря» [231], характеризующемуся наличием повышенных уровней сигналов. Стационарные трассы Охотского РФП относятся к классу «холодного моря», где более слабые сигналы. Эксперименты показали, что средние уровни сигналов на разных частотах при изменении дальности изменяются по одной и той же зависимости (рисунок 6.8). Имеется разброс данных, но в среднем закономерности одинаковы и идентичны как для трасс открытого океана, так и для Охотского моря. Эксперимент показал, что частотные зависимости для того и другого типа морей повторяются, но смещены по шкале множителя ослабления.

Полученные результаты одновременных измерений множителя ослабления в разных диапазонах волн позволили определить для использования в пределах акватории Тихого океана, помимо стандартной функции ослабления в 10 см диапазоне волн,

аналогичные функции для волн 35 см и 180 см. Их следует использовать в интервале эквивалентных дальностей 100–500 км:

$$\begin{aligned} &\lambda = 10 \text{ см} \quad -V_0(D) = -(52{,}5 + 0{,}062D), \text{ дБ}, \\ &\lambda = 35 \text{ см} \quad -V_0(D) = -(45{,}6 + 0{,}062D), \text{ дБ}, \\ &\lambda = 180 \text{ см} \quad -V_0(D) = -(37{,}6 + 0{,}062D), \text{ дБ}. \end{aligned} \tag{6.3}$$

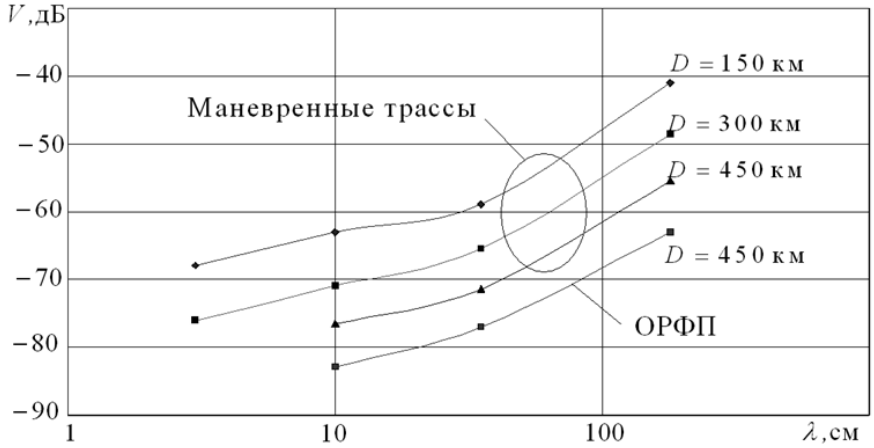


Рисунок 6.8 – Зависимость множителя ослабления от длины волны для разных трасс и районов океанов. Опыты 1986–1989 гг.

Частотная зависимость уровня сигнала (6.3) хорошо согласуется с уже имеющимися результатами других исследований. На рисунке 6.9 полученная нами частотная функция (средняя по акватории Тихого океана), помеченная квадратиками, располагается между линиями, характеризующими наихудшие и наилучшие условия распространения радиоволн.

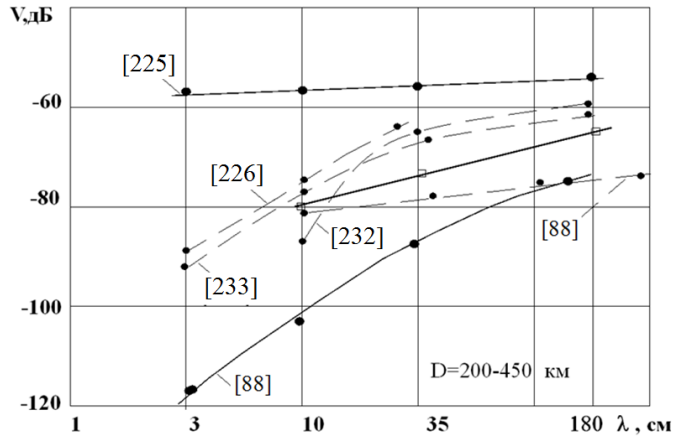


Рисунок 6.9 – Частотная зависимость множителя ослабления для разных регионов Земли

Сравнение данных на рисунке 6.9 даёт представление о влиянии климатических различий на частотную зависимость уровня сигнала. Нижняя кривая получена для сухопутных трасс с континентальным климатом (восток Европейского континента) в

зимний период года и относится к случаю распространения над гладкой сферической поверхностью земли [88]. Это наихудшие условия приёма сигналов ДТР, которые рекомендуется рассматривать как фоновые [34]. Верхняя линия получена по экспериментам над тёплыми морями при условиях почти стопроцентного времени существования слоёв, в том числе и волноводных [225], т.е. при условиях, благоприятствующих тропосферному распространению электромагнитных волн, для которых пригодна модель распространения за счёт отражения от большого слоя. В таких условиях согласно теории [88] принимаемый уровень сигнала не зависит от частоты; опыты показывают незначительную частотную зависимость. Пунктирные линии либо отражают итоги сравнительно коротких экспериментов [232, 233], либо включают большой объём данных, где объединены опыты с различающимися условиями их проведения [88, 226].

6.3 Мезомасштабные флуктуации уровня сигнала за радиогоризонтом

Сведения о средней функции ослабления дополним результатами изучения временной изменчивости уровня сигнала. Обычно при рассмотрении этого вопроса в первую очередь обращают внимание на быстрые флуктуации, оценивая их на интервалах длительностью в минуты–десятки минут (здесь аналогия с обсуждённой ранее проблемой фазовых флуктуаций). При этом предполагается постоянство среднего на таком интервале, хотя в действительности это не так. Значение текущего среднего изменяется; эти изменения относят к категории медленных (по используемой нами терминологии – мезомасштабных) флуктуаций, период которых составляет часы, десятки часов и более. Сведения о характеристиках мезомасштабных флуктуаций, приводимые в литературе, очень скудные, нет полной ясности и в понимании причин, определяющих такие изменения сигнала. Поэтому возникла необходимость в постановке специальных экспериментов, посвящённых этой проблеме. На первом этапе исследований была изучена интенсивность таких изменений. Опыты показали, что интенсивность мезомасштабных флуктуаций начинает превосходить интенсивность быстрых флуктуаций на интервалах наблюдений протяжённостью в несколько часов. По данным наших экспериментов (Охотский РФП, протяжённость трассы за радиогоризонтом 450 км, $\lambda = 10$ см) уже при длительности сеансов пять-семь часов дисперсия изменений текущего среднего уровня становится равной дисперсии быстрых

флуктуаций и возрастает для больших интервалов наблюдений (рисунок 6.10). Если суммировать дисперсии быстрых и медленных флуктуаций, то результирующая кривая будет аналогична известной зависимости величины дисперсии скорости ветра от длительности интервала наблюдений [234]. Аналогичный ход кривых объясняется тем, что именно флуктуации метеовеличин определяют изменчивость радиосигнала.

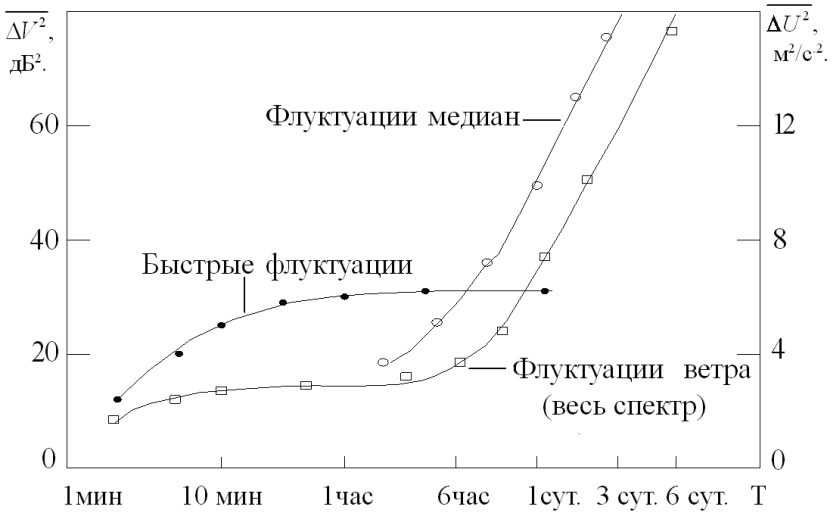


Рисунок 6.10 – Зависимость интенсивности флуктуаций множителя ослабления и скорости ветра от времени усреднения

Изучение отдельных компонентов мезомасштабных флуктуаций множителя ослабления с периодом изменений от часов до нескольких суток выполнено на основе анализа структурных функций, рассчитанных по данным двухнедельного опыта, проведённого в августе 1988 г. на морской тропосферной трассе протяжённостью 495 км (эквивалентное расстояние 450 км) в юго-восточной части Охотского моря [235]. Измерения проведены одновременно на двух частотах (165 и 3000 МГц) сеансами длительностью по три часа четыре раза в сутки. Для расчёта структурных функций на интервале разносов до 240 ч использовались тридцатиминутные медианы множителя ослабления.

Мезомасштабный интервал флуктуаций множителя ослабления характеризуется наличием периодических и квазипериодических компонентов, по крайней мере, двух типов: суточных циклов и хорошо известных из наблюдений синоптических волн и вихрей с характерным временем жизни порядка 5 суток [28]. Эти вариации суммируются со случайными составляющими, имеющими длительность минуты–часы. Наиболее высокочастотные из них связаны с возмущениями масштабов порядка нескольких километров. На интервалах с длительностью характерного периода от

недель до месяцев проявляется влияние глобальных образований, связанных с общей циркуляцией атмосферы [4]. Таким образом, структурная функция (модель), описывающая мезомасштабные флуктуации, строится в виде суммы случайных и детерминированных независимых компонентов, каждый из которых определен соответствующими процессами в тропосфере. На рисунке 6.11 представлены результаты расчёта структурных функций, которые аппроксимируются выражением

$$B(\tau) = 2\sigma_{\text{м}}^2 \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{\tau^2}{\tau_{0\text{м}}^2} \right) \right\} + 2A_{\text{сут}}^2 \sin^2\left(\frac{\pi\tau}{T_{\text{сут}}} \right) +$$

$$+2A_{\text{син}}^2 \sin^2\left(\frac{\pi\tau}{T_{\text{син}}} \right) + 2\sigma_{\text{гл}}^2 \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{\tau^2}{\tau_{0\text{гл}}^2} \right) \right\}, \qquad (6.4)$$

где $\sigma_{\text{м}}^2$ и $\sigma_{\text{гл}}^2$ – дисперсия медленных (часы) и крупномасштабных (сотни часов) изменений соответственно; $A_{\text{сут}}$ и $A_{\text{син}}$ – амплитуды суточных и синоптических изменений; $\tau_{0\text{м}}$, $\tau_{0\text{гл}}$ – интервалы корреляции соответствующих случайных процессов; $T_{\text{сут}}$, $T_{\text{син}}$ – периоды суточных и синоптических процессов.

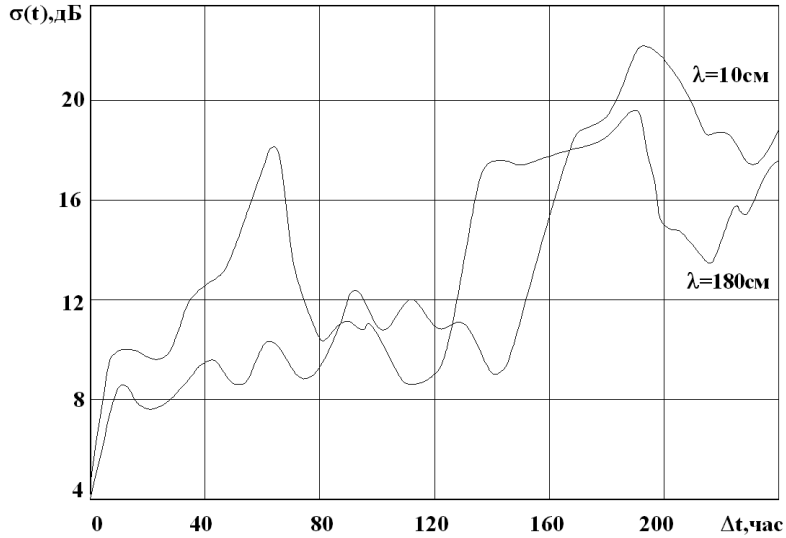


Рисунок 6.11 – Структурные функции медленных флуктуаций множителя ослабления

Аппроксимация опытных зависимостей выполнена путём подбора совокупности параметров модели (6.4), удовлетворяющей принципу наименьших квадратов. Расчёт проведён на ЭВМ с использованием специально созданной программы.

На рисунке 6.12 представлены результаты моделирования структурной функции уровня сигнала для длины волны 180 см, где кривые 1–4 определяют четыре

выделенных компонента функции: 1– периодические суточные изменения, 2 – квазипериодические синоптические, 3 – медленные случайные, 4 – глобальные случайные. Кривая 5 – суммарная функция. Кружочками изображена структурная функция, построенная по экспериментальным данным.

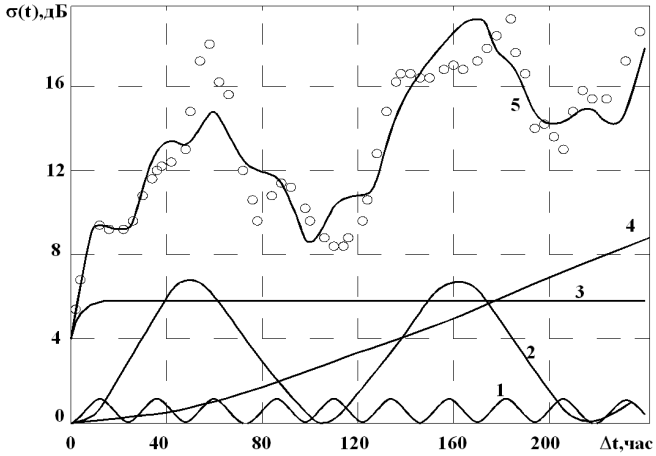


Рисунок 6.12 – Представление структурной функции медленных флуктуаций сигнала суммой компонентов

Выявлено, что влияние суточного хода метеовеличин на морских трассах сказывается существенно меньше, чем изменение синоптической обстановки с периодом 4–6 суток. На интервалах продолжительностью неделя и более определяющим фактором изменений метеорологической обстановки и соответственно уровня сигнала являются уже глобальные циркуляции в атмосфере [4].

При анализе характеристик компонентов медленных случайных флуктуаций ($\sigma_м = 3,2$ дБ, $\tau_{0м} = 1,8$ ч) получен интервал корреляции меньше, чем в работах [236], где он определён в 3,5–4 ч. Различие это частично может быть обусловлено различием статистических свойств среды. Но как показал анализ, основная причина связана с разными подходами к оценке характеристик процесса. Параметр $\tau_{0м} = 1,8$ ч получен по аппроксимации с учётом выделения самостоятельной суточной составляющей по интервалу разносов до 240 ч. Если же аппроксимацию экспериментальной структурной функции выполнить единственным компонентом (3) на коротком интервале (20 ч), то получим для $\tau_{0м}$ величину, равную 4,9 ч, что не противоречит данным работы [236].

6.4 Механизмы загоризонтного распространения, определяющие появление повышенных уровней сигналов над морями Тихого океана

При изучении флуктуаций сигнала за радиогоризонтом в отдельные периоды наблюдений возникали ситуации, когда регистрировались сигналы повышенного уровня вплоть до таких, которые рассматриваются как аномальные. Такая составляющая в сигнале проявляется как характерное изменение функции распределения уровня в виде отклонений от логарифмически нормального закона (для медиан в минутных и часовых интервалах), что может рассматриваться как признак аномального распространения [237, 238]. Подобные эффекты наблюдались на Охотском полигоне в 10-, 35-, 180-сантиметровых диапазонах волн (рисунок 6.13).

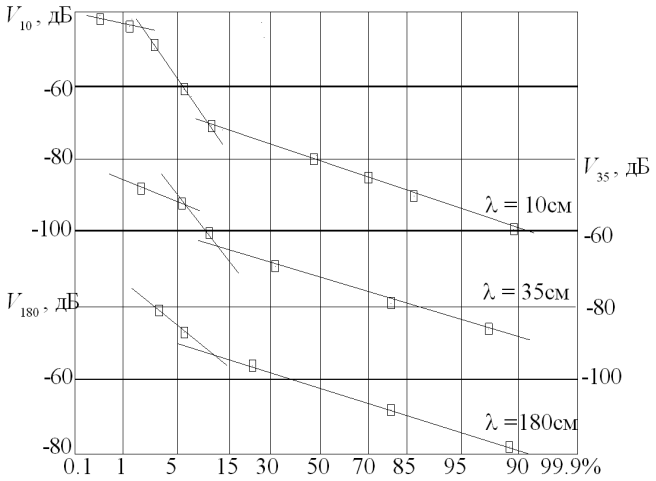


Рисунок 6.13 – Аномальная составляющая в тропосферном сигнале

Период времени, когда по измеренным данным заметен рост уровня сигнала, не превышает 15%. В высокочастотном участке рассматриваемого диапазона волн ($\lambda = 10$ см) отклонение является наиболее заметным, однако и здесь существенное повышение уровня (порядка 15 дБ) наблюдается лишь с вероятностью 2–3%. Эффект уменьшается с уменьшением частоты и для $\lambda = 180$ см практически исчезает.

Наиболее вероятной причиной повышенного уровня сигнала УКВ-диапазона на морских трассах считаются волноводы испарения [239]. Однако сам факт существования такого волновода ещё не определяет высокого уровня сигнала. Считается доказанным [240], что существует минимальная высота волновода (зависящая от частоты излучения), которая должна быть непременно превышена, чтобы произошёл захват энергии волны и дальнейшая её канализация с малым затуханием,

соответствующим волноводному распространению. Эффект захвата излучения волноводом определяется также величиной *M*-дефицита в нём. Разные авторы дают разные соотношения между указанными величинами, но с близкими результатами расчёта минимальной частоты (максимальной длины волны). Интервал разброса значений критической длины волны для разных аппроксимаций M-профиля можно оценить [241] из соотношения

$$\lambda_{\max} = 1{,}88 \cdot 10^{-3} h_{\text{в}} \sqrt{\Delta M} \div 2{,}5 \cdot 10^{-3} h_{\text{в}} \sqrt{\Delta M}, \text{ м.} \qquad (6.5)$$

Для $h_{\text{в}}$=12 м и ΔM =5 М-ед. $\lambda_{\max}$ лежит в интервале от 5,0 до 6, 7 см.

По результатам модельных расчётов, основанных на данных метеоизмерений, для акватории Тихого океана [173] максимальная зарегистрированная высота волновода ограничена 16 м, а в районах проведения наших исследований – 12 м при максимальном *M*-дефиците 5 М-ед. Таким образом, условию (6.5) удовлетворяет лишь 3-сантиметровый диапазон. Однако опыт многолетних исследований показал, что хотя на трассах длиной 100–500 км отмечались повышенные уровни сигналов, ни разу при этом не регистрировались сигналы с множителем ослабления, близким к нулевому значению, что позволило бы отнести условия распространения к чисто волноводному типу. Это относится как к 3-сантиметровому, так и к другим диапазонам.

Опыты по оценке волноводного компонента сопровождались метеоизмерениями, позволяющими рассчитывать высоту и интенсивность волновода [242]. На рисунке 6.14 представлено поле значений множителя ослабления в трёхсантиметровом диапазоне в зависимости от расчётной высоты волновода. Видно, что в этом диапазоне можно предполагать наличие связи уровня сигнала и высоты волновода, но эта связь слабая.

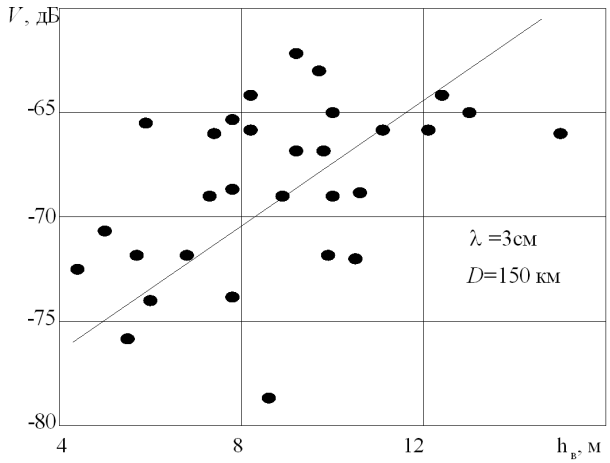


Рисунок 6.14 – Связь множителя ослабления и высоты волновода испарения

Были случаи, когда расчёты по метеоизмерениям подтверждали наличие профиля, характерного для волновода, а уровень сигнала был заметно ниже среднего для данного района (рисунок 6.15). На одной и той же трассе с интервалом измерений в два дня были зарегистрированы волноводные профили с мало отличающимися параметрами, но различие в уровне сигнала оказалось существенным. Таким образом, наличие метеорологического волновода не гарантирует приём аномального сигнала.

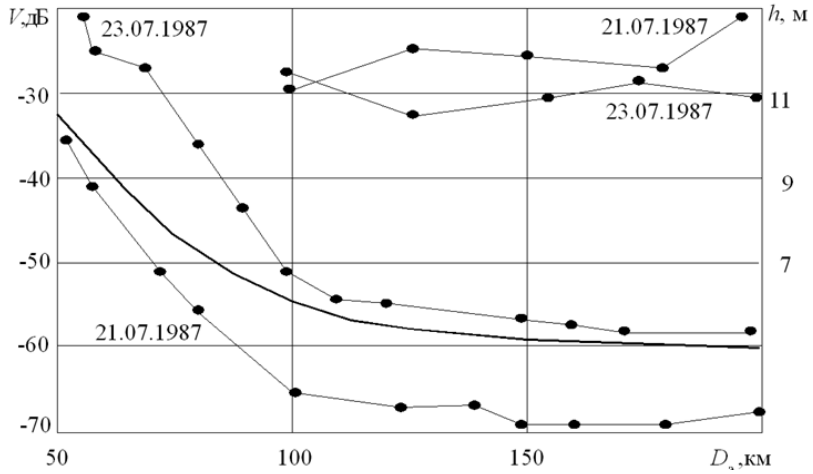


Рисунок 6.15 – Примеры разных функций ослабления при близких параметрах оценки высоты волноводов

Другой вариант изучения волноводных условий распространения связан с использованием двух антенн на разных высотах. При расположении антенны внутри волновода ожидаемый уровень принимаемого сигнала должен заметно превышать уровень в антенне, расположенной вне волновода. Высота волновода в период экспериментов колебалась около 12 м. Нижние антенны располагались на высоте 2 м, т. е. ниже верхней границы волновода испарения. Верхние антенны имели высоту больше 20 м. Две реализации сигналов (для двух длин волн) по данным таких экспериментов представлены на рисунке 6.16. Хотя метеоизмерения указывали на присутствие волноводов в течение всего периода экспериментов, уровень сигнала менялся весьма нерегулярно. И только в правой части рисунка ситуация соответствует ожиданиям, однако превышение уровня сигнала на нижней антенне количественно весьма далеко от соответствующего волноводному. В средней части рисунка высотная зависимость не проявляется. Возможно, что в левой части рисунка проявляется эффект экранирования нижней антенны тропосферным (волноводным) слоем от излучения передающей антенны, расположенной выше этого слоя.

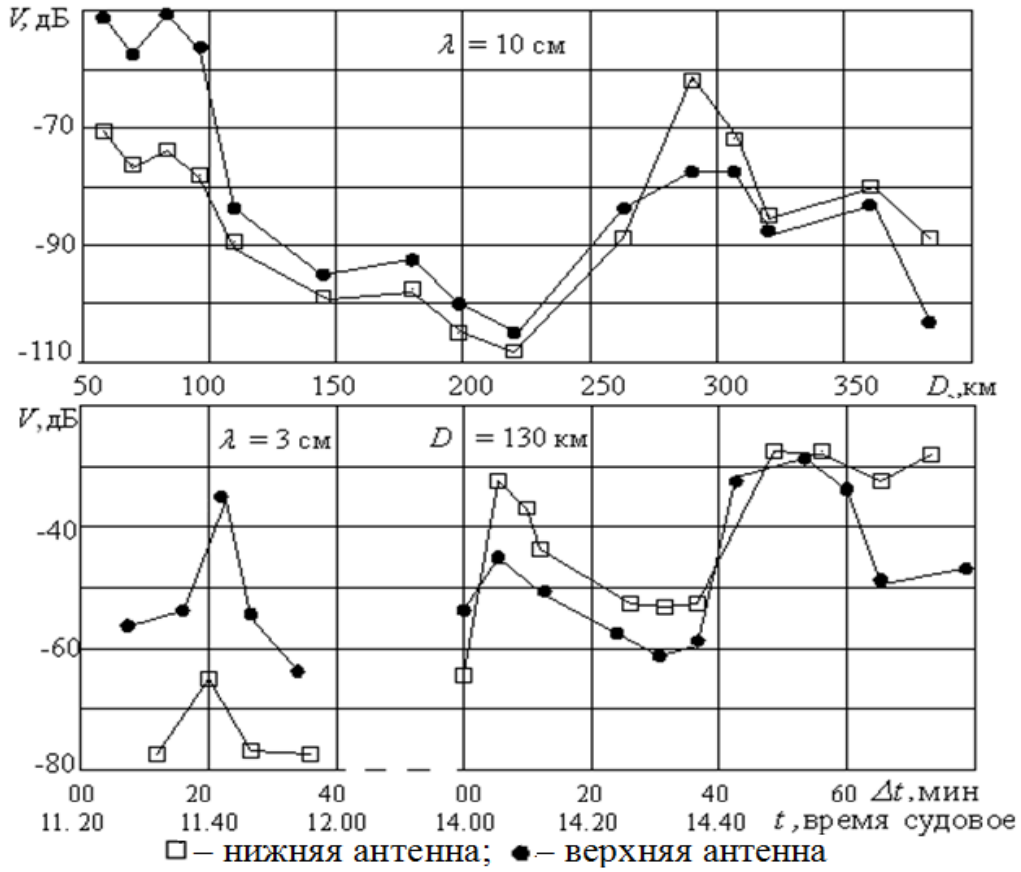


Рисунок 6.16 – Примеры функций ослабления и временной изменчивости множителя ослабления при использовании антенн на разных высотах

Из приведённых результатов исследования распространения радиоволн при наличии мезомасштабных неоднородностей индекса преломления над морской поверхностью (таких как волновод испарения или иной природы) следует, что при таких метеорологических условиях может происходить увеличение уровня сигнала в высокочастотной части диапазона УКВ на 10–20 дБ относительно среднего, но не более чем в 5% общего времени наблюдений. Малое влияние волноводов (метеорологических) связано, по-видимому, с условиями работы корабельных РТС, когда передающие и приёмные антенны расположены на высоте более 15 м, т. е. выше верхней границы волновода. При этом не происходит захват (и, следовательно, волноводная канализация) энергии излучения. Лишь небольшая часть энергии проникает в волновод через его верхнюю границу, но и она не полностью попадает в приёмную антенну, которая принимает лишь часть вторичного, переизлучаемого за пределы волновода поля. Кроме того, расстояние между приёмником и передатчиком (более 100 км) превышает типичную протяжённость волноводов [53]. Верхняя граница волновода при таких протяжённостях не является горизонтально-однородной (что, как правило, предполагается при оценках уровня волноводного сигнала), существующие внутри

волновода локальные неоднородности приводят к дополнительному рассеянию и потерям, снижающим уровень сигнала. Всё сказанное даёт основание утверждать, что волноводный механизм в условиях работы корабельных РТС не является определяющим фактором сигналообразования: хотя он и повышает средний уровень сигнала за радиогоризонтом, но лишь в небольшом проценте времени.

Другой механизм, связанный с появлением повышенных уровней сигналов за радиогоризонтом, – отражение от тропосферных слоёв, расположенных на высотах в сотни и более метров. На рисунке 6.17 представлены результаты измерений на одной из трасс Тихого океана, когда множитель ослабления на 20–28 дБ превышал средний уровень. Фоновое ослабление, определяемое рассеянной некогерентной составляющей [34], превышено на 41 дБ. В соответствии с гипотезами о механизмах ДТР [88] такой эффект наиболее обоснованно объясняется переотражением радиоволн слоистыми неоднородностями на высоте сотен–тысяч метров. Наличия такого механизма никто не отрицает, вопрос лишь в количественной оценке вклада в сигнал. Теоретическое исследование показало, что при оптимальной геометрии трассы [128] на расстояниях, превышающих дальность радиогоризонта, в сантиметровом диапазоне слоистые неоднородности дают добавку к уровню поля до 80 дБ. При проведении измерений над морем, описанных в [113], вариации уровня сигнала доходили до 60 дБ при наличии зарегистрированных во время опытов слоёв. Наличие нескольких слоёв (и по высоте, и вдоль трассы распространения) объясняет наличие нескольких максимумов функции ослабления (на рисунке 6.17 их два) в результате существования нескольких зон отражения вдоль трассы.

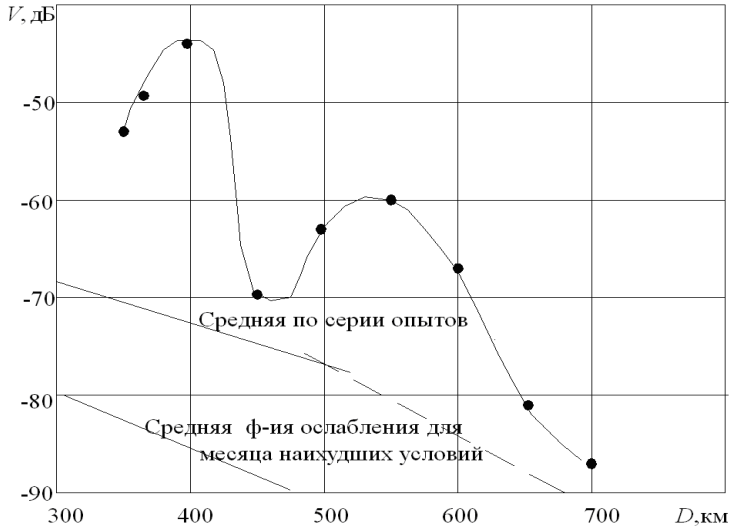


Рисунок 6.17 – Пример пространственно-временного изменения экспериментально измеренного множителя ослабления

Простота физической интерпретации влияния слоистых неоднородностей на характеристики сигнала за радиогоризонтом не гарантирует простоты численного учёта этого явления. Проблемы возникают уже при получении данных о слоистых неоднородностях и связаны они как с типом используемых метеорологических измерителей, так и с методами определения характеристик слоёв (их интенсивности, размеров, количества и т. д.). На рисунке 6.18 представлены профили индекса преломления $N(h)$, полученные в одно и то же время в окрестностях одной и той же точки наблюдений, но с помощью разных приборов. Стандартный радиозонд и высокочувствительный измеритель N (радиорефрактометр), отслеживая изменения поля индекса преломления, дают сопоставимые средние результаты, но разные величины отклонений от среднего. Между тем именно по величине этих отклонений делается вывод о наличии слоёв и их числовых характеристиках. При разных способах получения информации неизбежно будут разные результаты расчёта характеристик сигналов. Проблемами являются также выбор критерия, в соответствии с которым регистрируется наличие слоя, и вычисление его горизонтальных размеров. Параметры неоднородностей определяются по измерениям в точке, и горизонтальные размеры слоя можно задавать только предположительно, исходя из других сведений об этом слое (интенсивность, мощность, высота). Но размеры слоя (большой или малый) существенно влияют на поле за горизонтом, что иллюстрируется на рисунке 6.19, где представлены зависимости, рассчитанные для разной геометрии слоёв, и результаты измерений множителя ослабления.

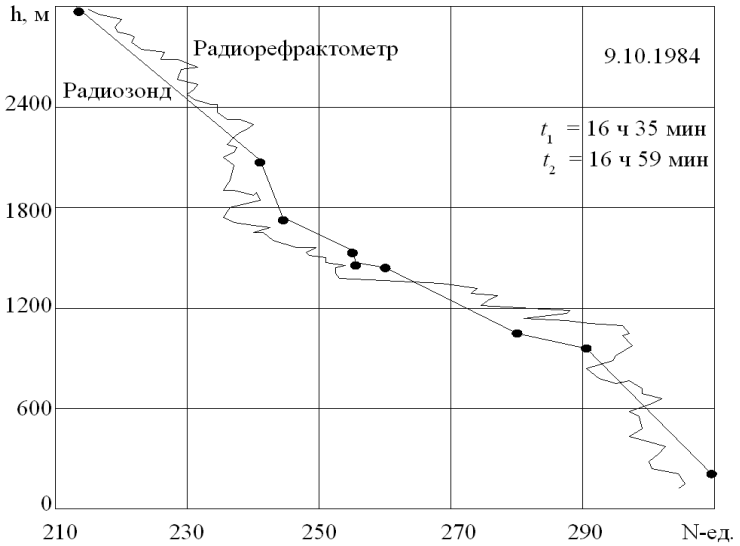


Рисунок 6.18 – Пример соотношения данных радиозонда и радиорефрактометра

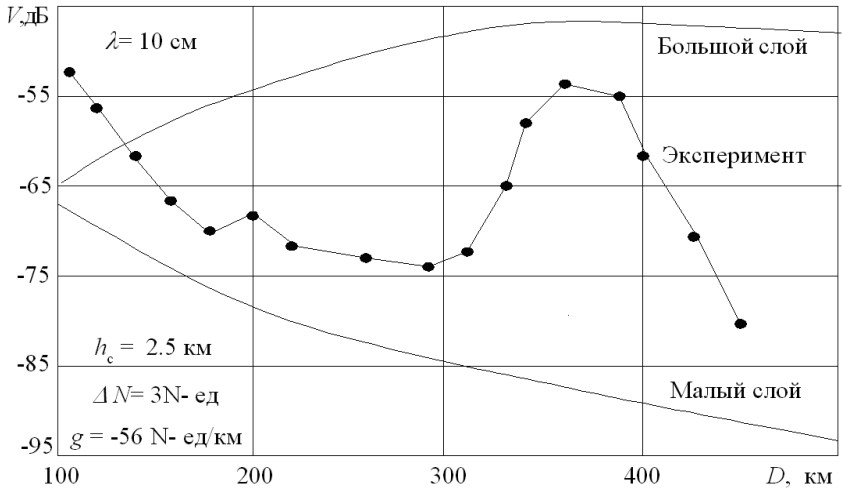


Рисунок 6.19 – Сравнение экспериментальной и теоретических функций ослабления

Использованные для расчёта радиометеорологические параметры (скачок индекса преломления, высота слоя, эквивалентный радиус Земли) взяты одинаковыми по данным метеоизмерений в период регистрации уровня сигнала. Можно видеть, что сигнал по уровню лежит между значениями теоретических кривых, полученных для крайних вариантов структуры слоя. Таким образом, при теоретических расчётах поля, переотражённого за горизонт неоднородной атмосферой, невозможно получить однозначный ответ об уровне сигнала, используя, например, такие данные, которые приведены на рисунке 6.18. Применяя разные приборы и задавая разные пороги выделения неоднородностей атмосферы, получим разные ответы.

Технически более простым способом обнаружения слоя является регистрация отклонения величины вертикального градиента от его текущего или среднего значения на некоторую пороговую величину (в [56] пороговое значение скачка градиента в качестве критерия слоя принято равным 10 N-ед./км). Для выявления связи между изменением градиента и уровнем сигнала проведён анализ зарегистрированных случаев повышения сигнала при одновременной регистрации радиозондом скачков градиента. Результаты, представленные на рисунке 6.20, говорят о возможности оценить наличие условий для формирования повышенного уровня сигналов по аэрологическим данным. Но вопрос о количественной оценке такого эффекта остаётся открытым (см. рисунок 6.19).

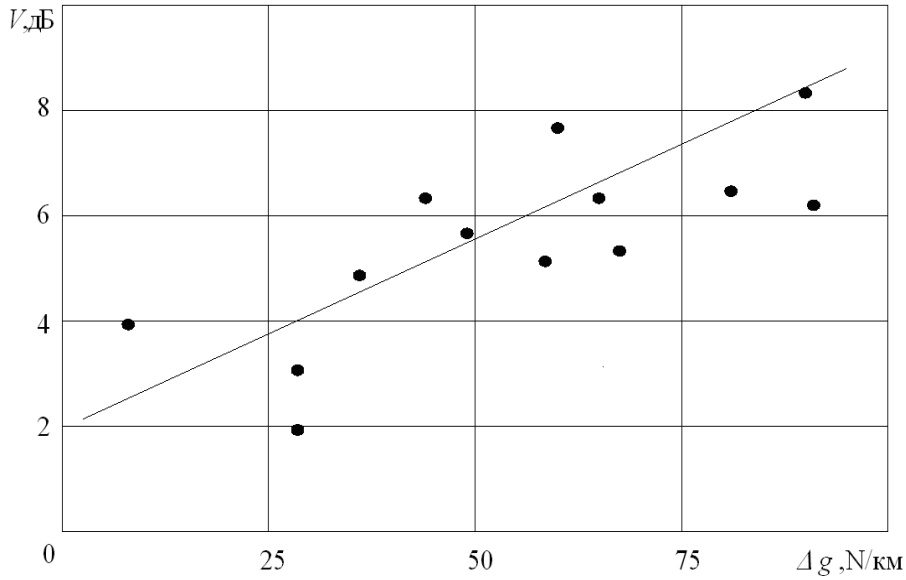


Рисунок 6.20 – Зависимость отклонения множителя ослабления от величины перепада градиента индекса преломления

Таким образом, приведённые результаты опытов наглядно демонстрируют существенное влияние слоистых мезомасштабных неоднородностей на формирование повышенного уровня сигнала за радиогоризонтом. Однако процедуры расчётов уровня, численно определяющей его зависимость от параметров выявленного слоя и пригодной для практического использования, не предложено, так как существующие приборы и методики измерений не дают однозначного ответа о величинах интенсивности и высоты слоёв; о геометрических параметрах слоя (размеры, наклон и неровности отражающей поверхности) не поступает вообще никаких данных. Кроме того, велика вероятность, что вдоль трассы распространения имеются и другие слои, влияющие на уровень сигнала, а способов оперативного определения их наличия вдоль всей трассы также нет. Поэтому при решении задач прогноза и диагноза параметров сигналов тропосферного распространения следует ориентироваться на статистические методы многофакторного анализа условий распространения радиоволн.

Выводы

1. Для акватории Тихого океана за многолетний период проведения опытов по приёму сигнала УКВ за радиогоризонтом получены надёжные статистические данные о зависимости уровня сигналов ДТР от длины трассы, частоты, региона и метеорологических условий. Эти данные, систематизированные в Радиоклиматическом тропосферном атласе Тихого океана, использованы как основа для создания методов прогноза и диагноза параметров радиосигналов на морских трассах тропосферного распространения УКВ.

2. Выявлено, что для исследованных регионов влияние волноводов испарения на уровень сигналов, принимаемых станциями РТР надводных кораблей на трассах протяжённостью 100–500 км, незначительно.

3. Показано, что определяющим фактором формирования повышенного уровня сигнала за радиогоризонтом является наличие мезомасштабных слоистых неоднородностей, расположенных на высотах от сотен метров до единиц километров.

4. Для разработки методик прогноза и диагноза уровня тропосферных сигналов обоснована необходимость применения статистических методов многофакторного анализа условий распространения радиоволн и возможность использования данных измерений сетевых метеорологических и аэрологических приборов.

7 СВЯЗЬ СРЕДНЕЧАСОВЫХ УРОВНЕЙ СИГНАЛА С ПАРАМЕТРАМИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ТРОПОСФЕРЫ

7.1 Модели связи уровня сигнала с метеопараметрами

Оценки уровня сигнала за пределами дифракционной зоны обычно основаны на зависимости его величины от некоторого радиометеорологического параметра x:

$$y = A + kx . \qquad (7.1)$$

Здесь величина y определяет уровень сигнала, k – коэффициент, равный изменению y при единичном изменении радиометеорологического параметра, A – величина, зависящая от длины трассы, характеристик подстилающей поверхности, высоты антенн над поверхностью земли. Согласно [243] соотношение (7.1) определяется как линейное уравнение регрессии.

При загоризонтном распространении существующие методики оценки уровня сигнала базируются на использовании радиометеорологического параметра N_S, изредка применяется параметр ΔN – градиент в километровом слое атмосферы над землёй. Первый вариант таких моделей был предложен в пятидесятые годы [120], в дальнейшем методика неоднократно модернизировалась. Один из последних примеров усовершенствованного варианта приведён в работе [118]. Во всех случаях оцениваются месячные медианы уровня сигнала или множителя ослабления.

Попытки использовать в радиометеорологии модель (7.1) для прогноза в пределах коротких интервалов усреднения не дали положительных результатов. Многократные опыты показали, что устойчивая взаимосвязь характеристик сигнала и метеорологических параметров выявляется только при усреднении их за месячные и более длительные интервалы. Одна из причин неудач при разработке методик предсказания медианного уровня сигнала на коротких интервалах времени связана с тем, что формула (7.1) предполагает использование лишь какого-то одного (из многих существующих) радиометеорологического параметра (РМП), хотя распространение радиоволн определяется многими факторами, и для учёта вклада каждого из них в формирование поля загоризонтного сигнала радиометеорологические зависимости следует искать на основе многофакторного статистического анализа, а для прогноза использовать множественное регрессионное уравнение

$$y = A + \sum_{i=1}^{l} k_i x_i \,, \tag{7.2}$$

где x_i – независимые факторы (набор метеорологических факторов M_i, характеризующих условия распространения радиоволн), определяющие величину зависимой переменной y (в нашем случае величину множителя ослабления V); коэффициенты k_i (так же как и величина A) вычисляются в процессе статистической обработки экспериментальных данных. В этом уравнении величина y определяется набором l независимых переменных. Соотношение (7.1) – частный случай линейной статистической регрессионной модели (7.2).

Ещё одна причина неудач радиометеорологического краткосрочного прогнозирования связана с наличием в изменениях сигнала и метеопараметров хорошо выраженной и всегда присутствующей циклической составляющей. При получении прогностического уравнения использовалась классическая регрессионная линейная модель, для которой должно выполняться предположение о постоянстве дисперсии и об отсутствии автокорреляции. При наличии автокорреляции временных рядов изучаемых переменных (что в нашем случае соответствует чётко выраженным сезонным изменениям как метеорологических параметров, так и уровня сигнала) оценки коэффициентов регрессии не будут эффективными и статистические выводы окажутся в общем случае недостоверными [243]. При таких условиях возможно появление результатов, указывающих на существование значимых статистических зависимостей, хотя в действительности корреляция между ними или полностью отсутствует, или мала. На практике это выражается в том, что для коротких интервалов наблюдений (продолжительностью дни–недели) результаты оценки среднечасовых значений радиосигналов по прогностическим уравнениям типа (7.1) являются неустойчивыми, а для длинных рядов (порядка года и более) это приводит к завышению корреляции изучаемых процессов и, как результат, также к неверным оценкам.

Некоторые теоретические оценки возможного завышения корреляции за счёт годового хода были сделаны в [29]. Для случая, когда годовой ход изучаемых параметров имел вид простого гармонического колебания, а фазы их годового хода совпадали, завышение корреляции для отдельных пар параметров достигало величины три и более раза. Но влияние годового хода не учитывалось до сих пор в

радиометеорологической практике. В то же время в метеорологии и экономике влияние регулярных сезонных циклов достаточно хорошо изучено [159, 244, 245 и др.] и отработаны приёмы учёта особенностей этих процессов.

Всё это свидетельствует, что и в радиометеорологии следует прогнозировать не абсолютные значения величин, а их отклонения от средних, называемых нормами. Для этого представим изучаемые процессы в виде $y(t) = f(t) + \Delta f(t)$, где $f(t)$ – неслучайная регулярная функция, определяющая сезонные изменения параметров (норм); $\Delta f(t)$ – случайная функция с нулевой средней и известной дисперсией. Выделение регулярного компонента позволяет [244] исключить его вычитанием из данных и в дальнейшем проводить обработку не абсолютных значений, а отклонений, использование которых обеспечивает более корректную статистическую обработку рядов [246], ибо их распределение ближе к нормальному, чем исходные процессы; уменьшается также и влияние авторегрессии.

Такие процедуры обработки были использованы нами при проведении радиометеорологических исследований [247, 248]. Учитывая, что период регулярного годового цикла длиннее, чем периоды внутригодовых колебаний (самые распространённые колебания – естественные синоптические периоды длительностью до 7 суток – встречаются в 92% всех случаев [52]), каждое среднечасовое значение можно выразить как отклонение от нормы. Если норма определяется как среднее по результатам длительных наблюдений и принимается неизменной, то с точки зрения прогнозирования на коротком интервале времени нас интересуют лишь отклонения от нормы. При таком подходе вместо формулы (7.2) имеем регрессионное уравнение для отклонений

$$\Delta y = (y - \overline{y}) = a + \sum_{i=1}^{l} k_i (x_i - \overline{x}_i), \qquad (7.3)$$

где $\overline{y}$ и $\overline{x}_i$ – средние значения соответствующих величин, определяющих их нормы. Параметр a формально есть аналог параметра A из уравнения (7.2), но его физический смысл уже совсем иной: так как зависимость от длины трассы, характеристик подстилающей поверхности, высоты антенн над поверхностью земли теперь представлена величиной $\overline{y}$, то a определяется ошибками измерения y и x_i и соответственно погрешностями $\overline{y}$ и $\overline{x}_i$. Чем меньше эти погрешности, тем меньше случайная величина a.

Регрессионное уравнение (7.3) как модель для прогноза множителя ослабления с учётом перехода к радиометеорологическим обозначениям запишется в виде

$$V(t,D) = \bar{V}(t,D) + \sum_{i=1}^{l} k_i \left\{ M_i(t) - \bar{M}_i(t) \right\} + \xi(t), \tag{7.4}$$

где сумма $\sum_{i=1}^{l} k_i \left\{ M_i(t) - \bar{M}_i(t) \right\} = \sum_{i=1}^{l} k_i \left\{ \Delta M_i(t) \right\}$ характеризует величину отклонений множителя ослабления от нормы $\bar{V}(t,D)$, определяемой длиной трассы, сезоном, характеристиками подстилающей поверхности, высотой антенны, параметрами аппаратуры и т.п. Величина $\xi(t)$ – суммарная случайная погрешность прогноза множителя ослабления a, возникающая из-за погрешностей измерений и вследствие неполного учёта влияющих на сигнал метеорологических факторов.

Использование уравнения (7.4) как математической модели объекта исследования можно получить ещё следующим образом [249]. Электромагнитное поле за горизонтом описывается известными дифференциальными уравнениями. Но из-за отсутствия необходимых сведений о природе явлений в пределах объёма рассеяния (или из-за сложности полного их описания) получить решение таких уравнений невозможно. Однако в общем виде искомое решение можно записать как функцию

$$S = f(\mathbf{P}, \mathbf{M}), \tag{7.5}$$

где $\mathbf{M}$ – вектор факторов M_i, характеризующих метеорологические условия распространения радиоволн; $\mathbf{P}$ – вектор факторов, характеризующих параметры аппаратуры и трассы.

Принимая $\mathbf{P}$ постоянной величиной, представив метеорологические факторы в виде суммы среднего значения $\mathbf{M}_0$ и отклонения от среднего $\Delta\mathbf{M}$, запишем функцию (7.5) в виде $S = f(\mathbf{M}) = f(\mathbf{M}_0 + \Delta\mathbf{M}) = f(M_0 + \Delta M_1, M_{20} + \Delta M_2, ..., M_{n0} + \Delta M_n)$, разложим эту функцию в ряд Тейлора в окрестностях точки $\mathbf{M}_0$, удерживая только линейные члены ряда:

$$S(\mathbf{M}_0 + \Delta\mathbf{M}) = f(\mathbf{M}_0) + \sum_{i=1}^{n} \left(\frac{\partial f}{\partial M_i} \right)_0 (\Delta M_i) + \Theta. \tag{7.6}$$

Члены правой части уравнения (7.6) можно интерпретировать следующим образом: $f(\mathbf{M}_0)$ – среднее значение функции $f(\mathbf{M})$ на некотором временном

интервале, рассматриваемое как норма метеоэлемента; $\left(\frac{\partial f}{\partial M_i}\right)_0$ – коэффициенты, определяющие степень влияния флуктуаций ΔM_i каждого из метеопараметров на флуктуации уровня сигнала; Θ – остаток, который определяет вклад неучтённых воздействий на изменения уровня сигнала.

Уравнение (7.6) аналогично (7.4), но его невозможно использовать, ибо невозможно определить величину $\left(\frac{\partial f}{\partial M_i}\right)_0$, так как вид функции $f(\mathbf{P},\mathbf{M})$ нам неизвестен.

С учётом сказанного величина множителя ослабления V в момент времени t на трассе длиной D будет определяться соотношением (7.4), где, в отличие от известных работ, уравнение регрессии находится только для приращения множителя ослабления, определяемого приращениями метеопараметров. Роль постоянного члена при расчёте величины V играет неслучайная составляющая $\bar{V}(t,D)$, в качестве которой взята функция ослабления сигнала, средняя для каждого сезона года. Величину k_i полагаем постоянной для любых расстояний между передатчиком и приёмником, что отличается от общепринятого подхода, например в [88].

Формула (7.4) может быть использована для оценки уровня сигнала $\left\{V_{\text{ОЦ}} = V(t,D)\big|_M\right\}$ при заданных метеорологических условиях $\mathbf{M}$. Составляющая $\bar{V}(t,D)$ – средняя функция ослабления сигнала для сезонов (месяцев) года. Для реализации процедуры прогноза по имеющимся экспериментальным данным необходимо рассчитать коэффициенты k_i, предварительно решив вопрос о минимальном интервале усреднения при прогнозе и о выборе используемых РМП.

7.2 Оценка минимального интервала усреднения при прогнозе уровня сигнала

Оценим минимальную величину временного интервала усреднения, при котором ещё возможно прогнозирование уровня сигнала. Так как загоризонтный сигнал формируется совокупностью неоднородностей, заполняющих пространство между передатчиком и приёмником, то при оценке параметров такого сигнала необходимо учитывать влияние всего ансамбля неоднородностей в пределах этого пространства. Но

радиометеорологические параметры измеряются в лучшем случае в двух-трёх точках в районе трассы, а обычно в единственном пункте. Применительно к рассматриваемому нами случаю работы радиотехнических систем можно использовать только единственную точку метеоизмерений, совмещённую с пунктом размещения приёмного устройства. В таких условиях репрезентативность результатов метеоизмерений можно получить только по усреднённым данным на временном интервале, обеспечивающем регистрацию свойств среды распространения в пространстве между передатчиком и приёмником. Учитывая, что уровень сигнала существенно зависит от взаимного расположения передатчика и приёмника относительно переотражающих неоднородностей [128], такое же усреднение необходимо обеспечить и для характеристик сигнала.

Максимальный размер объёма тропосферы, формирующего характеристики загоризонтного сигнала, определяется протяжённостью трассы; минимальный размер этого объёма определяется поперечным размером зоны, существенной для распространения [166]. Для рассматриваемых трасс эти размеры могут быть взяты величиной 350 км и 2 км соответственно. Принимая, что перенос воздушной массы происходит [4] со средней скоростью 36 км/ч, можно оценить необходимое время усреднения, в течение которого неоднородности размером от 2 до 350 км пересекают линию передатчик – приёмник и это время составляет промежуток от 0,5 до 10 ч (с учётом разных размеров неоднородностей). Учитывая сложившуюся практику классификации изменений уровня сигнала (быстрые и медленные флуктуации, часовые медианы), следует положить, что минимальный временной интервал, допустимый для проведения процесса усреднения при радиометеорологических исследованиях, равен 1 ч. Поэтому далее будем обсуждать проблемы радиометеорологического анализа для часовых медиан радиосигнала.

Этот временной интервал является репрезентативным и для получаемых результатов метеоизмерений. Действительно, существующие сетевые аэрологические и метеорологические приборы обеспечивают [234] получение данных, репрезентативных в пределах пространственных масштабов порядка 300 км и на интервале 4 ч. А значит, при проведении радиометеорологического анализа условий распространения радиоволн над морем вполне правомерно сопоставлять величины часовых медиан

параметров радиосигнала и показания аэро- и метеоприборов, расположенных в пункте приёма радиосигнала.

Наш анализ, позволивший получить оценку минимально необходимого интервала усреднения для выявления вклада крупномасштабных неоднородностей, совпадает с величиной оптимального периода усреднения, когда можно исключить мелкомасштабные пульсации при анализе мезомасштабных процессов в атмосфере. Так, в метеорологических исследованиях, исходя из представления о независимости колебаний турбулентных пульсаций и крупномасштабных колебательных процессов, получен оптимальный период усреднения, позволяющий сгладить мелкомасштабные флуктуации и рассматривать более крупные вариации атмосферного движения, равный 67 мин [250] и около 3000 с [67].

7.3 Выбор радиометеорологических параметров

При предсказании уровня принимаемого сигнала важным является выбор параметров, характеризующих метеорологические условия распространения радиоволн. Выбор начнём с параметров, используемых в теориях ДТР.

Будем называть прямыми радиометеорологическими параметрами те, которые непосредственно входят в выражения для расчёта поля за радиогоризонтом и полностью определяют его характеристики. Наряду с прямыми параметрами в радиометеорологии тропосферного распространения используются и параметры, которые связаны с прямыми функционально, но не определяют полностью характеристики сигналов, ибо являются частью прямых параметров. Это косвенные радиометеорологические параметры. Например, температура, давление и влажность – это три косвенных параметра, каждый из которых лишь частично определяет величину коэффициента преломления.

Выбор параметров начнём с анализа теорий некогерентного рассеяния как наиболее распространённых [88]. Согласно большинству вариантов этих теорий для объяснения наблюдаемых эффектов ДТР необходимо знать два параметра: $\overline{(\Delta n)^2}$ – интенсивность флуктуаций n (или C_n по варианту теории Татарского); l – масштаб турбулентных неоднородностей. Существует несколько косвенных РМП, введённых на основе теорий некогерентного рассеяния. Так как угол рассеяния и высота

рассеивающего объёма зависят от эффективного радиуса Земли, то характеристики сигнала связаны с вертикальным градиентом коэффициента преломления тропосферы, который может быть взят в качестве косвенного радиометеорологического параметра. Один из вариантов такого параметра – градиент индекса преломления в километровом слое ΔN_{0-1} [113]. Существующие связи между средней скоростью ветра и флуктуационными характеристиками сигнала подтверждены многими исследователями [35, 251, 252]. Это позволяет в качестве косвенных радиометеорологических параметров использовать данные об усреднённой величине скорости ветра в объёме рассеяния U_h и у поверхности земли U_S. Таким образом, на основе теорий некогерентного рассеяния возможно использование прямого радиометеорологического параметра – интенсивности флуктуаций коэффициента преломления, и косвенных радиометеорологических параметров – вертикального градиента коэффициента преломления, скорости ветра в объёме рассеяния и у поверхности земли.

Индекс преломления у поверхности земли N_S также можно рассматривать как косвенный радиометеорологический параметр теорий некогерентного рассеяния. Действительно, так как профиль коэффициента преломления на некоторой высоте принимает постоянное и близкое к единице значение, то его градиент определяется значением у поверхности земли. При таких допущениях величина N_S связана с ΔN_{0-1} и может рассматриваться как косвенный метеопараметр. (Эта взаимосвязь была использована Бином [113] при радиометеорологическом анализе ДТР.)

Теории когерентного рассеяния используют заданный закон изменения коэффициента преломления воздуха с высотой, что определяет набор радиометеорологических параметров. Этот вариант теории ДТР изложен в работах [139, 253], доведён до численных результатов и сравнения с экспериментальными данными. Исходя из этой теории, следует использовать два радиометеорологических параметра: индекс преломления у поверхности земли N_S и вертикальный градиент в некотором интервале высот. Согласно [112] последний может приниматься как разность значений индекса преломления на высоте 1 км и у земной поверхности, т. е. это ΔN_{0-1}.

Последний из общепризнанных механизмов загоризонтного распространения – переизлучение электромагнитной энергии слоистыми неоднородностями. При

экспериментальном изучении структуры атмосферы регистрируются слои коэффициента преломления с минимальным размером в несколько метров [254]. Максимальные размеры слоёв достигают сотен и даже тысяч километров [50]. Исследования механизмов формирования поля за радиогоризонтом за счёт отражения от слоистых образований показали [88], что при учёте всех параметров слоя (размеры, форма, геометрия пространственного положения, распределение N внутри слоя, наклон) не удаётся получить конечные результаты в виде единой формулы, пригодной для практического использования при всех разновидностях слоёв. Сложность расчётных формул, проблемы с экспериментальным определением всех параметров заставляют ограничить их число, учитывать только наиболее существенные. В работе [113] предложено рассматривать вклад отражения от слоёв, разделяя их по размерам: влияние протяжённых приподнятых слоёв (размером десятки и более километров), которые связываются с наличием температурных инверсий, и влияние практически всегда существующих в атмосфере неоднородностей слоистого типа с размерами порядка нескольких километров и меньше (мелких слоёв).

В теориях отражения от протяжённых приподнятых слоёв учитывается три их параметра: интенсивность, определяемая через величину δN – отклонение индекса преломления от гладкого профиля; мощность, или толщина, δH (разность высот верхней и нижней границ слоя); высота расположения слоя над поверхностью земли $H_{\delta N}$ (обычно определяемая как высота нижней границы слоя). При расчёте отражённого от мелких слоёв поля в формуле сохраняются только два параметра: отклонение индекса преломления от гладкого профиля и высота расположения слоя над поверхностью земли (при известной длине трассы).

И ещё один параметр входит (явно или неявно) в формулы, определяющие влияние слоёв на ДТР, – это эквивалентный радиус Земли. А поэтому следует иметь сведения о градиенте коэффициента преломления в пределах области атмосферы, существенной для распространения радиоволн. В качестве такого параметра может служить величина градиента в интервале высот 0–1 км ΔN_{0-1}.

Имея список РМП, определяющих характеристики сигнала на основе теоретического описания распространения радиоволн, рассмотрим вопрос о возможности получения оценок этих параметров по результатам инструментальных

измерений. Существующие в настоящее время метеоприборы можно разделить на две группы [56]: приборы для измерения отдельных метеовеличин (давление, температура, влажность, скорость ветра) с последующим в случае необходимости пересчётом в величину индекса преломления и приборы для непосредственного измерения величины N (радиорефрактометры). Первая группа приборов более инерционная и позволяет получить результаты измерений, усреднённые за десятки секунд и даже минуты; измерители второй группы (радиорефрактометры) дают оценки с инерцией в доли секунд и такое быстродействие позволяет считать, что они регистрируют мгновенные значения коэффициента преломления.

Прямые измерения среднеквадратической величины флуктуаций коэффициента преломления могут быть выполнены только радиорефрактометром. Но опыт создания систем радиометеорологического обеспечения показывает, что сопряжённые метеорологические измерения при проведении длительных работ по измерению характеристик загоризонтного сигнала пока удаётся выполнять лишь с помощью сетевых наземных приборов (измерители давления, температуры, влажности, скорости ветра) и радиозондов. В силу многих причин более точные и менее инерционные приборы (радиорефрактометры) пока удаётся использовать только эпизодически, в короткие интервалы времени. Поэтому из перечисленных параметров, рекомендуемых для использования при радиометеорологическом прогнозе, приходится исключать прямой параметр $\overline{(\Delta n)^2}$ – интенсивность флуктуаций коэффициента преломления. Но в работе [35] предложено получать косвенную оценку интенсивности турбулентных флуктуаций индекса преломления в объёме рассеяния по результатам измерения усреднённых характеристик метеополей. Пространственно-временная структура коэффициента преломления определяется структурой полей температуры и влажности, которые рассматриваются в теории турбулентности как консервативные примеси [255], не влияющие на динамический режим турбулентного потока. Но этот режим существенно зависит от средней скорости ветра [60]. Изменение средней скорости ветра приводит к изменению флуктуационных характеристик как отдельных метеовеличин [256], так и комплексного метеопараметра – коэффициента преломления атмосферы [257]. Следовательно, параметр, который косвенно определяет характеристики турбулентных неоднородностей и может быть получен с помощью стандартных

метеорологических измерений, – это скорость ветра на некоторой высоте h в пределах объёма рассеяния.

Скорость ветра измеряется приборами первой группы, а все прочие РМП, основанные на использовании величины N, могут быть оценены приборами как первой, так и второй группы.

Оценка параметров, определяющих характеристики слоистых образований $(\delta N, \delta H, H_{\delta N})$, производится по данным аэрологических измерений. Но радиозонды имеют низкую чувствительность и большую инерционность (согласно [113] зонд может дать значение δN, равное примерно половине истинного значения), а потому позволяют выявить только достаточно интенсивные слои. Более мелкие слоистые неоднородности проявляются лишь в виде изломов вертикального профиля (или не регистрируются вообще). Учитывая эту особенность радиометеорологического зондирования, каждое случайное отклонение высотной зависимости показателя преломления от гладкого монотонного уменьшения с высотой рассматривается как показатель наличия слоя [113, 258]. Технически такие отклонения (изломы) профиля удобно регистрировать как изменения величины вертикального градиента δg с регистрацией высоты $H_{\delta g}$. Выбор количественного критерия величины отклонения, превышение которого следует рассматривать как наличие слоистой неоднородности, обоснован в работах [257, 259]. В соответствии с этими рекомендациями на высотном профиле выбираются точки, где градиент индекса преломления меняется на величину, большую, чем 30 N - ед./км. Для радиометеорологического анализа берутся данные с максимальной величиной скачка градиента или данные первого (нижнего) скачка.

Таким образом, если при выборе радиометеорологических параметров брать за основу параметры рассмотренных теорий ДТР и учитывать при этом возможности инструментальной их оценки, то для предсказания уровня загоризонтного сигнала можно использовать девять радиометеорологических параметров:

N_S – индекс преломления у поверхности земли;

U_S – скорость ветра у поверхности земли;

ΔN_{0-1} –вертикальный градиент индекса преломления в интервале высот 0–1 км;

U_h – скорость ветра на высоте h в пределах объёма рассеяния;

δN – интенсивность слоя – разность индекса преломления на границах слоя;

δH – толщина слоя (разность высот верхней и нижней границ слоя);

$H_{\delta N}$ – высота расположения слоя над земной поверхностью;

δg – изменение (скачок) величины вертикального градиента;

$H_{\delta g}$ – высота скачка вертикального градиента.

Применение в полном объёме перечисленных параметров не всегда возможно, что связано с проблемой комплектования приборами судовых измерительных комплексов: разные типы судов имеют на борту разное метеорологическое оборудование. Поэтому приходится рассматривать разные варианты метеообеспечения при прогнозе уровня.

Первый: учитываются параметры N_S и U_S по данным бортовых метеорологических приборов.

Второй: используются параметры N_S и U_S плюс ΔN_{0-1} и U_h, которые получают по результатам анализа синоптических карт, передаваемых факсимильной связью, с учётом бортовых измерений; в этом варианте скорость ветра измеряется на высоте, соответствующей давлению 850 мбар, в связи с чем используется обозначение этого параметра U_{850}.

Третий: используется весь список перечисленных выше РМП, получаемых по синоптическим картам, с помощью аэрологических и бортовых приборов.

7.4 Расчёт коэффициентов уравнения для прогноза среднечасовых значений уровня сигнала и их проверка

Зависимость уровня радиосигнала от метеорологических условий задана соотношением (7.4), для которого необходимо при выбранном перечне параметров M_i знать коэффициенты k_i (коэффициенты регрессии). Величины этих коэффициентов определяются по результатам статистической обработки радиометеорологических данных, полученных в результате долговременных наблюдений среднечасовых значений множителя ослабления и метеопараметров для разных сезонов года, диапазонов волн, районов проведения измерений (таблица 7.1). В результате были сформированы массивы данных для их дальнейшей обработки.

Таблица 7.1 – Объём полученных экспериментальных данных (в часах)

Диапазон волн	Охотское море	Тихий океан
3-сантиметровый	50	345
10-сантиметровый	3580	795
Дециметровый	405	150
Метровый	490	105

Так как получение оценок, определяющих зависимость множителя ослабления V от метеоусловий, описываемых набором параметров M_i, связано с обработкой больших объёмов данных, такие процедуры были выполнены на вычислительной машине ЕС-1045 с установленным на ней пакетом прикладных программ статистического анализа SAS-82 (Statistical Analysis System). Из массивов данных в виде среднечасовых значений множителя ослабления и метеорологических параметров, сопряжённых с дополнительной информацией о дате и времени измерений, диапазоне волн, районе проведения опытов, первоначально перенесённых на магнитные носители, была сформирована база данных для дальнейшей обработки пакетом программ SAS-82 [260]. С помощью корреляционного анализа были выявлены наиболее значимые метеопараметры (указанные выше), затем рассчитаны априорные среднемесячные величины $V_{\text{н}}$ и $M_{i\text{н}}$ (нормы), рассчитаны и сформированы наборы данных в отклонениях ΔV и ΔM_i для каждого измеренного среднечасового значения. Далее вычислялись коэффициенты уравнений (7.3), которые в дальнейшем использовались в модели прогноза множителя ослабления (7.4) для среднечасовых значений при различных вариантах метеообеспечения (таблица 7.2).

Учитывая, что при регрессионном анализе для получения статистически достоверных оценок предполагается, что используемые данные распределены по нормальному закону, проведена проверка на нормальность полученных массивов множителя ослабления и метеорологических параметров в отклонениях. Для этого использовался критерий согласия Колмогорова – Смирнова [261]. Расчётные статистики этого критерия получены в интервале значений от 0,60 до 0,74, а соответствующие им вероятности $P(\lambda)$ равны 0,86 – 0,68. Вероятность достаточно велика [168, 262], и нормальное распределение следует признать хорошей теоретической моделью для всех

опытных данных. Критическое табличное значение λ для сложной гипотезы на уровне значимости 0,05, как следует из [263], имеет величину 0,909. Так как для всех рассчитанных величин λ выполнено условие $\lambda_{\text{расч}} < \lambda_{0,05}$, правомерность использования наших данных для выполнения регрессионного анализа подтверждается.

Таблица 7.2 – Коэффициенты уравнений для прогноза среднечасовых значений уровня сигнала для различных вариантов метеообеспечения

Используемые РМП	Варианты радиометеорологического обеспечения		
	Простейшие судовые метеоданные	Данные синоптических карт	Данные аэрологического зондирования
N_S	0,18	0,14	0,12
U_0	–0,54	–0,56	–0,59
U_{850}		–0,11	–0,09
ΔN		–0,18	–0,08
δN			0,03
$H_{\delta N}$			0,60
δH			–12,80
δg			–0,01
$H_{\delta g}$			1,70
a	–0,90	–0,68	–0,18
$\sigma_{\Delta V_{\text{ош}}}$	7,80	6,90	5,40

Значимость полученных регрессионных уравнений проверена по критерию Фишера F. Рассчитанные фактические значения $F_{\text{расч}}$ при использовании уравнений с 2, 4 и 9 метеопараметрами равны соответственно 136, 124 и 127. Критические табличные значения $F_{\text{крит}}$ для уровня значимости 0,05 с тем же числом метеопараметров равны соответственно 3,01, 2,39 и 1,91. Так как всегда $F_{\text{расч}} \gg F_{\text{крит}}$, то для всех вариантов регрессионного уравнения следует, что все они являются значимыми. Проверка для уровня значимости 0,01 (99% надёжности) даёт аналогичный результат. Статистически достоверные результаты обеспечиваются размерами временных рядов, в которых объём использованных данных на порядок превосходит определённый в статистике [262] уровень «большого объёма выборки».

Оценка достоверности коэффициентов множественной корреляции R выполнена согласно рекомендациям [262], исходя из отношения R/σ_R, где σ_R – ошибка оценки величины множественного коэффициента корреляции. Если $R/\sigma_R > 3$ при числе наблюдений более 50 (численный критерий большого объёма выборки), то признаётся, что полученный коэффициент корреляции отражает действительно существующую связь. В наших опытах подтверждается наличие достоверной статистической зависимости множителя ослабления от регистрируемых метеопараметров, так как значение R/σ_R находится в интервале от 6,8 до 59 (при разных k), а число наблюдений (n=530) на порядок превышает требуемый минимальный уровень. Доверительный интервал коэффициента корреляции находится в пределах от $R = 0,58 \pm 0,056$ при k=2, до $R = 0,83 \pm 0,028$ при k=9 (отклонение от 9,6% относительно величины R для двух метеопараметров и до 3,4% для девяти параметров).

Кроме параметров a и k_i трёх регрессионных уравнений, полученных в результате статистической обработки экспериментальных данных по уровню сигнала десятисантиметрового диапазона радиоволн и данных метеоизмерений, в таблице 7.2 для каждого из вариантов метеорологического обеспечения также приведены величины среднеквадратических отклонений (другие термины: остаток, невязка) значений множителя ослабления $\sigma_{\Delta V_{\text{ош}}}$, определённых как разность рассчитанных (по найденным регрессионным уравнениям) и экспериментально измеренных значений этого радиопараметра.

Качество регрессионных прогностических уравнений, помимо показанной достоверности, следует характеризовать и их эффективностью Э. Эффективность позволяет выявить преимущества одного варианта прогноза перед другими. Используем этот критерий для сравнения результатов оценки среднечасовых величин множителя ослабления по разным наборам метеоданных.

Сравним СКО измеренных значений множителя относительно среднемесячных норм ($\sigma_{\Delta V_{\text{мм}}}$) с отклонениями, получаемыми при определении $V_{\text{оц}}$ по регрессионным уравнениям ($\sigma_{\Delta V_{\text{ош}}|M_i}$), следующим образом:

$$\text{Э} = \frac{\sigma_{\Delta V_{\text{мм}}} - \sigma_{\Delta V_{\text{ош}}|M_i}}{\sigma_{\Delta V_{\text{мм}}}} \cdot 100\ \%. \qquad (7.7)$$

СКО измеренных среднечасовых значений множителя относительно его среднемесячных норм в сантиметровом диапазоне составляет 9,6 дБ. Тогда согласно выражению (7.7) эффективность оценки $V_{\text{оц}}$ по регрессионным уравнениям для различных вариантов метеорологического обеспечения будет составлять:

1) при проведении простейших корабельных метеоизмерений – 19%;

2) при использовании данных, полученных из синоптических карт, – 28%;

3) при использовании данных аэрологического зондирования – 44%.

Результаты анализа [247] показали, что оценки среднечасового значения множителя ослабления по величинам отклонений радиометеорологических параметров от среднемесячных норм являются более эффективными, чем по величинам их абсолютных значений; эффективность оценки возрастает с увеличением числа учитываемых РМП.

Запишем модель для прогноза (7.4) в соответствии с результатами регрессионного анализа, представленными в таблице 7.2, в виде уравнений, которые следует использовать для оперативной оценки множителя ослабления и для оценки дальности действия пассивных радиотехнических систем.

Уравнение оценки множителя ослабления при проведении стандартных метеоизмерений на борту корабля (первый вариант метеообеспечения) имеет вид

$$V_{1\,\text{оц}} = V_{\text{н}} + 0{,}18(N_S - N_{S\text{н}}) - 0{,}54(U_0 - U_{0\text{н}}). \tag{7.8}$$

Уравнение оценки множителя ослабления при получении радиометеорологической информации из приземных и высотных синоптических карт (второй вариант метеообеспечения) следующее:

$$V_{2\,\text{оц}} = V_{\text{н}} + 0{,}14(N_S - N_{S\text{н}}) - 0{,}56(U_0 - U_{0\text{н}}) -$$
$$-0{,}11(U_{850} - U_{850\text{н}}) - 0{,}18(\Delta N_{0-1} - \Delta N_{0-1\text{н}}). \tag{7.9}$$

Уравнение оценки множителя ослабления при проведении стандартных метеоизмерений на борту корабля и при получении данных аэрологического зондирования (третий вариант метеообеспечения) имеет вид

$$V_{3\text{оц}} = V_{\text{н}} + 0{,}12(N_S - N_{S\text{н}}) - 0{,}59(U_0 - U_{0\text{н}}) - 0{,}09(U_{850} - U_{850\text{н}}) -$$
$$-0{,}08(\Delta N_{0-1} - \Delta N_{0-1\text{н}}) - 0{,}03(\delta N_I - \delta N_{I\text{н}}) + 0{,}6(H_{\delta N_I} - H_{\delta N_I\text{н}}) -$$
$$-12{,}6(\Delta H_I - \Delta H_{I\text{н}}) - 0{,}01(\delta g - \delta g_{\text{н}}) + 1{,}7(H_{\delta g} - H_{\delta g\text{н}}). \tag{7.10}$$

В формулах (7.8)–(7.10) в качестве норм всех величин, входящих в уравнения, обозначенных индексом «н», использованы их многолетние среднемесячные значения.

Достоверность полученных регрессионных уравнений проверена на независимом экспериментальном материале путём сопоставления фактических и прогнозируемых значений множителя ослабления на загоризонтных трассах протяжённостью 100–500 км. Сопоставление проведено по данным, полученным в 41-м и 42-м рейсах научно-исследовательского судна погоды «Ак. Ширшов». Экспериментальный материал, собранный в этих рейсах в различных климатических зонах (в Охотском, Южно-Китайском, Филиппинском морях и в экваториальной зоне Тихого океана), не был включён в массивы, которые использовались для расчёта параметров регрессионных уравнений. Регистрация уровней сигналов сопровождалась ежечасными судовыми метеорологическими измерениями и четырехразовым (в сутки) аэрологическим зондированием атмосферы в следующие сроки: 03.00; 09.00; 15.00; 21.00 (время судовое). Судовая аппаратура позволяла осуществлять приём приземных и высотных синоптических карт.

Одновременное измерение метеорологических параметров и уровней сигналов позволило осуществить сравнение величин множителя ослабления, рассчитанных с помощью регрессионных уравнений и измеренных экспериментально. При оценках множителя ослабления рассчитывались отклонения от нормы в соответствии с полученными регрессионными уравнениями для разных вариантов метеообеспечения, которые затем суммировалась с учётом знака с априорными величинами среднего для Тихого океана значения множителя ослабления и поправкой к стандартной функции для конкретного района и месяца.

На рисунках 7.1 и 7.2 приведены результаты измерений множителя ослабления (штрих-пунктирные линии) в Охотском море и двух зонах акватории Тихого океана на различном удалении от источника излучения в 10 см диапазоне. Экспериментальные данные сопоставляются с оперативными (рассчитанными с помощью регрессионных уравнений и обозначенными значками) и априорными (сплошные линии) оценками измеренных величин.

На всех рисунках сплошной толстой линией показана «стандартная» функция множителя ослабления $V_{\text{о}}(D)$ для Тихого океана, полученная по результатам

многолетних экспериментов. Тонкой линией обозначено среднемесячное значение множителя $V_{\text{ср.м.}}(D)$ для данного района и месяца проведения измерений. На рисунке 7.3 приведены результаты сравнения прогнозируемых величин множителя ослабления и фактически наблюдаемых в одном из рейсов, выполненных в Южно-Китайском море и экваториальной зоне Тихого океана. Подобное сопоставление проведено и по результатам измерений в других районах Тихого океана.

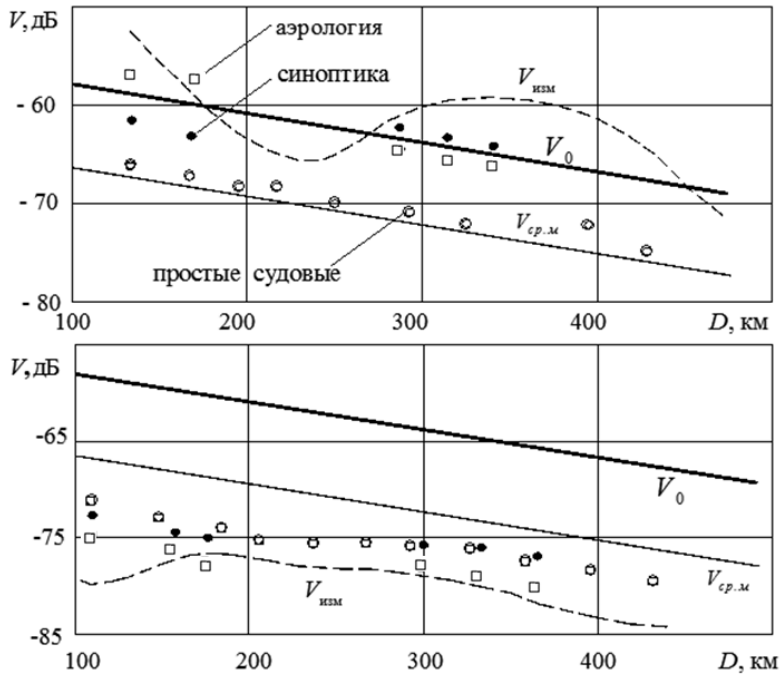
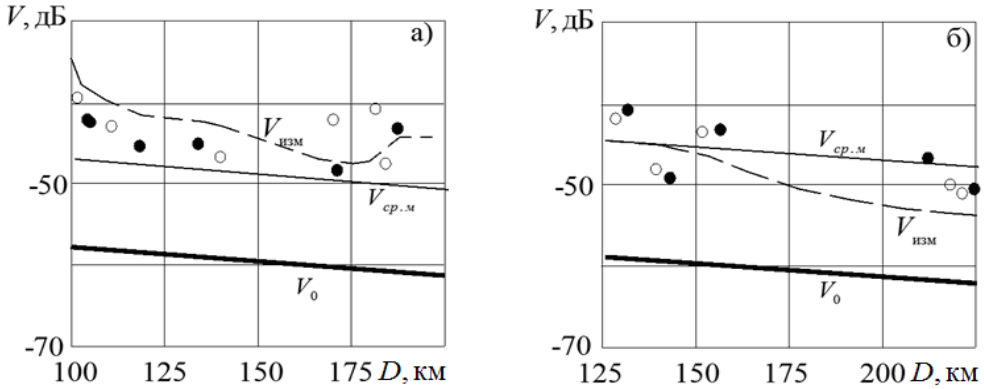


Рисунок 7.1 – Сопоставление измеренных и прогнозируемых значений множителя ослабления. Охотское море



●- приземные и высотные синоптические карты; ○- судовые измерения
а – Южно-Китайское море; б – экваториальная зона

Рисунок 7.2 – Сопоставление измеренных и прогнозируемых значений множителя ослабления в открытой акватории Тихого океана

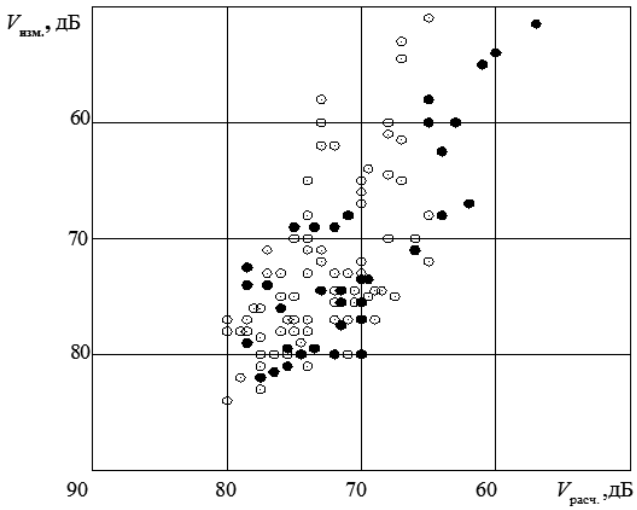
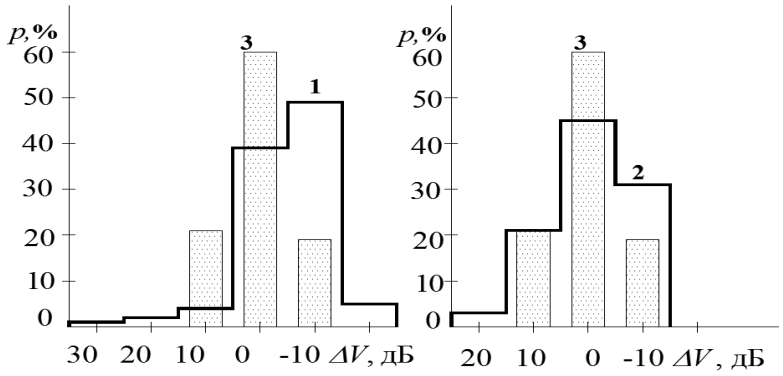


Рисунок 7.3 – Сравнение измеренных и рассчитанных значений множителя ослабления

На рисунке 7.4 представлены гистограммы распределения отклонений измеренных часовых медиан от априорных и оперативных (рассчитанных с учётом четырёх метеопараметров) оценок величины множителя ослабления.



1 – стандартные медианы, 2 – месячные медианы, 3 – оперативные оценки

Рисунок 7.4 – Гистограммы отклонений измеренных значений множителя ослабления для трёх видов оценок

Для полученных массивов экспериментальных данных рассчитаны также оценки СКО измеренного множителя ослабления от прогнозируемых величин. Значения этих оценок приведены в таблице 7.3 для 3 районов проведения экспериментальных измерений (λ=10 см, D=100–500 км).

Выборка в каждом районе составляла 50–100 среднечасовых значений множителя ослабления. Значения множителя ослабления $V_{оц}$ взяты для 4 вариантов прогноза:

1) по среднемесячным значениям множителя ослабления для данного района, взятым из Радиоклиматического тропосферного атласа Тихого океана;

2) с использованием атласа и простейших судовых метеоизмерений температуры, давления, влажности, скорости ветра;

3) с использованием атласа, судовых измерений и синоптических карт;

4) с использованием атласа, судовых измерений и данных аэрологического зондирования.

Таблица 7.3 – СКО измеренного множителя ослабления относительно прогнозируемых величин

Варианты метеообеспечения	Район		
	Охотское море	Южно-Китайское море	Экваториальная зона
Без прогноза (отклонение от стандартной функции ослабления)	12,6	14,6	12,1
Прогноз по среднемесячным значениям Атласа Тихого океана	7, 8	11,4	7
Прогноз с использованием судовых измерений	6,4	7,7	5,6
Прогноз с использованием синоптических карт	5,8	6,4	4,5
Прогноз по данным аэрологического зондирования	4,6	5,2	3,8

В верхней строке таблицы приведены значения СКО множителя ослабления от стандартной функции ослабления (априорное отклонение без учёта района и сезона – т. е. ошибка самой грубой оценки).

Результаты сравнения всех данных представлены на рисунке 7.5, где показана зависимость уменьшения разброса наблюдаемых значений множителя ослабления относительно прогнозируемых от количества учитываемых в регрессионных уравнениях метеопараметров, число которых откладывается по горизонтальной оси (0, 2, 4 и 9 параметров).

Результаты проверки эффективности оценки множителя ослабления по регрессионным уравнениям свидетельствуют, что использование данных оперативных измерений РМП позволяет сократить ошибки определения множителя ослабления на загоризонтных трассах в 2,5–3 раза по сравнению с оценкой без прогноза (по средней функции ослабления) и в 1,5–2 раза по сравнению с априорной оценкой по данным Радиоклиматического тропосферного атласа Тихого океана, а полученные регрессионные уравнения достоверны в различных районах этого океана.

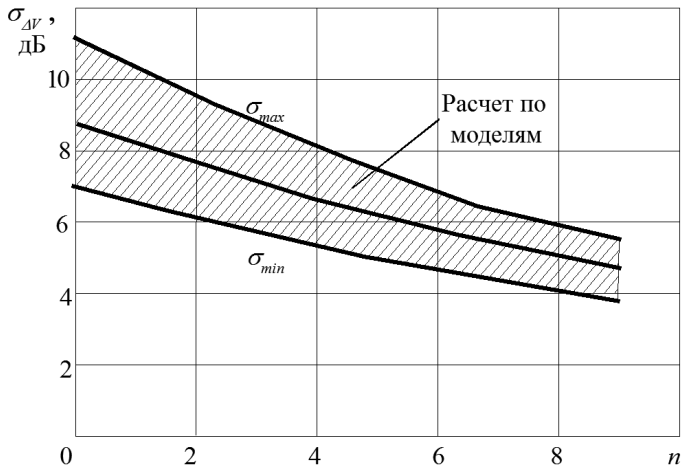
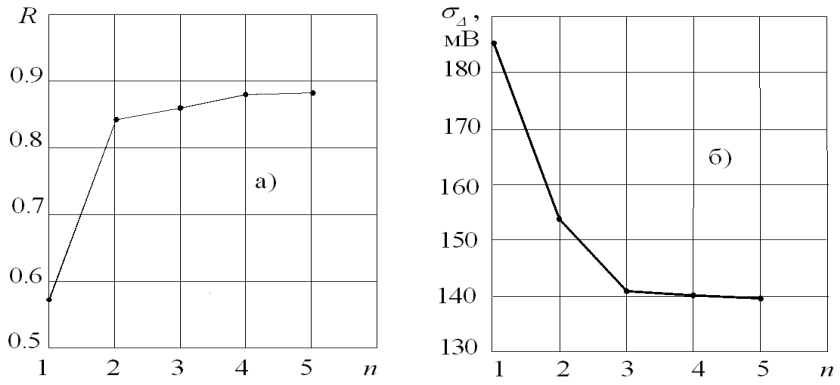


Рисунок 7.5 – СКО разностей измеренных на морских трассах и рассчитанных по метеоданным величин множителя ослабления в зависимости от числа параметров

При проведении испытаний в центральной зоне Тихого океана обнаружено систематическое смещение прогнозируемых оценок множителя ослабления относительно измеренных величин. Причину такой погрешности следует искать в ошибках определения норм метеовеличин. Действительно, в открытом океане отсутствует сеть метеостанций и нормы для районов проведения экспериментов пришлось определять экстраполяцией значений из районов, обеспеченных достаточной статистикой.

Дальнейшее развитие идеи радиометеорологического прогноза в отклонениях от норм, представленное в работах [265, 266], показывает, что существуют пути улучшения уже полученных результатов диагностики множителя ослабления на морских трассах. Для этого рекомендовано вместо дискретного, постоянного для каждого месяца значения использовать гладкую функциональную зависимость годового хода норм, что увеличит точность прогноза. Этот же автор и его коллеги показали, что хорошие результаты использования такого подхода получаются и при исследованиях зависимости уровня сигнала УКВ от метеоусловий на сухопутных трассах в зоне дифракции [267]. В работе приведены результаты (рисунок 7.6) регрессионного анализа для среднесуточных значений уровня сигнала и метеопараметров, отобранных по величине коэффициента взаимной корреляции отклонений уровня и метеопараметров от их норм.



а – коэффициент множественной корреляции;
б – разность рассчитанных и измеренных уровней сигнала

Рисунок 7.6 – Зависимость коэффициента множественной корреляции R и СКО отклонений σ_Δ от числа учитываемых метеопараметров n на сухопутных трассах дифракционного распространения

Зависимость коэффициента множественной корреляции от числа метеопараметров иллюстрирует рисунок 7.6,а). Улучшение точности оценки уровня сигнала по данным метеоизмерений демонстрируется на рисунке 7.6,б), где приведена зависимость СКО разностей между рассчитанными по уравнениям регрессии и экспериментально измеренными величинами уровней сигнала от числа учитываемых метеопараметров n. Авторы утверждают, что при приёме прямого сигнала дифракционного распространения использование прогностической оценки уровня на основе уравнений множественной регрессии для отклонений от норм уменьшает неконтролируемые изменения сигнала (остаточное СКО) более чем в два раза.

Установленная статистически надёжная зависимость уровня сигнала от нескольких достаточно просто измеряемых радиометеорологических параметров позволяет говорить о возможности создания методики оперативного прогноза характеристик сигналов УКВ на морских загоризонтных трассах [268]. Как показано ранее, специфика дальнего тропосферного распространения радиоволн не позволяет получить оценку мгновенного значения уровня принимаемого сигнала (на момент его приёма). Это может быть только среднее значение за какой-то интервал времени. Согласно нашей оценке, минимальное значение этого интервала для средней по протяжённости трассы ДТР составляет около одного часа. Исходя из этого критерия рассматривается возможность прогнозирования среднечасового значения множителя ослабления на морских загоризонтных трассах с использованием метеорологических параметров [269].

Непременным условием реализации такого прогноза является наличие архива (базы) радиометеорологических среднемесячных значений (норм) множителя ослабления и радиометеорологических параметров [270]. Такие архивы для Тихого океана в настоящее время созданы в виде карт, объединённых в радиоклиматический тропосферный атлас [173]. Этот атлас, представленный в цифровом формате, является частью программного пакета информационного обеспечения системы диагностики уровня электромагнитного поля над океаном [271].

Выводы

1. Обоснована необходимость исключения циклических составляющих изменений уровня сигнала и метеопараметров при выполнении регрессионного анализа результатов радиометеорологических измерений на трассах распространения радиоволн, наличие которых может дать завышение оценки корреляции в три и более раза.

2. Определён набор радиометеорологических параметров, обеспечивающий реализацию процедуры оценки множителя ослабления в зоне ДТР с учётом возможностей их измерения с помощью существующих метеорологических и аэрологических измерительных средств.

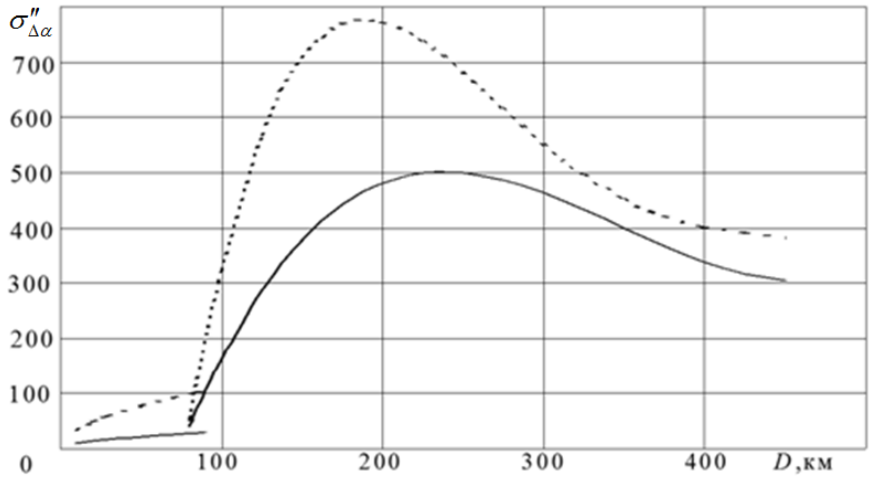
3. Доказано, что процедура оценки уровня сигнала на трассах ДТР при использовании уравнений множественной регрессии для отклонений радио- и метеовеличин относительно их месячных норм обеспечивает возможность расчёта среднечасовых значений уровня сигнала.

4. Проверка достоверности оценки среднечасовых величин множителя ослабления по регрессионным уравнениям в отклонениях от среднемесячных норм показала, что использование предложенной методики диагноза позволяет получить СКО ошибки расчёта в интервале 3,8–5,2 дБ для разных районов Тихого океана, сокращая их величину на загоризонтных трассах в 2,5–3 раза по сравнению с оценкой без прогноза (по средней функции ослабления) и в 1,5–2 раза по сравнению с априорной оценкой по данным Радиоклиматического тропосферного атласа Тихого океана. На сухопутных трассах в зоне дифракции для среднесуточных значений уровня сигнала использование прогностической оценки уровня на основе уравнений множественной регрессии для отклонений от норм уменьшает неконтролируемые изменения сигнала (остаточное СКО) более чем в два раза.

8 ТОЧНОСТЬ И ДАЛЬНОСТЬ ДЕЙСТВИЯ РАДИОТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ МЕСТООПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИ НАЛИЧИИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ТРОПОСФЕРЫ

8.1 Ошибки угломерных систем местоопределения

Выполненные экспериментальные и теоретические исследования позволили получить обобщённые дистанционные зависимости среднеквадратических величин медленных изменений азимутальных углов прихода $\sigma_{\Delta\alpha}$ при приёме сигналов от зоны прямой видимости до дальностей порядка 500 км. На рисунке 8.1 представлены кривые как для средних условий распространения радиоволн, так и для условий, определяющих максимальные флуктуации углов прихода.



Сплошная кривая – средние значения; пунктир – максимальные значения

Рисунок 8.1 – Зависимость величины СКО медленных флуктуаций углов прихода от длины трассы

Конкретные значения $\sigma_{\Delta\alpha}$ для участка трасс протяжённостью до 100 км можно получить по приведённым ранее формулам. Так, для средних значений имеем

$$\sigma_{\Delta\alpha} = 3{,}16\sqrt{D[\text{км}]}, \quad \text{угл. с}, \tag{8.1}$$

для максимальных –

$$\sigma_{\Delta\alpha\ \text{макс}} = 11\sqrt{D[\text{км}]}, \quad \text{угл. с}. \tag{8.2}$$

Для тропосферного участка распространения радиоволн зависимости от дальности приведены в виде таблицы 8.1, которая использовалась в дальнейших расчётах.

Таблица 8.1 – Среднеквадратические значения медленных флуктуаций углов прихода в зоне тропосферного распространения

D, км	90	100	150	200	250	300	350	400	450
$\sigma_{\Delta\alpha}$, угл. с	105	164	378	481	500	463	400	338	305
$\sigma_{\Delta\alpha\ макс}$, угл. с	191	324	708	772	681	551	451	403	381

Имея данные об ошибках измерения углов, оценим ошибки местоопределения для однобазовых угломерных (триангуляционных) радиосистем (рисунок 8.2), измеряющих в качестве первичных параметров угловые направления на источник излучения (ИИ).

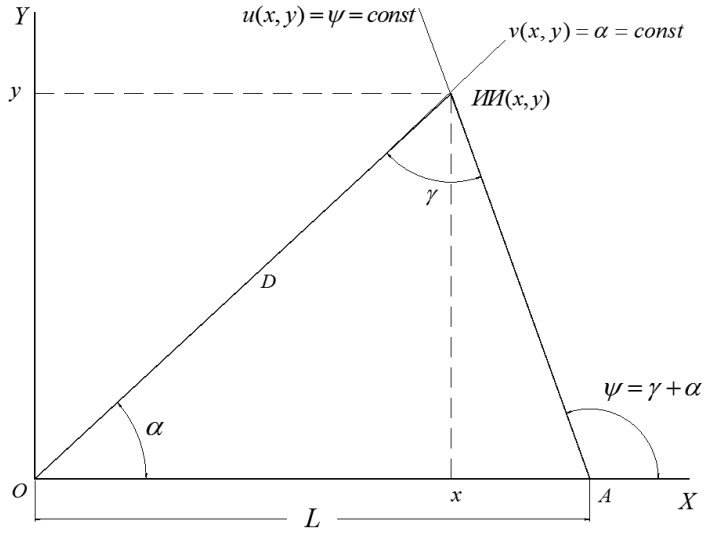


Рисунок 8.2 – Геометрия однобазовой угломерной системы местоопределения

Для расчёта величины ошибок воспользуемся известными результатами разработанной теории ошибок измерения местоположения объектов на плоскости [272], в соответствии с которой среднеквадратическая ошибка местоположения объекта определяется соотношением

$$\sigma_D = \operatorname{cosec}\gamma\sqrt{\left(K_u\sigma_u\right)^2 + \left(K_v\sigma_v\right)^2 + 2\rho K_u K_v \sigma_u \sigma_v \cos\gamma}\,, \qquad (8.3)$$

где K_u и K_v – коэффициенты, зависящие от выбора вида линий положения u и v соответственно;

σ_u и σ_v – среднеквадратические ошибки первичных измерений линий положения;

ρ – коэффициент корреляции ошибок измерений линий положения.

Все прочие обозначения в формулах указаны на рисунке.

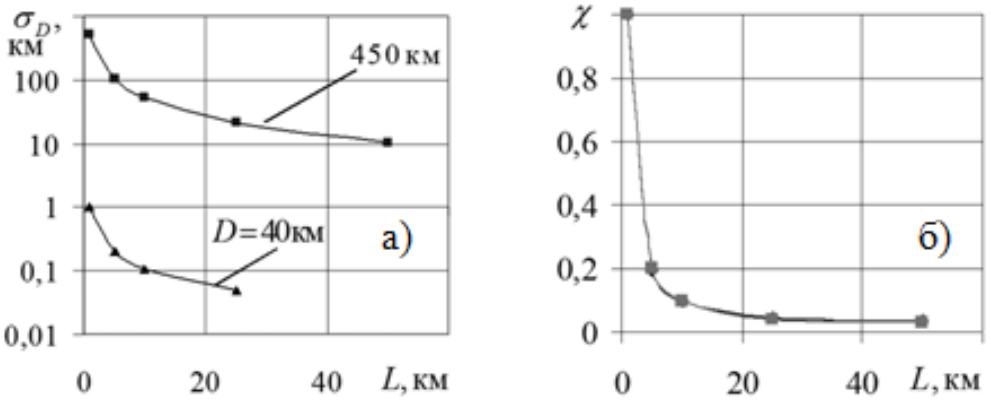
Для однобазовых угломерных радиосистем имеем:

$$\operatorname{cosec}\gamma = \left(\frac{L}{D}\sin\alpha\right)^{-1}\left[1-2\frac{L}{D}\cos\alpha+\left(\frac{L}{D}\right)^2\right]^{1/2};$$
$$K_u = D\sqrt{1-2\frac{L}{D}\cos\alpha+\left(\frac{L}{D}\right)^2};\quad K_\nu = D. \tag{8.4}$$

Обычно ошибки местоположения определяются при условии использования однотипных угломеров, когда предполагается, что $\sigma_u = \sigma_v = \sigma_{\Delta\alpha}$, а сами ошибки считаются полностью раскоррелированными и можно положить $\rho = 0$.

Но в нашем случае (учёт влияния медленных флуктуаций параметров сигналов) можно использовать только первое условие – равенство ошибок угломеров. Величина коэффициента корреляции не равна нулю: выше установлено, что для трасс дифракционной зоны следует принимать $\rho = 0,7$; для зоны тропосферного распространения, как указано в [111, 196], среднее значение коэффициента корреляции равно 0,5.

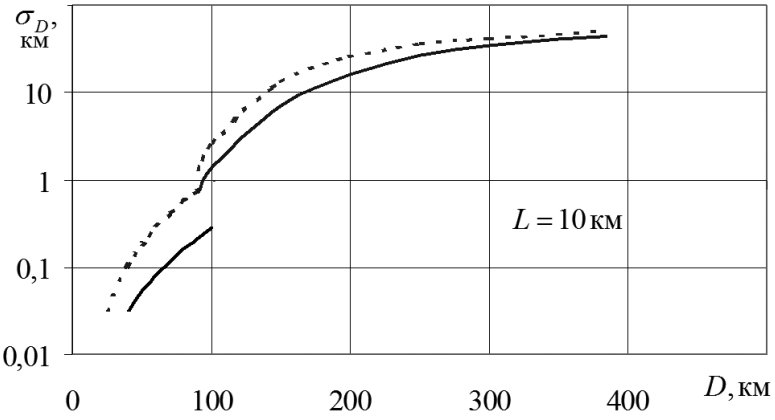
Из формул (8.3) и (8.4) следует, что при известной и постоянной погрешности измерения углового направления на цель $\sigma_{\Delta\alpha}$ величина ошибки местоопределения зависит от геометрических параметров – базы системы L, расстояния до источника излучения D, направления на источник излучения α. База системы – параметр, который можно выбирать или изменять при измерении координат. С увеличением базы ошибка местоопределения уменьшается; эта зависимость представлена на рисунке 8.3. Слева приведена оценка абсолютных значений ошибок местоопределения для двух предельных значений дальностей.



а) – абсолютная величина; б) – относительная величина ошибки; зависимость, общая для трасс протяжённостью от 40 до 450 км

Рисунок 8.3 – Ошибка местоопределения в зависимости от размера базы

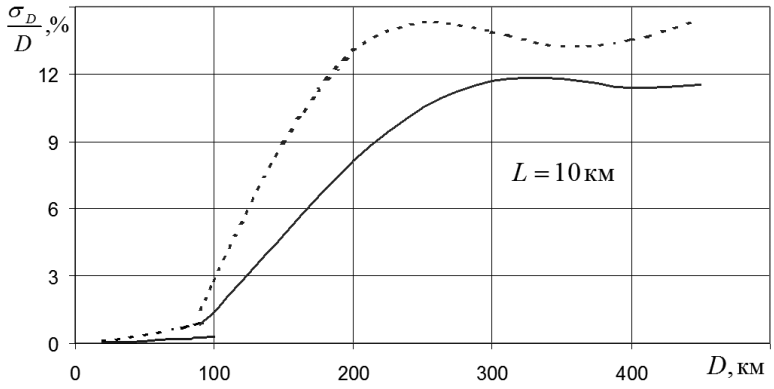
На правом рисунке по оси ординат отложена зависимость относительной ошибки местоопределения $\chi = \sigma_D / \sigma_D^{\text{макс}}$ от размера базы радиосистемы (максимальное значение ошибки оценивалось при L=1 км), идентичная для всех трасс протяжённостью от 40 до 450 км. Хотя в исследуемом диапазоне дальностей абсолютные ошибки изменяются на три порядка, закономерности их относительного изменения в зависимости от размера базы совпадают для всех D. Выявляются два характерных значения параметра L: при базе меньше 5 км ошибки резко возрастают, а при базе больше 25 км уменьшаются уже незначительно. С учетом этого обстоятельства зависимость ошибок определения местоположения ИИ от расстояния представлена на рисунке 8.4 для среднего размера базы, равного 10 км. Смена механизма распространения от дифракционной зоны к тропосферной, соответствующей зоне ДТР, происходит в интервале дальностей от 80 до 100 км в зависимости от профиля трассы и метеорологических условий. В этом интервале дальностей и происходит скачок ошибок местоопределения, обусловленный резким увеличением угловых ошибок (см. рисунок 8.1).



Сплошная линия – средние условия; пунктир – максимум отклонений

Рисунок 8.4 – Зависимость от дальности среднеквадратических ошибок местоопределения, вызванных медленными флуктуациями угла прихода

В пределах дифракционной зоны относительные ошибки местоопределения (рисунок 8.5), вызванные медленными флуктуациями угла прихода, не превышают 0,3% для средних условий и доходят до 1% при условиях формирования интенсивных мезомасштабных возмущений. Смена механизма распространения вызывает скачок ошибок на порядок. На больших дальностях (250–450 км) ошибка может доходить до 14 % при наличии соответствующих метеорологических условий.



Сплошная линия – средние условия; пунктир – максимум отклонений

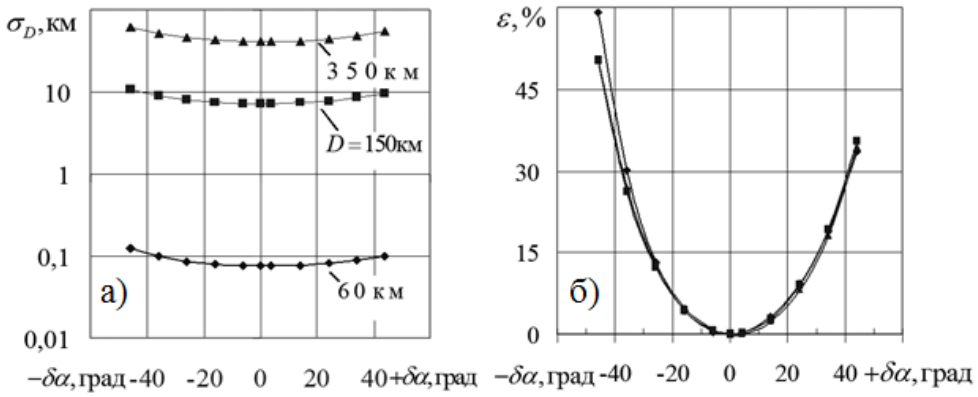
Рисунок 8.5 – Зависимость от дальности относительных ошибок местоопределения, вызванных медленными флуктуациями угла прихода

В таблице 8.2 представлены данные об ошибках для разных дальностей и баз, которые могут быть использованы как оценки ошибок определения дальности при различных условиях работы измерительной системы. Приведённые данные – это значения, соответствующие расположению ИИ для угла α с минимумом ошибок дальности.

Таблица 8.2 – Ошибки определения дальности угломерными радиосистемами УКВ-диапазона, обусловленные медленными флуктуациями угла прихода

Средние ошибки, км						Максимальные ошибки, км					
D, км	Размер базы L, км					D, км	Размер базы L, км				
	1	5	10	25	50		1	5	10	25	50
20	0,05	0,011	0,01	–	–	20	0,14	0,03	0,02	0,01	–
40	0,29	0,058	0,03	0,01	–	40	0,70	0,14	0,07	0,04	–
60	0,79	0,158	0,08	0,04	–	60	1,75	0,35	0,18	0,08	–
80	1,62	0,324	0,16	0,07	–	80	3,35	0,67	0,34	0,14	–
100	13,8	2,8	1,4	0,57	0,32	100	27,2	5,45	2,74	1,13	0,6
150	71,4	14,3	7,2	2,90	1,53	150	133	26,8	13,4	5,45	2,9
200	161	32,3	16,2	6,53	3,36	200	–	51,9	26,0	10,5	5,4
250	–	52,5	26,3	10,6	5,39	250	–	71,5	35,8	14,4	7,3
300	–	70,0	35,0	14,1	7,13	300	–	83,1	41,6	16,7	8,5
350	–	82,3	41,2	16,5	8,34	350	–	92,6	46,3	18,6	9,4
400	–	90,8	45,4	18,2	9,18	400	–	108	54,2	21,7	10,9
450	–	103	51,9	20,8	10,5	450	–	129	64,8	26,0	13,1

При отклонении ИИ от такого направления ошибка изменяется; мера этого изменения иллюстрируется на рисунке 8.6, который позволяет, исходя из требований к точности радиосистемы, определить допустимый сектор ее работы.



а) – абсолютная ошибка; б) – относительная ошибка

Рисунок 8.6 – Изменение ошибки местоопределения при смещении объекта по углу в пределах сектора наблюдения (L=10 км)

Мера изменения ошибки ε в зависимости от изменения угла α определяется в процентах соотношением $\varepsilon = (\sigma_D - \sigma_D^{\text{мин}})/\sigma_D^{\text{мин}}$.

Оценим вклад крупномасштабных вариаций фазового фронта в общую ошибку определения местоположения источников излучения радиотехническими системами УКВ-диапазона. Эта ошибка формируется всей совокупностью искажений при распространении радиоволн в реальной атмосфере вдоль реальной земной поверхности, но её удается исследовать [31, 82, 84], только разделяя на несколько составляющих, а затем суммируя в предположении их независимости. Проведём анализ этих угловых ошибок для заданных значений D и L.

Для систем, работающих в зоне земной волны на сухопутных трассах пересечённой местности, помимо медленного компонента ошибки $\sigma_{\Delta\alpha}$, выделяют ещё две составляющие. Во-первых, это ошибки, определяемые стабильными во времени искажениями фазового фронта ($\sigma_{\Delta\alpha}^{\text{ст}}$), вызываемые интерференцией основного сигнала с одним или множеством сигналов, переизлученных земной поверхностью и местными предметами, т.е. дифракцией волны на препятствиях со случайными неровностями. Во-вторых, это ошибки за счёт быстрых флуктуаций фазового фронта $\sigma_{\Delta\alpha}^{\text{б}}$. Быстрые флуктуации порождаются как перемещением мелкомасштабных атмосферных неоднородностей (обычно трактуемых как турбулентные), так и колебаниями местных предметов или их фрагментов (дерево, ветки, трава). Такие факторы совместно с медленными и крупномасштабными вариациями фазового фронта определяют величину суммарной ошибки $\sigma_{\Delta\alpha}^{\Sigma}$:

$$(\sigma_{\Delta\alpha}^{\Sigma})^2 = (\sigma_{\Delta\alpha})^2 + (\sigma_{\Delta\alpha}^{\text{ст}})^2 + (\sigma_{\Delta\alpha}^{\text{б}})^2 . \quad (8.5)$$

В зависимости от ситуаций, при которых работают радиосистемы, величина той или иной составляющей $\sigma_{\Delta\alpha}^{\Sigma}$ может быть определяющей. Нас интересуют условия, при которых в качестве таковой выступает крупномасштабная составляющая. Для оценки её вклада в общую ошибку и выявления условий, при которых эта составляющая определяет точность измерения местоположения цели, проведём анализ соотношений между величинами, входящими в формулу (8.5), для разных параметров аппаратуры (размеров антенных систем) и в зависимости от длины трассы.

Медленная составляющая становится определяющей, если соблюдается условие $(\sigma_{\Delta\alpha})^2 > (\sigma_{\Delta\alpha}^{\text{ст}})^2 + (\sigma_{\Delta\alpha}^{\text{б}})^2$, которое позволяет определить критерий для сравнения вклада разных составляющих в общую ошибку

$$\nu_{\Delta\alpha} = \frac{\sigma_{\Delta\alpha}^2}{(\sigma_{\Delta\alpha}^{\text{б}})^2 + (\sigma_{\Delta\alpha}^{\text{ст}})^2} > 1 . \quad (8.6)$$

Сравнение проведём, сопоставляя данные о медленном компоненте ($\sigma_{\Delta\alpha}$), приведённые выше, и данные о стабильных и быстрых искажениях фазового фронта, полученные по результатам экспериментальных исследований при выполнении ряда НИР [82, 84, 204, 273] и опубликованные в работах [98, 188, 274].

Экспериментальные данные о характеристиках стабильных и быстрых флуктуаций на сухопутных трассах представлены в таблице 8.3. Для расчёта среднеквадратической величины разности фаз стабильных искажений фазового фронта $\sigma_{\Delta\varphi}^{\text{ст}}$ использованы зависимости дисперсии разности фаз от размера базы интерферометра

$$(\sigma_{\Delta\varphi}^{\text{ст}})^2 = 2\sigma_{\varphi}^2 \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{d^2}{d_0^2} \right) \right\}, \quad (8.7)$$

где σ_{φ}^2 – пространственная дисперсия фазы; d_0 – пространственный интервал корреляции фазы на уровне $1/e$.

Из-за отсутствия сведений о параметрах фазового фронта для некоторых интервалов дальностей использовалась процедура аппроксимации табличных данных степенной и линейной функциями соответственно для пространственной дисперсии фазы и пространственного интервала корреляции фазы [98, 188].

Таблица 8.3 – Характеристики стабильных и быстрых искажений фазового фронта на волне 10 см для сухопутных трасс в зоне поверхностной волны

D, км	σ_φ, град.	d_0/λ	$\sigma^{б}_{\Delta\varphi}$, град.
29	21	200	6
71	20	180	–
72	20	170	14
73	31	160	–
86	35	120	50
103	32	140	25
130	–	–	37
182	–	–	45
214	40	45	–

Быстрые флуктуации достаточно характеризовать лишь одним параметром – среднеквадратической величиной разности фаз $\sigma^{б}_{\Delta\varphi}$ в области насыщения структурной функции, так как их пространственный радиус корреляции меньше минимального размера антенной системы, с которого начнём анализ; их зависимость от дальности аппроксимируется степенной функцией.

Расчёт параметра $\nu_{\Delta\alpha}$ выполнен для сухопутных трасс исходя из зависимостей (8.1), (8.2), (8.7) и данных таблицы 8.1.

Для морских трасс аналогичный расчёт упрощается, потому что в этом случае исчезает стабильная составляющая фазовых искажений и выражение (8.6) приобретает вид

$$\nu_{\Delta\alpha} = \frac{\sigma^2_{\Delta\alpha}}{(\sigma^{б}_{\Delta\alpha})^2} > 1. \qquad (8.8)$$

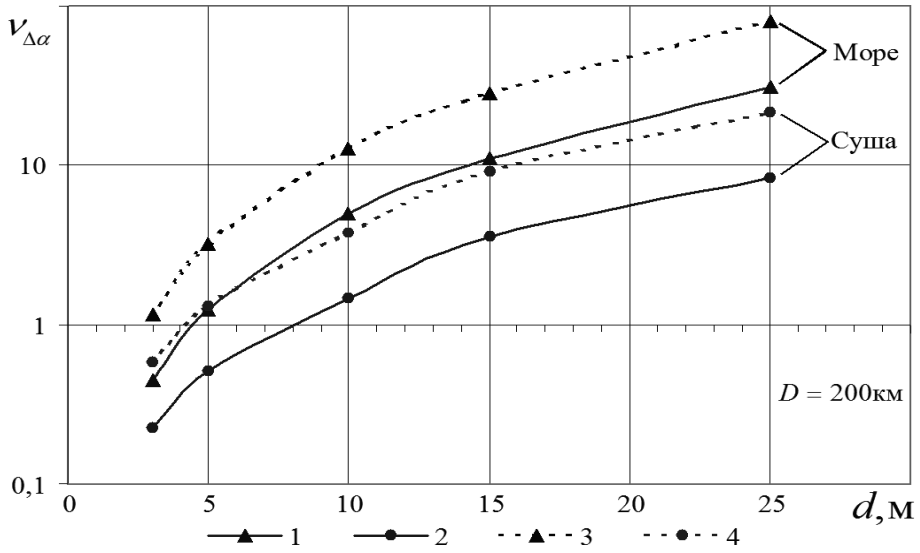
Расчёт параметра $\nu_{\Delta\alpha}$ выполнен для морских трасс по данным, приведённым в таблицах 8.1 и 8.4.

Таблица 8.4 – СКО быстрых флуктуаций на морских загоризонтных трассах

$D_{экв}$, км	100	150	200	250	300	350	400	450
$\sigma_{\Delta\varphi}$, град.	26,5	32,6	37,8	42,3	46,4	50,2	53,8	57,1

Зависимости $\nu_{\Delta\alpha} = f(d)$ представлены на рисунке 8.7 для сухопутных и морских трасс фиксированной протяжённости, равной 200 км. Приводятся результаты расчёта

для двух вариантов условий распространения радиоволн: сплошные линии – средние по всем опытам характеристики флуктуаций; ситуации с максимальными флуктуациями определены пунктирными линиями. Точки пересечения зависимостей $\nu_{\Delta\alpha}(d)$ с линией $\nu_{\Delta\alpha}=1$ показывают (для каждой трассы) то предельное значение размера антенной системы, при превышении которого основной вклад в ошибку измерения азимутальных углов вносят медленные флуктуации, формируемые крупномасштабными неоднородностями тропосферы.



1 и 2 – средние величины ошибок; 3 и 4 – максимальные величины ошибок

Рисунок 8.7 – Отношение вклада крупномасштабного компонента ошибки к вкладу ошибок обусловленных быстрыми и стабильными флуктуациями

Обозначим этот размер как $d_{\text{пр}}$. Увеличение размеров антенн выше значения $d_{\text{пр}}$ не приводит к заметному уменьшению азимутальной ошибки, так как теперь она определяется величиной $\sigma_{\Delta\alpha}$, меньше зависящей от размера базы, хотя, как это принято считать, ошибка должна уменьшаться в соответствии с законом $1/d$. И в этом смысле точность измерения азимута антенной с размером, равным $d_{\text{пр}}$, можно считать близкой к предельной. Систематизация данных о величине флуктуационной ошибки измерения углов для разных типов трасс и разных баз угломеров представлена на рисунках 8.8 и 8.9, где даются оценки вклада медленной составляющей ошибки измерения азимутальных углов в процентах относительно суммарной ошибки с учётом вклада всех известных её составляющих ($\gamma_{\Delta\alpha}=\sigma_{\Delta\alpha}/\sigma^{\Sigma}_{\Delta\alpha}$).

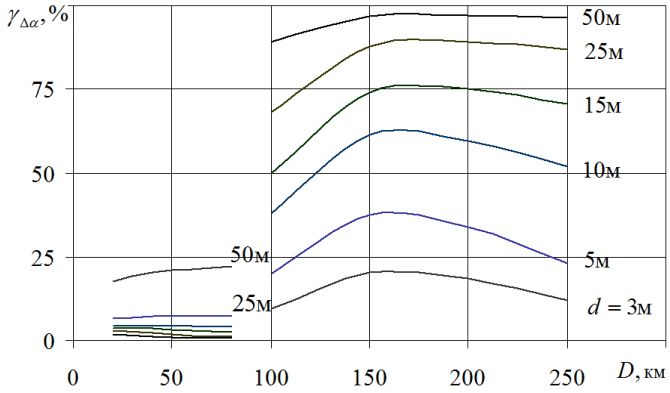


Рисунок 8.8 – Вклад крупномасштабной составляющей ошибки по отношению к общей флуктуационной ошибке измерения углов для сухопутных трасс

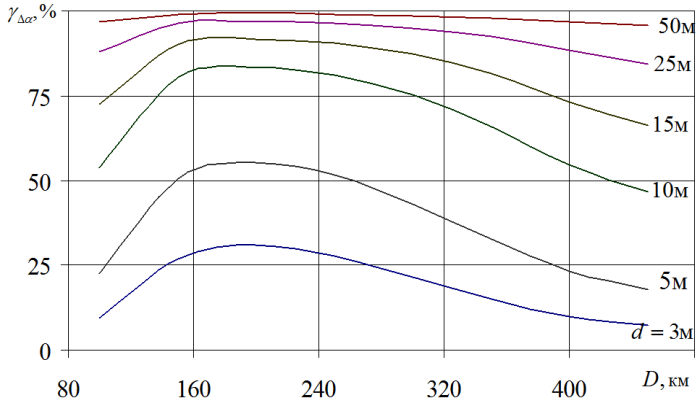


Рисунок 8.9 – Вклад крупномасштабной составляющей ошибки по отношению к общей флуктуационной ошибке измерения углов для морских трасс

При условии $\gamma_{\Delta\alpha} > 50\%$ (что соответствует условию $\nu_{\Delta\alpha} > 1$) большая часть ошибки обусловлена крупномасштабными искажениями фазового фронта. Как можно видеть на представленных графиках, на сухопутных трассах в зоне поверхностной волны медленные флуктуации фазового фронта для исследованных размеров антенной системы угломера всегда меньше суммарной ошибки за счёт быстрых и стабильных флуктуаций; для тропосферных трасс медленный компонент флуктуаций становится преобладающим на дальностях порядка 130 км при d =10 м. Для морских тропосферных трасс при том же размере базы медленная составляющая флуктуаций становится преобладающей уже на дальностях порядка 100 км.

Следует отметить, что мезомасштабные тропосферные возмущения вносят вклад в ошибки местоопределения не только на трассах с наземным расположением источников радиоизлучений и приёмников, как рассмотрено выше. Существенно их влияние при мониторинге земной поверхности самолётными РЛС и на трассах

космических и спутниковых систем [275 – 277]. Этот вопрос требует более подробного рассмотрения, выходящего за пределы того круга задач, который рассматривается в данной работе.

8.2 Использование топографических карт для расчёта ошибок пеленгования, возникающих за счёт горизонтальной рефракции

Анализ механизмов возникновения рефракционных азимутальных ошибок показывает, что имеются способы оценки их величины на основе использования метеорологических данных и топографических карт. Механизм возникновения ошибок за счёт мезонеоднородностей таков, что не всегда есть возможность указать знак ошибки пеленга, но можно оценить величину его среднеквадратического отклонения. Есть различные варианты таких оценок. Простейший подход сводится к использованию соотношения для средней величины СКО угла прихода, полученной в ходе проведения эксперимента [201, 274] над среднепересечённой местностью; эти результаты обобщены формулой (8.1), которая, пересчитанная в угловые минуты, имеет вид

$$\sigma_{\Delta\alpha} = 0,053 D^{1/2},$$

где D измеряется в километрах.

Эта величина флуктуаций угла прихода типична для средних условий (средний ветер, средняя облачность и т. д.); при безветренной солнечной погоде значение ошибки следует увеличить в три раза, а при ветреной пасмурной – в два раза уменьшить.

Если удаётся провести измерения $\sigma_{\Delta N}$ для существенно различающихся подстилающих поверхностей, то следует воспользоваться соотношением

$$\sigma_{\Delta\alpha} = A\sigma_{\Delta N} D^{1/2},$$

в котором величина A должна быть оценена для заданных климатических условий. Для юга Западной Сибири согласно данным проведённых экспериментов A=0,015.

И наконец, третий вариант предполагает конкретный учёт заданных или зарегистрированных метеорологических условий, профиля трассы, характера подстилающей поверхности. Выше показано, что на сухопутных трассах дисперсия флуктуаций углов прихода за счёт мезонеоднородностей определяется формулой (3.4)

$$\sigma^2_{\Delta\alpha} = 4,8 \cdot 10^{-3} \left[\frac{\gamma}{\eta}(z) \right]^2 (\sigma^2_{\Delta R} + 0,83\sigma^2_{\Delta LE}) \frac{D}{a}. \qquad (8.9)$$

Методика расчёта величины $\sigma_{\Delta\alpha}$ описана в разделе 3. Её можно свести к использованию номограмм и карт-схем, построенных на основе топографических карт. Одна такая карта-схема представлена на рисунке 8.10.

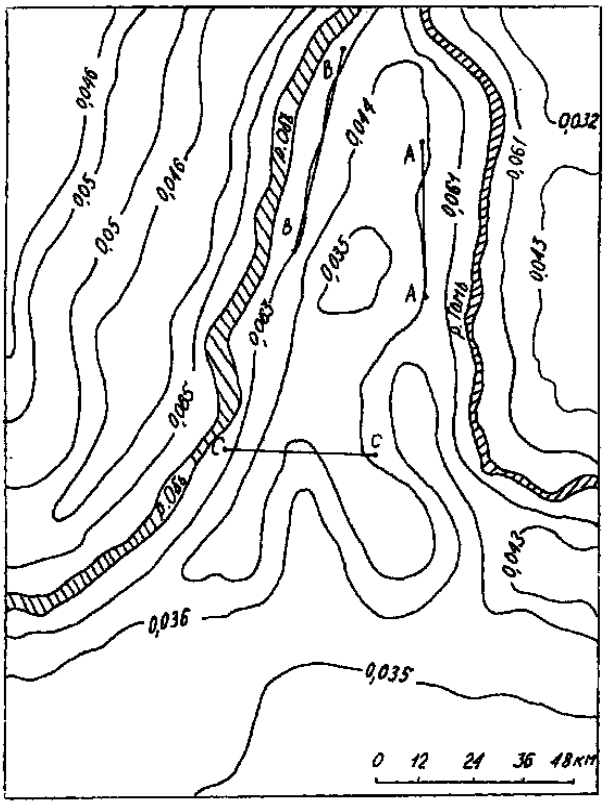


Рисунок 8.10 – Карта изолиний коэффициента V для оценки величины азимутальных угловых ошибок

Здесь нанесены изолинии коэффициента V из соотношения $\sigma_{\Delta\alpha} = V \cdot D^{1/2}$,

где $V = \sqrt{4{,}8 \cdot 10^{-3} \left[\frac{\gamma}{\eta}(z)\right]^2 \left(\sigma^2_{\Delta R} + 0{,}83\sigma^2_{\Delta LE}\right)\frac{1}{a}}$.

Для построения изолиний по топографической карте последовательно по квадратам рассчитываются значения коэффициента V и равные их величины соединяются линиями со сглаживанием. Карта на рисунке 8.10 рассчитана для z=50 м и средних метеорологических условий, характерных для изученной местности. Для линий трёх трасс, нанесённых на карту, получено:

$$\sigma^{AA}_{\Delta\alpha} = 0{,}044D^{1/2};\ \ \sigma^{BB}_{\Delta\alpha} = 0{,}065D^{1/2};\ \ \sigma^{CC}_{\Delta\alpha} = 0{,}048D^{1/2}.$$

Карта составлена для того же района, где проведены эксперименты. Тот факт, что прогноз ошибок не противоречит данным, полученным в опытах на исследованных

трассах (для рассчитанных и измеренных СКО углов прихода коэффициент корреляции равен 0,77), можно считать подтверждением возможности использования предложенной методики для расчёта рефракционных ошибок на сухопутных трассах.

При оперативном определения углового положения источника излучения более важно знать не статистику ошибок (среднеквадратическую величину отклонения), а мгновенное (текущее) значение ошибки определения угла (пеленга). Разработанная методика учёта влияния неоднородностей подстилающей поверхности на отклонения угла прихода в горизонтальной плоскости позволяет оценить не только среднеквадратическую величину флуктуаций углов прихода за счёт горизонтальной рефракции, но и текущее значение этой угловой ошибки. Следовательно, можно уменьшить погрешность измерения угла на эту величину. Рассмотрим способ решения этой проблемы.

При наличии топографических карт можно определить величину и знак ошибок, возникающих за счёт крупных мезонеоднородностей тропосферы. Так как между контрастными участками местности возникают устойчивые горизонтальные градиенты индекса преломления, то принципиально существует возможность оценивать ошибки пеленгования, а именно определять отклонения горизонтальных углов прихода (учитывать боковую рефракцию) по величине и знаку. Возможности учёта таких эффектов обсуждались как для радиолокационных [183], так и для геодезических [278] измерений.

Идея сводится к выделению на трассе распространения отдельных локальных областей (рефракционных блоков), где возникают устойчивые горизонтальные градиенты метеовеличин. Тогда для каждой такой области траектория луча будет в первом приближении представлять собой сегмент окружности с радиусом, определяемым величиной градиента $\partial n/\partial x$. Результирующий угол прихода может быть вычислен путём последовательного суммирования частных углов прихода с учётом их величины и знака.

При каждом конкретном измерении направления на цель радиолуч последовательно пересекает ряд зон атмосферы над участками местности с известными свойствами подстилающей поверхности. Измерения проводятся в известный момент времени при метеорологических условиях, которые можно зафиксировать приборами.

Всё это позволяет выделить вдоль линии распространения волны участки атмосферы с известными свойствами и, следовательно, с известными величинами перепадов коэффициента преломления Δn между ними, что в свою очередь позволяет определить значения горизонтальных градиентов g_i^x, перпендикулярных к направлению распространения радиоволны. Следуя [278], будем полагать, что в пределах рассматриваемых участков атмосферы горизонтальная составляющая градиента не меняет своего направления и может быть принята постоянной величиной, средней для каждого из этих участков.

В таком случае в формуле (3.1) под интегралом функцию, определяющую величину градиента, заменим суммой функций, определяющих величину градиента на каждом из отдельных участков, в результате получим

$$\Delta\alpha = \frac{1}{D}\sum_{i=1}^{k}\int_{y_{i-1}}^{y_i} y\left.\frac{\partial n(x,y)}{\partial x}\right|_{x=0} dy\,, \tag{8.10}$$

где $y_0 = 0$, $y_k = D$.

Учитывая принятое условие постоянства градиента в пределах выделенных участков, для каждого из интегралов имеем

$$\int_{y_{i-1}}^{y_i} y\left.\frac{\partial n(x,y)}{\partial x}\right|_{x=0} dy = \frac{1}{2} g_i^x (y_i^2 - y_{i-1}^2)\,, \tag{8.11}$$

где для упрощения записи принято для среднего значения горизонтального градиента на участке $y_{i-1} < y \le y_i$ обозначение $g_i^x = \operatorname{grad} n_{x_i}$. Формулы (8.10) и (8.11) дают возможность рассчитать величину и знак угла прихода в точке приёма при прохождении луча через последовательный ряд областей атмосферы с постоянным градиентом.

Разложив выражение в скобках правой части (8.11), введём обозначения: $(y_i - y_{i-1}) = l_i$ – размер i-го отрезка трассы; $\frac{1}{2}(y_i + y_{i-1}) = L_i$ – расстояние от источника излучения до середины i-го отрезка. Теперь запишем для величины отклонения измеряемого угла от истинного направления на источник излучения

$$\Delta\alpha = \sum_{i=1}^{k} g_i^x l_i \frac{L_i}{D}\,. \tag{8.12}$$

Выражение (8.12) является обобщением формулы (3.5) для произвольного числа участков атмосферы с постоянными градиентами. Действительно, если положим $k=1$, имеем $l_i = D$, $L_i = D/2$, а в результате получаем

$$\Delta\alpha = \frac{1}{2} g_i^x D, \tag{8.13}$$

что с учётом принятого для g_i^x обозначения полностью совпадает с выражением (3.5).

Величину поперечного градиента g_i^x определим, используя изложенный выше способ расчёта изменений индекса преломления над неоднородной земной поверхностью. Величина перепада коэффициента преломления Δn_i между соседними объёмами атмосферы определяется выражениями (2.9а), (2.12); направление градиента, связанного с этим перепадом, совпадает с нормалью к границе между зонами. Тогда можно записать

$$g_i^x = \frac{\Delta n_i \cdot \sin \nu_i}{l_i},$$

где ν_i – угол между нормалью к границе соседних областей и линией трассы. Для каждой пары *i* – пары соседних участков, с учётом выражений (2.9а), (2.12) имеем

$$\Delta n_i = 6{,}3 \cdot 10^{-2} (0{,}89 \cdot \Delta LE_i - \Delta R_i) \frac{\gamma}{\eta}(z_i),$$

где z_i – высота линии передатчик–приёмник над земной поверхностью.

В результате после соответствующих подстановок формула (8.12) принимает вид, пригодный для расчёта величины и знака угловой ошибки определения направления на источник излучения при известных физико-метеорологических параметрах трассы распространения:

$$\Delta\alpha = 6{,}3 \cdot 10^{-2} \frac{1}{D} \sum_{i=1}^{k} (0{,}89 \cdot \Delta LE_i - \Delta R_i) \frac{\gamma}{\eta}(z_i) \sin \nu_i \cdot L_i. \tag{8.14}$$

Полученное выражение показывает, что введение поправок в результаты измерения пеленга по данным метеонаблюдений и по картам местности вполне возможно.

Практический вариант методики введения оперативных поправок, учитывающих влияние мезомасштабных неоднородностей в приземном слое атмосферы, может быть

реализован на основе использования универсальной геоинформационной системы «Панорама», имеющей средства создания и редактирования цифровых карт, выполнения различных измерений и расчетов, а также инструментальные средства для работы с базами данных.

Осуществимость создания геоинформационной системы, позволяющей оперативно прогнозировать как возможность ведения радиолокационных наблюдений, так и их погрешность, продемонстрирована в работе С.В. Василенко [279]. Показано, что использование разных методов (картирование радиоклиматических характеристик [280], моделирования структуры пограничного слоя атмосферы [281], численных моделей распространения радиоволн [282]) в рамках решения одной задачи позволяет оценивать ожидаемую радионаблюдаемость в различных регионах России [283].

Влияние синоптических неоднородностей можно прогнозировать и корректировать, используя соотношение (8.13), на основе прямых метеорологических измерений. Для этого достаточно вблизи трассы измерять градиент индекса преломления поперёк трассы в двух точках с разнесением тридцать–сорок километров. Интервал усреднения выбирается порядка шести часов, что соответствует периоду времени, за который достаточно чётко проявляются тенденции изменений самих синоптических образований (см. рисунок 5.12) и успевает сгладиться влияние флуктуаций мезонеоднородностей, которые по отношению к синоптическим возмущениям являются шумами [162].

Величина и знак градиента пересчитываются в величину и знак ошибки.

В настоящее время появилось новое направление изучения мезомасштабной структуры атмосферы, основанное на применении современных численных моделей и результатов расчетов полей метеорологических величин по данным гидрометеорологической сети наблюдений с использованием имеющихся геоинформационных архивных материалов. Одна из таких моделей, реализованная в программе MM5 (Mesoscale Model 5), ориентирована на воспроизведение достаточно широкого круга мезомасштабных атмосферных процессов и может применяться как для решения ряда проблем атмосферного пограничного слоя, так и при прогнозе метеорологических ситуаций для выбранного региона. Работы [284, 285] демонстрируют возможность использовать численные прогностические модели для

оценки мезомасштабной изменчивости индекса преломления N на сухопутных трассах при проведении радиометеорологических измерений. Модели позволяют рассчитать структурные функции как для оценки уровней сигнала на тропосферных радиолиниях [286], так и для введения поправок в результаты измерения пеленга по картам местности, используя оценки градиента индекса преломления поперёк трассы без инструментального измерения. Полученные данные показывают перспективность предлагаемого направления изучения закономерностей мезомасштабной структуры атмосферы.

8.3 Прогноз множителя ослабления и дальности действия радиосистем в зоне дальнего тропосферного распространения

8.3.1 Априорный прогноз множителя ослабления в зоне ДТР

Методы прогноза множителя ослабления базируются на результатах многолетних исследований характеристик сигналов на морских трассах, которые были использованы при создании Радиоклиматического тропосферного атласа Тихого океана [173]. Атлас создан как справочное пособие при анализе условий распространения УКВ в тропосфере над морем, в том числе для прогноза основных параметров тропосферного радиоканала и тактико-технических характеристик корабельных и береговых радиоэлектронных систем (активных РЛС, систем пассивной радиолокации, радионавигационных устройств и т. п.). Наибольшее внимание в нём уделено оценкам параметров радиосигналов в зоне ДТР при расположении приёмных антенн на высоте 10–30 м. В атласе представлены дистанционные зависимости множителя ослабления, определённые как стандартные функции ослабления (СФО), соответствующие средним условиям распространения над океаном, карты изолиний величин среднемесячных отклонений от СФО и вероятностей различных условий распространения УКВ.

Атлас позволяет получить априорные (климатические) прогностические оценки характеристик тропосферных сигналов для любого сезона года в выбранном районе Тихого океана (ТО). На основе представленных в атласе карт разработан метод прогноза среднечасовых значений множителя ослабления (оперативный прогноз), который «работает» при наличии измеренных на этот час метеорологических величин.

Предложенная в атласе методика оценки среднемесячного значения множителя ослабления $V(D,t)$ на трассе протяжённостью D в заданный момент времени t основана на возможности (см. гл. 6 и 7) представить эту величину в виде суммы стандартной функции ослабления $V_0(D)$ и отклонений от неё $\Delta V(D,t)$:

$$V_{\text{апр}}(D,t) = V_0(D) + \Delta V(D,t). \qquad (8.15)$$

Стандартные функции ослабления $V_0(D)$, построенные для трёх частот УКВ, определяют среднегодовые величины множителя в зоне ДТР, единые по всей акватории ТО для дальностей за радиогоризонтом от 100 до 500 км. Для разных точек океана отклонение от СФО отличается и определяется климатическими условиями выбранного района в заданный момент времени годового цикла. Среднемесячная величина $\Delta V(D,t)$ для центральных месяцев четырёх сезонов года представлена на картах атласа.

В атласе ТО значения стандартной функции ослабления V_0 и значения отклонений от неё ΔV указаны для расстояния за радиогоризонтом $D_{\text{зрг}}$, которое определено как разность расстояния между передатчиком (ИИ) и приёмником (ПУ) и суммой отрезков расстояний до радиогоризонта со стороны источника излучения $D_{\text{ргИИ}}$ и приёмного устройства $D_{\text{ргПУ}}$:

$$D_{\text{зрг}} = D - \left(D_{\text{ргИИ}} + D_{\text{ргПУ}}\right) = D - \left(\sqrt{2a_{\text{э}}}\sqrt{h_{\text{ИИ}}} + \sqrt{2a_{\text{э}}}\sqrt{h_{\text{ПУ}}}\right) = D - \sqrt{2a_{\text{э}}}\left(\sqrt{h_{\text{ИИ}}} + \sqrt{h_{\text{ПУ}}}\right).$$

Графики функций $V_0(D_{\text{зрг}})$ в зоне ДТР, усреднённых по всем сезонам года и по всей территории океана, в интервале дальностей за радиогоризонтом от 100 до 500 км, построенные для каждой из частот 0,18, 0,8 и 3,0 ГГц, приведены на картах атласа. При аппроксимации этих графиков с учётом частотной зависимости получим

$$V_0(D_{\text{зрг}}) = -(10{,}12 + 12{,}2\lg(f) + 0{,}062D_{\text{зрг}}),\ \text{дБ}\ (f\ \text{в МГц}).$$

Учитывая, что выражение $\sqrt{2a_{\text{э}}}\left(\sqrt{h_{\text{ИИ}}} + \sqrt{h_{\text{ПУ}}}\right)$ совпадает с формулой дальности прямой видимости $D_{\text{ПВ}}$ между источником излучения и приёмным устройством, для расчёта зависимости СФО от расстояния D между передатчиком и приёмником используется подстановка $D_{\text{зрг}} = D - D_{\text{ПВ}}$:

$$V_0(D) = -(10{,}12 + 12{,}2\lg(f) + 0{,}062(D - D_{\text{ПВ}})).$$

Карты отклонений от стандартной функции ослабления рассчитаны для фиксированной дальности $D_{\text{зрг}} = 450$ км и построены (в дБ) по месяцам: февраль, май, август, ноябрь. Пример карты с изолиниями отклонений ΔV приведён на рисунке 8.11; здесь же представлены графики $V_0(D_{\text{зрг}})$. Так как величина отклонения ΔV, в отличие от стандартной функции ослабления $V_0(D)$, зависит от района расположения приёмника (координат: В – широта, L – долгота) и момента времени t в годовом цикле (М – порядковый номер месяца, Д – дата в пределах этого месяца), то её использование в методике расчёта множителя ослабления является фактически введением поправки на местные географические и метеорологические особенности трассы. С учётом сказанного в дальнейшем при описании методики расчёта величины ΔV будем использовать термин «поправка» и записывать

$$\Delta V = \Delta V_{\text{B,L}}(D_{\text{ЗРГ}}, \text{Д}, \text{М}) = \Delta V(D - D_{\text{ПВ}}, t) = \Delta V(D, t).$$

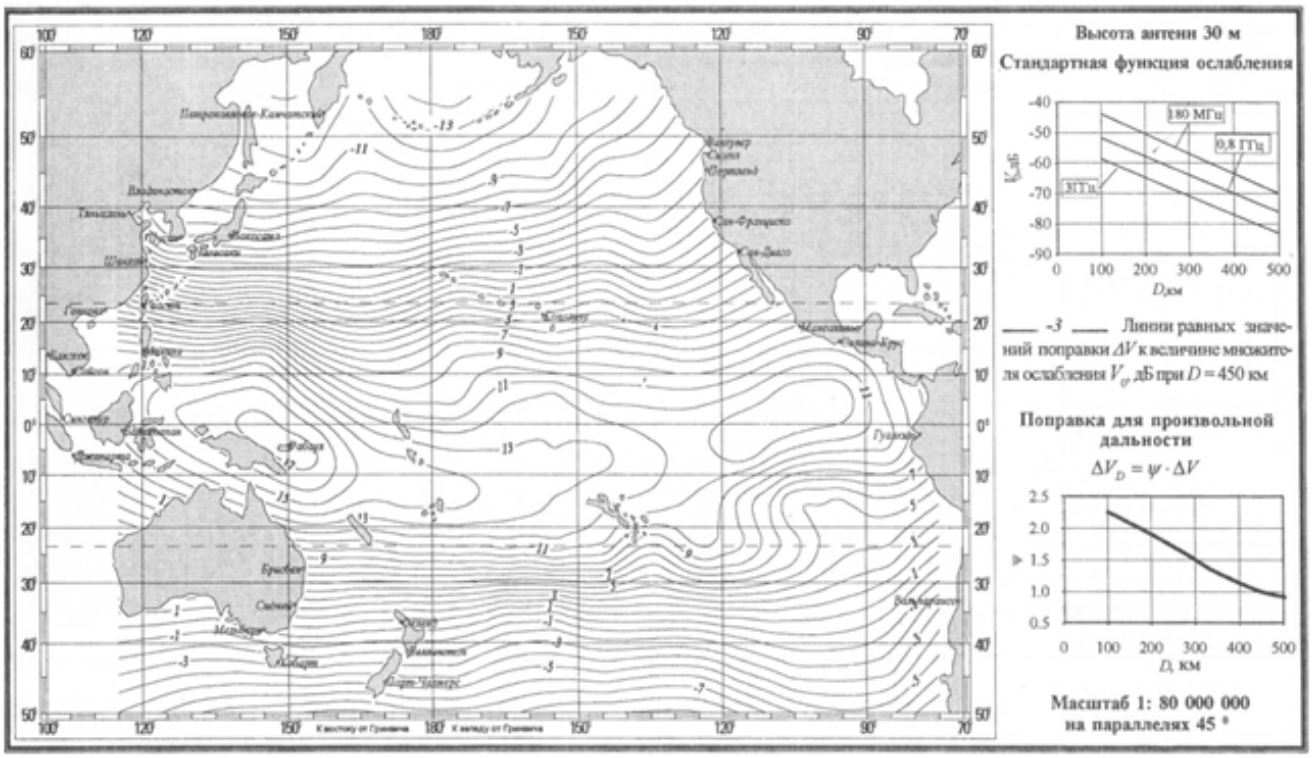


Рисунок 8.11 – Множитель ослабления в зоне ДТР. Февраль. (Карта атласа-К103)

Для вычисления поправки используются архивные файлы, созданные на основе карт атласа с помощью геоинформационной системы «Панорама». В этих файлах картографическое поле поправок, нанесённое в виде изолиний, преобразовано в таблицы поправок с регулярной сеткой координат и к каждому узлу этой сетки

«привязано» соответствующее значение поправки, вычисленное с использованием программных средств этой же системы.

На основе архивных файлов выполняются следующие процедуры:

а) находятся среднемесячные значения поправок $\Delta V^{\Ф}_{\mathrm{B,L}}$, $\Delta V^{\mathrm{M}}_{\mathrm{B,L}}$, $\Delta V^{\mathrm{A}}_{\mathrm{B,L}}$, $\Delta V^{\mathrm{H}}_{\mathrm{B,L}}$ (февраль, май, август, ноябрь), характеризующих каждый сезон года, взятых в заданных координатах (координатах расположения приёмника) B и L. Для этого из соответствующих файловых архивов (в данном случае архивов параметров $\Delta V^{\Ф}$, ΔV^{M}, ΔV^{A}, ΔV^{H}) берутся ближайшие к точке B, L величины поправок, указанных в узлах сетки в окрестностях этой координатной точки, с удалением от нее на расстояние в полтора шага по соответствующей координате в используемом файловом архиве. По выбранным узловым точкам находится среднее значение поправки в точке B, L для каждого из указанных месяцев;

б) по полученным в пункте а) данным вычисляется годовой ход поправки и определяется её значение на заданную дату (Д – день, М – месяц) для дальности за радиогоризонтом 450 км: $\Delta V_{B,L}(\mathrm{Д,М})\big|_{450}$;

в) вычисленная поправка $\Delta V_{B,L}(\mathrm{Д,М})\big|_{450}$ связывается с зависимостью от дальности $D_{\mathrm{зрг}}$ на основе соотношения

$$\Delta V_{\mathrm{B,L}}(D_{\mathrm{зрг}},\mathrm{Д,М}) = \Delta V_{\mathrm{B,L}}(\mathrm{Д,М})\big|_{450}\left\{2{,}96\exp(-0{,}0024 D_{\mathrm{зрг}})\right\}$$

с использованием формулы пересчета, полученной путём аппроксимации соответствующего графика карт атласа ТО;

г) вычисляется искомое значение функции ослабления, $V_{\mathrm{апр}}(D,t)$ как сумма стандартной функции и поправки, учитывающей месторасположение приёмника и время его работы:

$$V_{\mathrm{апр}}(D,t) = V_{\mathrm{B,L}}(D_{\mathrm{зрг}},\ \mathrm{Д,М}) = V_0(D_{\mathrm{зрг}}) + \Delta V_{\mathrm{B,L}}(D_{\mathrm{зрг}},\mathrm{Д,М}), \qquad (8.16)$$

где $D_{\mathrm{зрг}} = D - D_{\mathrm{ПВ}}$.

Предусмотрена возможность учёта разброса среднечасовых значений множителя ослабления относительно рассчитанной месячной медианы $V(D,t)$. Для этого используется полученное в процессе проведения экспериментов распределение

среднечасовых величин множителя в пределах месячного периода, которое позволяет получить отклонение среднечасового уровня сигнала от априорной оценки для заданного процента времени. Временная изменчивость уровня характеризуется структурной функцией, вычисленной для интервала, соответствующего естественному синоптическому периоду (около 5 суток), которая представлена на карте 111 атласа.

Помимо точечной оценки множителя ослабления, в атласе представлен вариант его интервальной оценки, когда на картах указана вероятность отклонения множителя ослабления V от стандартной функции ослабления $V_0(D)$ для четырёх интервалов величины V, качественно характеризуемых значениями от «очень слабый сигнал» до «очень сильный сигнал».

8.3.2 Оперативный прогноз множителя ослабления в зоне ДТР

Потребность в данных оперативного прогноза множителя ослабления при выполнении поставленных задач связана с необходимостью обеспечить командира и расчеты наиболее полной информацией о радиолокационной обстановке в районе дислокации корабля в заданный момент времени. При решении этой задачи используется корабельная система радиотехнической разведки (РТР) для обнаружения целей и определения их местоположения, эффективность работы которой существенно зависит от окружающей радиометеорологической обстановки, обусловливающей дальность действия своих и чужих радиосистем. При известных энергетических параметрах РТС текущая дальность их действия определяется множителем ослабления, величина которого может быть получена на основе оперативного прогноза, выполненного по результатам стандартных метеорологических, аэрологических измерений и по данным, передаваемым гидрометеослужбой по радиоканалам.

При наличии оперативных оценок метеовеличин в требуемый момент времени система прогнозирования позволяет получить оценку среднечасовых (оперативных) значений множителя ослабления $V_{\text{оп}}(D,t)$ на момент проведения метеорологических измерений. Как и при априорном прогнозе, оценивается отклонение от нормы, но в качестве нормы в этом случае выступает среднемесячное значение $V_{\text{апр}}(D,t)$, полученное в соответствии с описанной ранее процедурой априорного прогноза. Оценка среднечасовых значений множителя ослабления представляется в виде суммы

$$V_{\text{оп}}(D,t) = V_{\text{апр}}(D,t) + \delta V(t), \qquad (8.17)$$

где $V_{\text{апр}}(D,t)$ – априорное среднемесячное значение множителя ослабления для заданного района и расстояния между источником и приёмником, определённое формулой (8.16) и рассматриваемое как норма для момента измерений;

$\delta V(t)$ – среднечасовое отклонение от нормы, вычисляемое по результатам измерений текущих значений метеорологических величин на основе статистической модели (уравнения множественной регрессии (7.8)–(7.10).

С учётом ограничений, определённых техническим заданием на систему оценки величины множителя ослабления, алгоритм оперативного прогноза был реализован с использованием двух- и четырёхпараметрических уравнений для среднечасовых отклонений от нормы. Такими параметрами являются:

– индекс преломления N_S и скорость ветра у поверхности U_0 для уравнения прогноза (7.8);

– индекс преломления у поверхности N_S, скорость ветра у поверхности U_0, скорость ветра на высоте, соответствующей давлению 850 мбар, – U_{850}, градиент индекса преломления в нижнем километровом слое атмосферы ΔN_{0-1} для уравнения прогноза (7.9).

Уравнение оценки множителя ослабления при проведении стандартных метеоизмерений на борту корабля (первый вариант метеообеспечения) имеет вид

$$V_{\text{оп}}(D,t) = V_{\text{апр}}(D,t) + 0{,}18(N_S - N_{S\text{н}}) - 0{,}54(U_0 - U_{0\text{н}}). \qquad (8.18)$$

Уравнение оценки множителя ослабления при получении радиометеорологической информации из приземных и высотных синоптических карт (второй вариант метеообеспечения):

$$\begin{aligned} V_{\text{оп}}(D,t) = V_{\text{апр}}(D,t) &+ 0{,}14(N_S - N_{S\text{н}}) - 0{,}56(U_0 - U_{0\text{н}}) - \\ &- 0{,}11(U_{850} - U_{850\text{н}}) - 0{,}18(\Delta N_{0-1} - \Delta N_{0-1\text{н}}). \end{aligned} \qquad (8.19)$$

В формулах (8.18), (8.19) для указания среднемесячных значений метеорологических величин (норм) использован, как и ранее, индекс «н». Нормы метеорологических величин рассчитываются или на основе использования заложенных в базу данных средних многолетних значений в виде таблиц, или по процедуре расчёта априорных значений множителя ослабления, описанной выше.

Разработанная методика предполагает возможность оценить флуктуации среднеминутных значений уровня сигнала внутри часового периода. Разброс среднеминутных значений множителя ослабления определяется соответствующим законом распределения внутри часового интервала и задаётся среднеквадратической величиной, определённой по результатам экспериментальных исследований.

8.3.3 Оперативный прогноз дальности действия РТС

Дальность действия РТС зависит от её энергетических параметров, длины волны и условий распространения радиоволн, которые определяют величину ослабления сигнала. Учитывая, что расчёт дальности связан с использованием уравнения дальности [103], энергетические параметры которого известны (или задаются), то для решения этой задачи необходимо определить величину множителя ослабления.

Если частоту УКВ-диапазона f выразить в гигагерцах, а дальность D – в километрах, то после логарифмирования уравнение дальности для систем передачи/приёма информации (прямой связи) и для пассивной радиолокации примет вид

$$20\lg(D) = -92,44 + P_{\text{изл}} - P_{\text{пр}} - 20\lg(f) + G_{\text{изл}} + G_{\text{пр}} - q + V(D),$$

а для активной радиолокации –

$$40\lg(D) = -163,43 + P_{\text{изл}} - P_{\text{пр}} - 20\lg(f) + G_{\text{изл}} + G_{\text{пр}} + 10\lg(\sigma) - q + 2V(D),$$

где $P_{\text{изл}}$ – излучаемая мощность, дБ/Вт; $P_{\text{пр}}$ – пороговая чувствительность приёмника, дБ/Вт; $G_{\text{изл}}$, $G_{\text{пр}}$ –усиление передающей и приёмной антенн, дБ; q – отношение сигнал/шум на входе приёмника, дБ; σ – эффективная площадь рассеяния цели, м^2; V – множитель ослабления, дБ.

Так как аналитическое решение уравнения дальности получить не удаётся, для достижения практических результатов применяются приближённые методы расчёта, когда сознательно пренебрегается некоторыми явлениями в пределах заданной погрешности вычислений. С учётом различий условий распространения на разных интервалах дальности выделяются основные механизмы распространения и соответствующие методы решения (зоны прямой видимости, дифракционную и дальнего тропосферного распространения). При таких упрощающих предположениях задача решается исходя из случайного характера подстилающей поверхности и

метеообстановки, что требует в общем случае статистических методов анализа. Следует учитывать и так называемые аномальные условия, не вписывающиеся в указанное деление по зонам (например, волноводные условия распространения).

Поэтому при создании методики прогноза дальности действия тропосферных РТС использовался комплексный подход к проблеме, сочетающий проверенные на практике теоретические результаты с эмпирическими зависимостями, полученными на основе многолетних исследований условий распространения УКВ. В ряде случаев при включении в алгоритм экспериментальных или графических зависимостей проводилась их аппроксимация простыми аналитическими выражениями при сохранении требуемой точности.

При «сшивании» функций ослабления по мере увеличения длины трассы и смены одного механизма распространения другим точкой смены алгоритмов расчёта принята дальность, на которой значения множителя ослабления для каждого из механизмов оказываются равными. Для исключения излома общей зависимости применяли скользящее усреднение расчётных значений ослабления в окрестности этой дальности.

Ниже приводятся основные математические соотношения для разных интервалов дальности и механизмов распространения, на основе которых рассчитан множитель ослабления и создан алгоритм системы прогноза дальности действия (СПДД) РТС.

Зона прямой видимости

В зоне прямой видимости поле у приёмника является результатом интерференции прямого луча от источника и отражённого от поверхности, имеет лепестковую структуру и по углу места, и по дальности. Множитель ослабления вычисляется по интерференционной формуле [99]

$$V = 10\lg\left\{(1-K)^2 + 4K\sin^2(\varphi/2)\right\},$$

где K – эффективный коэффициент отражения, учитывающий модуль коэффициента отражения от поверхности Земли, расходимость отражённых лучей за счёт сферичности Земли эффективного радиуса, направленные свойства излучения; φ – разность фаз между прямым и отражённым лучами, зависящая, в частности, от дальности и высоты цели и свойств поверхности.

Для любых углов скольжения при горизонтальной поляризации (а также для углов меньше одного градуса при вертикальной) для длин волн короче 1,5 м над морем

модуль и фаза коэффициента отражения практически равны соответственно 1° и 180°, что и принято в предлагаемой СПДД.

В случае нарушения критерия Рэлея происходит рассеяние энергии при отражении от шероховатостей поверхности, уменьшение коэффициента отражения. При работе над морской поверхностью этот фактор может быть существенным. Поэтому, характеризуя взволнованность моря среднеквадратическим значением высоты волнения s и учитывая зависимость K от угла скольжения луча ϕ, ввели дополнительный сомножитель χ к коэффициенту отражения [152]:

$$\chi = \exp\left\{-2\left[\frac{2\pi s \sin\phi}{\lambda}\right]^2\right\},$$

который хорошо согласуется с экспериментами по отражению от морской поверхности.

В соответствии с [103] характеристика волнения s связана со скоростью ветра у поверхности U простым соотношением $s = 0{,}0051U^2$, что позволило рассчитывать указанный множитель как функцию ветра.

При распространении волны в толще тропосферы происходит поглощение части её энергии молекулами газов и паров воды, а также рассеяние на неоднородностях. Все эти потери добавляются к множителю ослабления в уравнении дальности. Потери за счёт поглощения, которые будем характеризовать величиной $V_{\text{погл}}$, представлены в [152] в виде графической зависимости. Их величина определяется толщиной пронизываемого лучом атмосферного слоя, которая зависит от дальности и угла места цели. Для малых углов места в рассматриваемом интервале частот графическая зависимость аппроксимирована выражением для множителя ослабления $V_{\text{погл}}$, дБ:

$$V_{\text{погл}} = 0{,}32(f+10)\exp\left[-D/C\right], \qquad C = 100\left[1+1{,}2/(f+2)\right].$$

Дополнительные потери за счёт дождя не учитывались, так как существенным этот фактор является лишь на частотах выше 10 ГГц, то есть за пределами рассматриваемого диапазона.

Встречая на своем пути протяженные слоистые образования, радиоволны могут испытывать дополнительные потери $V_{\text{доп}}$ за счёт частичного переотражения и рассеяния. Результаты экспериментального исследования этого явления, приведённые в [287], представлены в виде зависимостей

$$V_{\text{доп}} = 6,44 \cdot 10^{-3} D\alpha f^2 \exp\left[-(0,8-\alpha)^2\right],$$

где α – угол скольжения относительно слоя в градусах.

Дифракционная зона

Проведение точных численных расчётов в зонах тени и полутени по Б.А. Фоку требует сложной процедуры вычисления значений функций Эйри комплексного аргумента и корней характеристического уравнения, содержащего такие функции.

В описываемой версии СПДД используется приближённое решение, когда расчёт ограничивается областью достаточно быстрого схождения ряда, что соответствует дальностям, превышающим 110% дальности прямой видимости. В этом случае ряд вырождается в одночленную формулу, которая на частотах выше 0,1 ГГц как для горизонтальной, так и для вертикальной поляризации сводится (в логарифмических единицах) к сумме трёх слагаемых, имеющих независимые переменные [92]:

$$V(D) = V1(x) + V2(y_1) + V2(y_2),$$

где $V1(x) = 20\lg\left\{2\sqrt{\pi x}\,\exp\left[-2,02x\right]\right\}$.

Переменные x и y – так называемые приведённые по Фоку безразмерные дальность и высота (y_1 – высота приёмника, y_2 – высота источника излучения или переизлучения). Для функции $V2(y)$ воспользуемся графиками, приведенными в [92], которые были аппроксимированы в виде следующих формул:

$$V2(y) = 20\lg(y) \qquad \text{для } 0,01 < y \le 0,7;$$

$$V2(y) = 20\lg(y) + 8\left\{\lg(y) + 0,5\right\}^3 \qquad \text{для } 0,07 < y < 100.$$

В соответствии с полученными соотношениями в качестве характеристик среды распространения используется лишь градиент индекса преломления в приземном слое атмосферы, а поверхность океана считается идеально проводящей.

Учёт волноводов

Считается, что для корабельных РЛС, работающих с надводными целями, существенными для работы могут оказаться приповерхностные волноводы, в частности волноводы испарения, являющиеся следствием резкого убывания с высотой плотности водяного пара. Так как существуют методы оценки параметров этих волноводов по метеоизмерениям, то их учёт был заложен в программе.

Расчёт множителя ослабления в волноводе испарения, который предполагается однородным в горизонтальном направлении с бесконечно проводящей нижней границей, реализован на основе работы [288], где волновод характеризуется одним обобщённым параметром. С помощью численного решения дифференциальных уравнений автору удалось получить достаточно общие зависимости, связывающие этот параметр с погонным ослаблением волны в волноводе и высотной зависимостью множителя ослабления. Представленные в виде графических зависимостей результаты [288] удалось свести к формуле

$$V = -52{,}9 - 20\lg k + 30\lg f + 40\lg H_w + 10\lg D - (W + W_1)D + (J_1 + J_2),$$

где k – отношение эквивалентного радиуса Земли к действительному значению радиуса; H_w – высота волновода; W – погонное ослабление первой моды волны, дБ/км; W_1 – дополнительное погонное ослабление за счет рассеяния на турбулентных неоднородностях в волноводе [289]; $J_{1,2}$ – высотные множители, зависящие от высот антенн передатчика и приёмника [288].

Зона дальнего тропосферного распространения

Оценка множителя ослабления за пределами дифракционного горизонта реализована для двух вариантов: выполняется или априорный прогноз, по результатам которого выдаётся среднемесячное значение множителя, или оперативный прогноз, при котором рассчитывается оценка среднечасового значения множителя в зоне ДТР. В первом случае реализуется процедура прогноза, описанная в пункте 8.3.1; во-втором – в пункте 8.3.2. Для расчёта множителя в зоне ДТР использована многофакторная статистическая модель, разработанная и испытанная при проведении многолетних исследований условий распространения радиоволн в акватории Тихого океана. Основные экспериментальные данные о статистических характеристиках множителя ослабления, полученные в процессе выполнения этих работ и использованные для создания статистической модели, изложены в гл. 6 настоящей работы и в Радиоклиматическом тропосферном атласе Тихого океана [173]. Обоснование модели, результаты её проверки на реальных трассах открытого океана и прибрежных морей представлены в гл. 7; эти материалы опубликованы в отчётах по НИР и работах [248, 290 и др.].

8.3.4 Система прогнозирования дальности действия средств РТР

Система прогнозирования дальности действия средств РТР разработана для оценки радиообстановки в районе дислокации корабля при работе в этом районе чужих излучающих устройств с заданными или определяемыми энергетическими характеристиками. Система решает задачу на базе теоретических и эмпирических моделей расчёта функции ослабления для разных механизмов распространения радиоволн (п. 8.3.3) и позволяет с учётом имеющихся сведений о метеорологических условиях получить оценку дальности до источников излучения амплитудным однопозиционным методом, используя рассчитанную дистанционную зависимость уровня сигнала.

Разработаны методики [291], реализующие соответствующие модели распространения радиоволн в виде программно-аппаратного комплекса оценки дальности действия тропосферных радиотехнических систем различного назначения, который обеспечивает возможность решать три типа тактических задач:

– определять дальность до работающего источника по принятому от него сигналу;

– определять максимальную дальность обнаружения ожидаемого источника радиоизлучения;

– определять максимальное расстояние, на котором активная РЛС может обнаружить носитель электронных средств РТР по отражённому от него сигналу.

При запуске программы на экране появляется окно, где следует указать дату, на которую производится расчет, и координаты судна. Указывается тип решаемой задачи:

– оценка дальности ИИ по принятому сигналу;

– расчёт максимальной дальности приёма сигнала;

– оценка дальности обнаружения кораблей средствами активной РЛС.

После этого открывается окно ввода параметров приёмного устройства и источника радиоизлучения, которое при наличии данных в памяти заполняется из файла хранения этих данных автоматически или вручную. Указывается вариант расчёта (априорный или оперативный), по которому производится выбор одного из двух вариантов метеообеспечения.

При выборе варианта расчёта по априорным данным появляется окно, подтверждающее заданные условия расчёта дальности. После проверки этих сведений

пользователь запускает программу на выполнение расчёта теоретической дистанционной зависимости уровня принимаемого сигнала для средних на заданный момент времени метеорологических условий, информацию о которых программа извлекает из банка данных. По окончании расчета на экране появляется график зависимости уровня сигнала от дальности.

При выборе варианта расчёта по оперативным метеоданным на экране появляется окно со списком запрашиваемых метеовеличин, которое заполняется оператором с пульта ЭВМ в диалоговом режиме. Введённые значения используются для расчёта уровня сигнала для всех зон распространения волн в соответствии с требованиями каждой из моделей.

Полный набор введённых данных применяется для расчёта поправки на метеоусловия в статистической модели загоризонтного распространения радиоволн на базе оперативных метеоданных. Эта поправка суммируется с уровнем сигнала, вычисляемого по умолчанию по априорным данным (нормой). Если введенных оперативных метеоданных достаточно для оценки параметров волновода испарения, выполняется расчёт по волноводной модели в интервале дальности от нулевой до зоны ДТР.

Расчёт заканчивается появлением на экране монитора окна с графической зависимостью уровня рассчитанного сигнала от дальности, которую пересекает горизонтальная линия, определяющая величину измеренного или ожидаемого уровня сигнала в соответствии с условием решения одной из трёх поставленных задач. Искомая дальность определяется по точке, где измеренный или ожидаемый уровень совпадает с рассчитанным значением дистанционной зависимости.

На экран выводится координата точки пересечения двух линий, отсчитываемая по оси расстояний, определяющая среднее значение прогнозируемой дальности, и величина возможных отклонений от этой точки, найденная по СКО уровня сигнала в пределах временного интервала прогнозирования (месяц, час). Макет системы прогнозирования дальности действия средств РТР был продемонстрирован представителю заказчика [292] и использован в учебном процессе (приложение Б).

8.4 Комплексирование подсистем прогноза на малых и больших дальностях

Статистический метод не является единственным способом оперативного прогнозирования характеристик сигналов при распространении волн в тропосфере.

Развитие вычислительной техники позволяет в настоящее время при анализе характеристик электромагнитных полей широко использовать численные методы и активно внедрять в практику диагностики и прогнозирования радиовидимости всё более совершенные способы и алгоритмы. Такой электродинамический прогноз основан на численных расчётах характеристик электромагнитного поля при заданных или измеренных метеопараметрах, характеризующих условия распространения радиоволн. Наиболее часто используются комбинации лучевых методов и метода численного решения волнового параболического уравнения [107].

В связи с этим высказывается мнение, что такие системы обеспечивают существенно большую эффективность оперативного прогнозирования характеристик радиосигналов в атмосфере, чем разработанные ранее системы статистического прогноза [293]. Как указано в работе [108], «анализ всей совокупности данных показал», что при прогнозировании поля УКВ на основе численного решения параболического уравнения для оценки характеристик радиотехнических систем «за время 5…10 мин возможен расчёт ожидаемых значений множителя ослабления с точностью 1…1,5 дБ на трассе протяжённостью до 200… 300 км». Это очень впечатляющий результат, однако он может быть получен лишь при выполнении определённых условий, а именно «при условии, что заданы истинные значения индекса преломления во всех точках области расчёта». Вполне понятно, что такие требования не могут быть выполнены даже при хорошо организованном эксперименте, а тем более при реальной работе измерительных радиосистем. Поэтому эффективность любых прогнозов всегда следует оценивать с учётом существующих возможностей определения исходных данных.

Результаты сопоставления расчётов множителя ослабления, выполненных на основе метеорологических и аэрологических данных системой прогнозирования, созданной в ТУСУРе с использованием методов численного решения волнового параболического уравнения, с данными натурных опытов представлены в работе [109]. При сравнении измеренных значений множителя ослабления с результатами расчётов, выполненных для тех же радиометеорологических условий, отмечено, что хорошее совпадение наблюдается в приводном слое на дальности до 30 км для длин волн 3-сантиметрового диапазона, когда явно присутствуют волноводные условия

распространения радиоволн, а высотные профили измерены достаточно детально для приводного слоя тропосферы (0–150 м). При проведении расчётов на большой дальности (до 130 км) с использованием радиозондовых профилей индекса рефракции совпадение высотных зависимостей немного хуже, чем в случае прямой видимости и полутени, а совпадение дистанционных зависимостей (до 300 км) заметно хуже. На основании выполненной работы сделан вывод об эффективности системы и области её практического использования и указано, что «пока можно рекомендовать программу прогнозирования ТУСУРа (как и AREPS) для расчётов лишь в зоне прямой видимости и полутени». Таким образом, зона ДТР, часто наиболее интересная для «освещения» пассивной системой мониторинга радиолокационной обстановки, остаётся закрытой для таких систем.

Оперативная оценка среднечасовых значений множителя ослабления сигнала (п. 8.3.2), полученная при использовании статистического метода прогнозирования на основе регрессионного уравнения в отклонениях от норм в зоне дальнего тропосферного распространения при работе на морских трассах 200–500 км на длине волны 10 см [294], выполнена со среднеквадратической ошибкой, составляющей от 7–11 до 4–5,5 дБ, причем интервал изменений ошибки зависит от числа используемых метеопараметров.

При прогнозировании среднечасовых значений уровня сигнала на морских трассах дальнего тропосферного распространения по данным оперативных метеоизмерений или по синоптическим картам гидрометеослужбы ошибки оценки множителя ослабления на загоризонтных трассах были меньше в 2,5–3 раза по сравнению с оценкой без прогноза (по средней функции ослабления) и в 1,5–2 раза по сравнению с априорной оценкой. Соответственно уменьшается ошибка оценки дальности действия радиосредств. Методика низкозатратная, не требует применения сложных программ, продолжительного расчёта и метеоизмерений специализированными приборами. Более того, она может быть реализована при дистанционном обеспечении метеоданными средствами гидрометеорологической сети.

Оперативный прогноз любым из используемых методов даёт оценки параметров сигнала по измеренным значениям метеорологических величин в каждый текущий момент времени. Между тем существует потребность в долговременном прогнозе радиометеорологической обстановки в зоне планируемых действий систем радиоизмерений. Возможность такого прогноза реализована на основе долговременных исследований в ТУСУРе статистических характеристик сигналов при ДТР [295]. Как указано ранее, по данным этих исследований создана методика долговременного

статистического прогноза характеристик сигналов и радиометеорологических параметров для акватории Тихого океана, оформленная в виде карт радиоклиматического тропосферного атласа. Представленные радиоклиматические карты созданы с той степенью усреднения, которая обеспечивает необходимую для картирования устойчивость параметров (среднемесячные значения). Атлас предназначен для использования в качестве справочного пособия при анализе условий распространения радиоволн УКВ-диапазона в тропосфере над морской поверхностью, для диагноза и прогноза основных параметров тропосферного радиоканала и тактико-технических характеристик корабельных и береговых радиоэлектронных систем, а также для оперативного и перспективного планирования работы радиоэлектронных средств в заданном районе Тихого океана.

Полученные положительные результаты использования Радиоклиматического атласа Тихого океана позволили начать работы по созданию Радиометеорологического атласа Мирового океана как основы для применения методики прогноза характеристик сигналов УКВ за радиогоризонтом. В работе [296] обосновывается необходимость и пути создания такого атласа посредством адаптации уже созданных карт к условиям других частей Мирового океана. В настоящее время уже имеются некоторые карты радиоклиматических параметров северной части Атлантического океана [297]. Для систематизации и использования доступных результатов метеорологических измерений создана специальная программа (приложение В) загрузки ежегодных отчетов с результатами измерения метеоданных в различных регионах мира [298].

На основании представленных материалов о системах прогноза характеристик сигналов при их распространении в тропосфере можно сделать следующие выводы:

— два вида устройств, созданных в ТУСУРе, обеспечивают оперативный прогноз характеристик сигналов на всём интервале действия тропосферных радиосистем УКВ, начиная от прямой видимости и заканчивая зоной дальнего тропосферного распространения; методика долгосрочного статистического прогноза позволяет планировать на длительный период работу измерительных радиосредств в акватории Тихого океана;

— для двух видов систем, основанных на разных принципах расчёта параметров ЭМП, продемонстрирована их работоспособность и возможность гармоничной совместной работы, каждой на своём интервале дальностей;

— актуальным является создание усовершенствованной прогностической системы на основе гармоничного комплексирования подсистем прогноза на малых и

больших дальностях, с более точными и надёжными метеоданными и выдачей результатов оперативных расчётов с использованием архивов долговременного прогноза.

Для повышения эффективности прогнозов обеих систем необходимо улучшить оценки радиометеорологического состояния атмосферы, что обеспечит более точное определение параметров среды распространения по сравнению с тем, что имеется в настоящее время, и увеличит точность прогнозов. Как показывает опыт использования таких систем [107], традиционные метеоприборы не дают требуемого объёма данных для получения нужной точности прогнозов. В связи с этим при разработке систем оперативного прогнозирования характеристик распространения радиоволн в неоднородной тропосфере следует обратиться к опыту применения геоинформационных систем, способных собирать и обрабатывать метеорологическую информацию из различных источников в реальном времени [299], и к уже имеющемуся опыту использования мезомасштабных моделей для изучения радиометеорологических процессов [23, 24, 284, 285]. При развитии исследований в этом направлении есть основания утверждать, что усовершенствованные системы диагностики и прогноза радиолокационной наблюдаемости объектов смогут обеспечить увеличение эффективности.

Выводы

1. Получены оценки вклада крупномасштабных флуктуаций углов прихода в общую ошибку определения азимутальных углов на тропосферных трассах протяжённостью до 500 км и связанных с ними погрешностей местоопределения угломерными системами.

2. Предложена методика картографирования ошибок измерения угловых координат ИРИ, возникающих из-за наличия локальных, постоянно существующих мезомасштабных возмущений коэффициента преломления на наземных сухопутных трассах протяженностью до 100 км; при учёте данных о метеоусловиях на трассе имеется возможность введения поправок в результаты измерения пеленга.

3. Показано, что при приёме сигналов на расстояниях более 100 км вклад крупномасштабных флуктуаций азимутальных углов прихода в общую ошибку измерений направления на источник радиоизлучений может быть преобладающим.

4. Разработанная методика оценки множителя ослабления на загоризонтных морских трассах в виде суммы стандартной функции ослабления (нормы) и отклонений от неё, представленная в виде карт Радиометеорологического тропосферного атласа Тихого океана, уменьшает погрешность расчётов, связанную с наличием сезонных циклов радиометеорологических процессов, и позволяет получить оценки среднемесячной величины множителя ослабления повышенной точности.

5. Впервые представлена методика оперативного диагноза среднечасовых значений множителя ослабления, разработанная на основе регрессионной модели, связывающей априорные данные, включённые в Атлас Тихого океана, и измеряемые метеопараметры.

6. Разработан программно-аппаратный макет системы прогноза и диагноза дальности действия пассивных тропосферных РТС местоопределения источников радиоизлучения на морской поверхности, использующий методики априорного и оперативного прогноза множителя ослабления в зоне ДТР.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты диссертационной работы заключаются в следующем.

1. Показано, что для дальнейшего решения фундаментальной проблемы уменьшения нежелательного влияния атмосферных возмущений на принимаемые сигналы необходимо выявить и изучить ту часть погрешностей измерительных радиосистем, которая вносится неоднородностями с масштабами единицы-десятки километров, сведения о которых ещё недавно были очень ограничены, вследствие чего их вклад трудно анализировался. В настоящее время наши знания о мезомасштабных процессах и явлениях уже позволяют вести исследования их влияния на характеристики сигналов и искать методы уменьшения ошибок радиоизмерений.

2. Установлено экспериментально наличие мезомасштабных возмущений атмосферы на трассах распространения УКВ в тропосфере. В пограничном слое над сушей зарегистрированы неоднородности размером от единиц до 20 км с максимальным отклонением индекса преломления от средней по пространству до 29 N-ед. и СКО между участками 5,2 N-ед. Над Тихим океаном мезомасштабные неоднородности имеют средний размер у поверхности 92 км при амплитуде 5,2 N-ед., а на высоте 1 км 7,5 N-ед. при размерах 143 км. Аналогичные данные получены для Атлантического океана, где неоднородности имеют размеры 52 – 462 км и амплитуду 1,2 – 10,2 N-ед.

3. Проведены уникальные по продолжительности (1964 – 1994 гг.) и изученным регионам (юг Западной Сибири, Каспийское море, Тихий океан) исследования структуры электромагнитного поля на трассах протяжённостью от 20 до 700 км. Результаты включают сведения о флуктуациях параметров сигналов в диапазоне волн от 3 см до 2 м и данные о многолетнем среднем уровне за радиогоризонтом. Впервые целенаправлено изучены характеристики мезомасштабных флуктуаций множителя ослабления и разности фаз за радиогоризонтом.

4. Зарегистрированы над сушей флуктуации фазового фронта с масштабами более 1 км и периодами до 4–6 ч. На трассах Тихого океана длиной до 620 км такие колебания имеют периоды более одного часа при средней величине поворота фронта 0,31º. Установлено наличие отдельных пространственных зон превышения множителя ослабления над средним значением до 30 дБ на участках трасс протяжённостью 60–120 км, но более часты ситуации приёма сигналов с медленными флуктуациями, когда

их СКО составляет 8–12 дБ внутри 6-часового интервала с увеличением до 10–17 дБ на интервале наблюдения 60 ч.

5. Впервые создана физико-статистическая модель мезомасштабных неоднородностей коэффициента преломления в приземном слое атмосферы, влияющих на распространение радиоволн; модель построена на основе описания известных физических закономерностей формирования вертикальных потоков воздуха над земной поверхностью с разными по температуре и увлажнению участками.

6. Разработано математическое описание крупномасштабной горизонтальной структуры фазового фронта над сушей, в котором учитываются как фазовые флуктуации, обусловленные переизлучением от земной поверхности, так и случайная рефракция на мезомасштабных неоднородностях, определяющая изменения угла прихода при разных метеоусловиях. Сравнение данных опытов на трассах и результатов расчёта по мезомасштабной модели, параметры которой оценены по топографической карте, показало, что связь рассчитанных и измеренных углов прихода согласно критериям Чеддока высокая, позволяющая признать предложенную модель пригодной для практического использования.

7. Впервые проверена гипотеза формирования электромагнитного поля в зоне ДТР за счёт переизлучения радиоволн мезомасштабными неоднородностями с квазиплоскими границами, случайно наклонёнными в пространстве. В компьютерных опытах смоделированы дистанционные зависимости СКО медленных флуктуаций углов прихода, изучено влияние параметров антенн и метеоусловий на их величину. Дано объяснение известным фактам отклонений этих углов в горизонтальной плоскости до 1–3 и даже 5º и ряду других зарегистрированных в опытах явлений, не имеющих интерпретации с позиций теорий турбулентного рассеяния и отражения от протяжённых горизонтальных слоёв. Гипотеза подтверждается данными натурных экспериментов, объясняет их и, следовательно, может быть принята как достоверная.

8. Разработана модернизированная регрессионная модель прогноза и диагноза множителя ослабления на трассах ДТР, основанная на взаимосвязи отклонений радио- и метеовеличин от климатических норм этих параметров, позволяющая исключить погрешности расчётов из-за наличия циклических составляющих в изучаемых переменных, в отличие от используемых ранее методик регрессионного анализа по абсолютным значениям, имеющим эту погрешность.

9. Разработан картографический метод оценки мезомасштабных флуктуационных ошибок измерения азимутальных углов, возникающих из-за наличия локальных возмущений коэффициента преломления в приземном слое атмосферы. На карте нанесены изолинии, позволяющие рассчитывать величину ошибки в зависимости от расстояния и данных о метеоусловиях. Сформулированы методические рекомендации по практическому использованию таких карт.

10. Разработаны методики практического применения данных измерений уровней сигналов в акватории Тихого океана, представленных на картах радиоклиматического атласа. Карты являются основой априорного прогноза функции ослабления в зоне ДТР: среднегодовой дистанционной зависимости, постоянной для всей акватории Тихого океана; среднемесячных значений, рассчитываемых с учётом вклада априорных поправок, величина которых меняется в зависимости от времени года и района океана. В методике оценки среднечасовых значений множителя ослабления, разработанной на основе атласа, используется многофакторное регрессионное уравнение в отклонениях от норм, дающее дистанционную зависимость текущего значения множителя от набора получаемых на корабле метеопараметров, что позволило создать макет однопозиционной системы оценки дальности до источников радиоизлучения с известными параметрами передающего устройства.

Таким образом, в выполненной диссертационной работе на основе изучения мезомасштабных неоднородностей, определяющих наличие пространственно-временных низкочастотных искажений принимаемых сигналов УКВ при распространении в атмосфере, и многолетних опытов по изучению этих искажений на тропосферных трассах разработаны и экспериментально проверены физико-статистические модели неоднородностей с размерами единицы-десятки километров и периодами изменений от минут до часов. На основании этих моделей разработаны методы оценки погрешностей измерений углов с уменьшенными ошибками за счёт учёта конкретных метеоусловий в период радиоизмерений. Разработаны методики прогноза функций ослабления сигналов УКВ за радиогоризонтом, которые могут использоваться для оценки дальности до источника излучения на основе рассчитанной дистанционной зависимости уровня принимаемого сигнала, а также для определения дальней границы обнаружения источника или максимальной дальности обнаружения

цели с известной ЭПР активным радиолокатором. Полученные результаты являются вкладом в решение фундаментальной проблемы улучшения точностных характеристик измерительных радиосистем; эти методы также полезны при решении других радиофизических и прикладных научно-технических задач народного хозяйства.

ОСНОВНЫЕ НИОКР И ПРОЕКТЫ, ГДЕ БЫЛИ ИСПОЛЬЗОВАНЫ РЕЗУЛЬТАТЫ ДИССЕРТАЦИОННОЙ РАБОТЫ

НТО по НИР «Гребень», маш. ТИРЭТ, Томск, 1965.

НТО по НИР «Структура», маш. ТИРЭТ, Томск, 1966.

НТО по НИР «Чайка», маш. ТИРЭТ, Томск, 1968.

НТО по НИР «Пунктир», маш. ТИАСУР, Томск, 1974.

НТО по НИР «Лимб», маш. ТИАСУР, Томск, 1974.

НТО по НИР «Тирада-МВО», маш. ТИАСУР, Томск, 1979.

НТО по НИР «Томагавк-РВО», маш. ТИАСУР, Томск, 1981.

НТО по НИР «Торм-РВО», маш. ТИАСУР, Томск, 1985.

ИНСТРУКЦИЯ по оценке радионаблюдаемости в диапазоне УКВ над поверхностью Тихого океана, маш. ТИАСУР, Томск, 1986.

НТО по НИР «Тевли-РВО», маш. ТИАСУР, Томск, 1989.

НТО по НИР «Трактат», маш. ТИАСУР, Томск, 1990.

Тема 23/92. Исследование сверхдальнего распространения УКВ в тропосферных каналах с целью увеличения дальности и пропускной способности адаптивных систем связи и управления, маш. ТИАСУР, Томск, 1992.

НТО по НИР «Фаза-НИТИ», маш. ТУСУР, Томск, 1997 – 2001.

НТО по НИР «Моракор-РВО», маш. ТУСУР, Томск, 1992 – 2006.

НТО по НИР «Вектор». Экспериментальные исследования пространственно-временных характеристик сигналов сантиметрового диапазона на наземных трассах. Исходные данные для проектирования пеленгаторов, маш. ТУСУР, Томск, 2010.

Отчёт о составной части по НИР «Экспериментальные исследования приземного и пограничного слоев атмосферы на радиофизическом полигоне». «Цимус-Ф-ТУСУР», маш. ТУСУР, Томск, инв. № 05.04/01, 2011.

Проект-043-017. Исследования по созданию перспективных пассивных космических систем мониторинга наземных источников радиоизлучения, маш. ТУСУР, Томск, 2009 – 2011.

Проект № 7 2336. Концептуальные основы и научно-методическое обоснование экспериментальных исследований структуры электромагнитных сигналов на наземных и космических трассах с использованием уникального РФП ТУСУР в интересах развития систем радиолокации, навигации и связи, маш. ТУСУР, Томск, 2012.

РАБОТА АВТОРА В РАМКАХ ВЫПОЛНЕНИЯ ЦЕЛЕВЫХ ПРОГРАММ:

– аналитическая ведомственная целевая программа «Развитие научного потенциала высшей школы (2006–2008 годы)», проект РНП.2.1.2.4289;

– федеральная целевая программа «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России», государственный контракт № 02.740.11.0232.

Автор диссертационной работы считает своим долгом выразить искреннюю благодарность всем членам коллектива НИИ РТС ТУСУРа, причастным к огромной работе, часть результатов которой здесь изложена; без их активного участия такие данные не могли бы быть получены и представлены Вашему вниманию.

Это коллеги, поддержавшие не всегда бесспорные идеи автора, помощь которых и в виде участия и советов, и в виде критики, всегда позволяющей получить лучшие решения, переоценить невозможно. Это сотрудники, готовившие и выполнившие огромный объём весьма сложных экспериментальных работ. Каждому из них автор выражает свою глубокую признательность как соучастнику получения представленных здесь материалов.

Особо автор признателен своим коллегам В.П. Денисову, С.Г. Госенченко, М.В. Крутикову, А.А. Мещерякову за тесное и плодотворное научное сотрудничество в ходе выполнения НИР и за помощь в подготовке этой работы.

Автор искренне благодарен Г.С. Шарыгину и Б.П. Дудко за многолетнюю доброжелательную поддержку, тесное сотрудничество, руководство и помощь при проведении научных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Радиоэлектронные системы: основы построения и теория: справ. / Я.Д. Ширман, С.Т. Багдасарян, А.С. Маляренко [и др.]; под ред. Я.Д. Ширмана. – М.: Радиотехника, 2007. – 512 с.

2. Крейн Р.К. Фундаментальные ограничения, связанные с процессами распространения радиоволн / Р.К. Крейн // Тр. ТИИЭР. – 1981. – Т. 69, № 2. – С. 64–80.

3. Современная радиолокация / пер. с англ. под ред. Ю.Б. Кобзарева. – М.: Сов. радио, 1969. – 704 с.

4. Монин А.С. Прогноз погоды как задача физики / А.С. Монин. – М.: Наука, 1969. – 184 с.

5. Thompson M.C. An analysis of time variation in tropospheric refractive index and apparentradio path length / M.C. Thompson, H.B. Janes, A.W. Kirkpatric // J. of geoph. res. – 1960, January. – Vol. 65, № 1. – P. 193–201.

6. Колосов М.А. Рефракция электромагнитных волн в атмосфере Земли, Венеры и Марса / М.А. Колосов, А.В. Шабельников. – М.: Сов. радио, 1976. – 220 с.

7. Бартон Д. Справочник по радиолокационным измерениям / Д. Бартон, Г. Вард ; пер. с англ. под ред. М.М. Вейсбена. – М.: Сов. радио,1976. – 392 с.

8. Метеорологические условия распространения ультракоротких радиоволн в атмосфере: аннотированный библиогр. указ. – Обнинск; Томск, 1980. – Ч. 1–5. – 1989.

9. Бат М. Спектральный анализ в геофизике : пер. с англ. / М. Бат. – М.: Недра, 1980. – 535 с.

10. Orlanski I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes / I. Orlanski // Bull. Am. Meteorol. Soc. – 1981. – N 56. – P. 527–530.

11. Экспериментальные исследования влияния атмосферы на пространственные измерения в близгоризонтной зоне / Ф.Д. Заблоцкий, Н.И. Кравцов, А.Л. Островский [и др.] // XV Всесоюзная конф. по распространению радиоволн. Алма-Ата. – М.: Наука, 1987. – С. 287–288.

12. Вельтищев Н.Ф. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование / Н.Ф. Вельтищев. – ВМО-N701, 1988. – 137 с.

13. Введенский Б.А. Исследования распространения метровых, дециметровых, сантиметровых и субмиллиметровых радиоволн / Б.А. Введенский, М.А. Колосов, А.В. Соколов // Радиотехника и электроника. – 1967. – № 11. – С. 1867–1890.

14. Battesti J. Propagation due to Tropospheric Inhomogeneities / J. Battesti // IEE Proc. – 1983. – Vol. 130, N 7. – P. 657–664.

15. Бызова Н.Л. Турбулентность в пограничном слое / Н.Л. Бызова, В.Н. Иванов, Е.К. Гаргер. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 263 с.

16. Яковлев О.И. Распространение радиоволн : учеб. / О.И. Яковлев, В.П. Якубов, В.П. Урядов [и др.] ; под. ред. О.И. Яковлева. – М.: ЛЕНАНД, 2009. – 496 с.

17. Вельтищев Н.Ф. Мезометеорологические процессы: учеб. пособие / Н.Ф. Вельтищев, В.М. Степаненко. – М.: МГУ, 2006. – 101 с.

18. Вильфанд Р.М. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: первый этап реализации и развития / Р.М. Вильфанд, Г.С. Ривин, И.А. Розинкина // Метеорол. и гидрол. – 2010. – № 8. – С. 5–20.

19. Ривин Г.С. Технологическая линия системы краткосрочных мезомасштабных оперативных прогнозов погоды COSMO-RU с шагом сетки 7 км / Г.С. Ривин, И.А. Розинкина, Д.В. Блинов // Труды Гидрометцентра. – 2012. – № 347. – С. 61–80.

20. Ривин Г.С. Развитие системы мезомасштабного прогнозирования на основе модели COSMO-RU / Г.С. Ривин, И.А. Розинкина, В.Н. Крупчатников // Тез. докл. 7-го Всерос. метеорологического съезда, 7-9 июля 2014 г. – СПб., 2014. – С. 18.

21. Оводенко В.Б. Анализ влияния кратковременных вариаций метеопараметров на ошибки измерения координат в РЛС / В.Б. Оводенко, Е.С. Патронова, К.С. Соколов [и др.] // Журнал радиоэлектроники. – 2013. – № 6. – С. 1–13.

22. Хуторова О.Г. Исследование пространственно-временных вариаций примесей и метеопараметров по синхронным измерениям в приземной атмосфере: дис. ... д-ра физ.-мат. наук / О.Г. Хуторова. – Казань, 2005. – 363 с.

23. Зинин Д.П. Применение мезомасштабная модель WRF-CHEM для исследования вертикальной и горизонтальной структуры нижней атмосферы в Республике Татарстан / Д.П. Зинин, Г.М. Тептин, О.Г. Хуторова // Оптика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 21, № 1. – С. 69–74.

24. Зинин Д.П. Моделирование динамики поля коэффициента преломления радиоволн сантиметрового диапазона в нижнем слое атмосферы / Д.П. Зинин, Г.М. Тептин, О.Г. Хуторова [и др.] // ДАН. – 2007. – Т. 416, № 1. – С. 112–114.

25. Хуторова О.Г. Моделирование мезомасштабной структуры индекса рефракции радиоволн и сравнение с результатами наземных наблюдений / О.Г. Хуторова, Д.П. Зинин, Г.М. Тептин // Распространение радиоволн XXII : тр. конф. – Ростов н/Д, 2008. – Т. 3. – С. 207–210.

26. Fiedler F. and Panofsky H. Atmospheric scales of spectral gaps / F. Fiedler, H. Panofsky // Bull. Am. meteorol. soc. – 1970. – № 51. – P. 1114–1119.

27. Обухов А.М. Турбулентность и динамика атмосферы / А.М. Обухов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 414 с.

28. Дымников В.П. Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов / В.П. Дымников, А.Н. Филатов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 241 с.

29. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей / Л.С. Гандин. – Л.: Гидрометиздат, 1963. – 288 с.

30. Болтенков В.П. Некоторые характеристики трехмерной макроструктуры температуры воздуха / В.П. Болтенков // Труды ГГО. – 1966. – Вып. 191. – С. 47–57.

31. Рытов С.М. Введение в статистическую радиофизику / С.М. Рытов. – М.: Наука, 1966. – 404 с.

32. Физические ограничения угловых измерений, производимых моностатическими и мультистатическими системами // Экспресс-информация РТР. – 1963. – № 40.

33. Физический энциклопедический словарь. Т. 5: Ст. «Флуктуации». – М.: Сов. энциклопедия, 1966.

34. Шур А.А. Характеристики сигнала на тропосферных радиолиниях / А.А. Шур. – М.: Связь, 1972 – 105 с.

35. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере / В.И. Татарский. – М.: Наука, 1967. – 548 с.

36. Колесникова В.Н. О спектрах колебаний метеорологических полей / В.Н. Колесникова, А.С. Монин // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. – 1965. – Т. 1, № 7.

37. Deam A.P. Phase-difference variations in 9350-megacycle radio signals arriving at spaced antennas / A.P. Deam, B.M. Fannin // Proc. IRE. – 1955. – Vol. 43, N 10. – P. 1402–1404.

38. Herbstreit J.W. Measurements of the phase of radio waves received over transmission paths with electrical lengths varying as a result of atmospheric turbulence / J.W. Herbstreit, M.C. Thompson // Proc. IRE. – 1955. – Vol. 43, N 10. – P. 1391–1401.

39. Зверев А.С. Синоптическая метеорология / А.С. Зверев. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 774 с.

40. Прилепин М.Т. Определение показателя преломления воздуха при измерении расстояний светодальномерами / М.Т. Прилепин // Геодезия и картография. – 1957. – № 3. – С. 20–30.

41. Лайхтман Д.Л. Некоторые вопросы теории микроклимата / Д.Л. Лайхтман // Тр. Всесоюзного науч. метеорологического совещ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – Т. 7. – 187 с.

42. Тверской П.Н. Курс метеорологии. Физика атмосферы / П.Н. Тверской. – Л.: Гидрометеоиздат, 1962. – 699 с.

43. Микроклимат холмистого рельефа / под ред. И.А. Гольцберг. – Л.: Гидрометеоиздат, 1962. – 250 с.

44. Сапожникова С.А. Микроклимат и местный климат / С.А. Сапожникова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1950. – 242 с.

45. Зайцев В.А. Термическая неоднородность и горизонтальный градиент температуры в атмосфере / В.А. Зайцев, А.А. Ледохович // Тр. ГГО. – 1964. – Вып. 156.

46. Belatini. «Nature» (Engl.). – 1959. – Vol. 184, N 4698.

47. Оке Т.Р. Климат пограничного слоя / Т.Р. Оке. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982.

48. Castel, Misme, Voge. Etude Physique du Feuilletage dans l”Atmosphere / Castel, Misme, Voge // J. Ann. Telecomm. – 1959. – N Juillet-Aout.

49. Шаванс, Буатья, Блассель. Распространение сантиметровых волн в районе Средиземного моря / Шаванс, Буатья, Блассель // Вопросы радиолокационной техники. – 1955. – № 1(25). – С. 99–142.

50. Аренберг А.Г. Распространение дециметровых и сантиметровых волн / А.Г. Аренберг. – М.: Сов. радио, 1957. – 303 с.

51. Пахомов Л.А. Аэрологические исследования изменчивости коэффициента преломления атмосферы для ультрокоротких волн / Л.А. Пахомов, Н.З. Пинус [и др.]. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – 103 с.

52. Хромов С.П. Метеорологический словарь / С.П. Хромов, Л.И. Мамонтова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 568 с.

53. Кижнер Л.И. Пространственно-временная структура поля индекса преломления в приводном слое атмосферы северной части Тихого океана / Л.И. Кижнер. – Томск : Том. гос. ун-т, 1988. – 28 с. – Деп. в АИНИТИ 18.11.88, N 8207-В88.

54. Облака и облачная атмосфера: под ред. И.П. Мазина, Хргиана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 647 с.

55. Moler W.F. Tropospheric scatter propagation and atmospheric circlations / W.F. Moler, D.B. Holden // J. Resd. NBS, 64D, (Rad.Prop.). – 1960. – № 1. – P. 81–93.

56. Казаков Л.Я., Ломакин А.Н. Неоднородности коэффициента преломления воздуха в тропосфере / Л.Я. Казаков, А.Н. Ломакин. – М.: Наука, 1976. – 165 с.

57. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология / В.И. Воробьев. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 616 с.

58. Самохвалов И.В. Лазерное зондирование тропосферы и подстилающей поверхности / И.В. Самохвалов, Ю.Д. Копытин, И. Ипполитов [и др.]. – Новосибирск: Наука, 1987. – 262 с.

59. Винниченко Н.К. Турбулентность в свободной атмосфере / Н.К. Винниченко, Н.З. Пинус, С.М. Шметер [и др.]. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 288 с.

60. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы / Л.Т. Матвеев. – М.: Гидрометеоиздат, 1976. – 640 с.

61. Чедуик Р.К. Радиолокационное дистанционное зондирование ясного неба / Р.К. Чедуик, Э.Э. Госсард // Обзор. ТИИЭР. – 1983. – Т. 71, № 6. – С. 59–78.

62. Госсард Э.Э. Волны в атмосфере / Э.Э. Госсард, У.Х. Хук. – М.: Мир, 1978. – 532 с.

63. Воронцов П.А. Турбулентность и вертикальные токи в пограничном слое атмосферы / П.А. Воронцов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966. – 296 с.

64. Gossard E.E. The reflection of microwaves by a refractive layer perturbed by waves / E.E. Gossard // IRE trans. – 1962, May. – P. 317–325.

65. Barton Ian J. The importance tilted layer in the tropospheric ducting of radio waves over the Timor Sea / Ian J. Barton // Radio Sci. – 1973. – Vol. 8, N 8–9. – P. 727–732.

66. Облако: отчёт о НИР. Исследование пространственно-временных характеристик поля коэффициента преломления в Томской области в зависимости от облачности и синоптической обстановки / науч. рук. В.И. Слуцкий. – Томск: ТГУ, 1978. – 128 с.

67. Ламли Дж.Л. Структура атмосферной турбулентности / Дж.Л. Ламли, Г.А. Пановски. – М.: Мир, 1966. – 264 с.

68. Киселев О.Н. Экспериментальное изучение мезомасштабных флуктуаций индекса преломления в приземном слое атмосферы / О.Н. Киселев, Л.И. Кижнер, М.В. Крутиков // Доклады ТУСУР. – 2006. – Т. 6(14). – С. 47–51.

69. Киселев О.Н. Исследование распространения радиоволн на наземных трассах при наличии мезомасштабных квазикогерентных ячеек / О.Н. Киселев // Изв. вузов. Сер. Физика. – 2016. – Т. 59, № 12/3. – С. 84–87.

70. Стоцкий А.А. Тропосферные ограничения точности измерений координат космических источников / А.А. Стоцкий // Изв. вузов. Сер. Радиофизика. – 1976. – Т. 19, № 11. – С. 1678–1681.

71. AMTEX’75 Date report Aerological date / Management Committee for AMTEX. – Tokyo, 1975. – Vol. 2. – 510 p.

72. Сергеев Г.А. Статистические методы исследования природных объектов / Г.А. Сергеев, Д.А. Янутш. – Л.: Гидрометиздат, 1973. – 300 с.

73. Киселев О.Н. Пространственные характеристики мезонеоднородностей тропосферных радиометеорологических полей над океаном / О.Н. Киселев, Л.И. Кижнер, С.Г. Госенченко, В.И. Слуцкий // Доклады ТУСУР. – Томск, 2000. – Т. 4. – С. 112–117.

74. Хуторов В.Е. О перспективах исследования неоднородной структуры тропосферы с помощью сети приемников GPS – ГЛОНАСС / В.Е. Хуторов, О.Г. Хуторова, А.А. Васильев // Оптика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 23, № 6. – С. 510–514.

75. Хуторов В.Е. Пассивное зондирование структуры коэффициента преломления радиоволн в тропосфере сетью приёмников спутниковых навигационных систем

в г. Казани / В.Е. Хуторов, Г.М. Тептин [и др.] // Известия высших учебных заведений. Сер. Радиофизика. – 2011. – Т. 54, № 1. – С. 1–8.

76. Хуторов В.Е. Исследование горизонтальных структурных функций индекса рефракции радиоволн в тропосфере / В.Е. Хуторов, А.А. Журавлев, Г.М. Тептин // Турбулентность, динамика атмосферы и климата : сб. тез. междунар. конф. – М., 2013. – С. 192.

77. Гаврилов, Н.М. Глобальная структура мезомасштабной изменчивости атмосферы по спутниковым измерениям рефракции радиоволн / Н.М. Гаврилов, Н.В. Карпова // Изв. РАН. ФАО. – Т. 40, № 6. 2004. – С. 747–758.

78. Гаврилов Н.М. Структура мезомасштабной изменчивости тропосферы и стратосферы по измерениям рефракции радиоволн со спутников CHAMP / Н.М. Гаврилов. Изв. РАН. ФАО. – Т. 43, № 4, 2007. – С. 492–501.

79. Денисов В.П., Дудко Б.П., Шарыгин Г.С. [и др.] // Вопросы специальной радиоэлектроники. Сер. 16. – 1961. – Вып. 3.

80. Тема 78/61: отчет о НИР / Томск. Том. политехн. ин-т, 1962.

81. Дудко Б.П. Дис. канд. техн. наук. – КБ «Проект», Томск, 1964.

82. Гребень: отчёт о НИР (итоговый) / Томск: ТИРиЭТ, 1965.

83. Басс Ф.Г. Флуктуации электромагнитных волн в тропосфере при наличии поверхности раздела / Ф.Г. Басс, С.Я. Брауде, Э.А. Канер [и др.] // УФН. – 1961. – Т. 73, Вып. 1. – С. 89–119.

84. Даль-МВО: отчёт о НИР / Томск, ТИРиЭТ. 1965.

85. Eklund F. Тропосфера как фактор, ограничивающий точность измерения расстояний и направлений с помощью радиометодов : пер. с шведского / F. Eklund. – М.: Бюро переводов ВИНИТИ, 1968.

86. International symposium 1960. International symposium on electronic distance-measuring techniques // J. of Geophys. Res. – 1960, Feb. – N 2.

87. Стрейтон А. Результаты измерений горизонтальных углов прихода сантиметровых радиоволн методом фазового смещения / А. Стрейтон, Дж. Герхардт // Сб. Распространение СМ радиоволн в тропосфере. – М.: ИИЛ. – 1950. – С. 80–97.

88. Дальнее тропосферное распространение ультракоротких волн / под ред. Б.А. Введенского, М.А. Колосова, А.И. Калинина [и др.]. – Сов. радио, 1965. – 416 с.

89. Thompson M.C. Measurements of phase-front distortion jn an elevated line-of-sight path / M.C. Thompson, H.B. Janes // IEEE trans. aeroshace and electronic syst. – 1970. – V/AES-6, N 5. – P. 645–656.

90. Hamaker J.P. Atmospheric delay fluctuation with scale sizes greater then one kilometer, observed with a radio interferometer array / J.P. Hamaker // Radio science. – 1978. – Vol. 13, N 5. – P. 873–891.

91. Barton D.K. Reasons for the failure of radio interferometers to achieve their expected accuracy / D.K. Barton // Proc. IEEE. – 1963, april. – P. 626–627.

92. Долуханов М.П. Распространение радиоволн / М.П. Долуханов. – М.: Связь, 1965. – 400 с.

93. Сазонов А.И. Возникновение сверхрефракционных условий при осадках, вызванных атмосферными фронтами / А.И. Сазонов // Изв. вузов. Сер. Радиофизика. – 1958. – Т. 1, № 3. – С. 162–164.

94. Назарова Л.Г. Военная радиоэлектроника / Л.Г. Назарова. – 1960. – № 21.

95. Сазонов А.И. Кандидатская диссертация / А.И. Сазонов. – Томск, ТГУ. – 1960.

96. Некоторые данные о суточных изменениях горизонтальных углов прихода радиоволн 3,2 см при распространении над морской поверхностью / И.С. Тургенев [и др.] // Тр. ИРЭ АНУССР. – 1961. – Т. 9.

97. Корниенко М.Г. Кандидатская диссертация / М.Г. Корниенко. – Томск: ТГУ, 1966.

98. Шарыгин Г.С. Статистическая структура поля УКВ за горизонтом / Г.С. Шарыгин. – М.: Радио и связь, 1983. – 140 с.

99. Голев К.В. Расчёт дальности действия радиолокационных станций / К.В. Голев. – М.: Сов. радио, 1962. – 204 с.

100. Стикленд А. Преломление радиоволн в нижних слоях атмосферы / А. Стикленд // Сб. Распространение сантиметровых радиоволн в тропосфере. – М.: ИИЛ. – 1950. – С. 80–97.

101. Калинин А.И. Распространение радиоволн на трассах наземных и космических радиолиний / А.И. Калинин. – М.: Связь, 1979. – 296 с.

102. Hitney H.V. Integrated refractive effects prediction system (IREPS) / H.V. Hitney, J.H. Richter // Navel Engnrs. J. – 1976. – N 83. – P. 257–262.

103. Хитни Г.В. Распространение радиоволн в тропосфере. Обзор / Г.В. Хитни, Ю.Х. Рихтер [и др.] // ТИИЭР. – 1985. – Т. 73, № 2. – С. 106–127.

104. Стрельцов О.В. Анализ особенностей прогнозирования характеристик электромагнитных волн / О.В. Стрельцов // Моделирование, оптимизация и информационные технологии. – 2013. – № 1. – С. 10.

105. Yeh L.P. Simple methods for designing troposcatter circuits / L.P. Yeh // IRE Trans. – 1960. – Vol. CS-8. – P. 193–198.

106. Almond T. Consideration of the usefulness of microwave propagation prediction methods on air-to-ground path / T. Almond, J. Clarke // IEE Proc. – 1983. – Vol. F-130, N 7. – P. 649–656.

107. Акулиничев Ю.П. Состояние и перспективы развития методов численного решения параболического волнового уравнения / Ю.П. Акулиничев, Ф.Н. Захаров, В.А. Пермяков [и др.] // Известия высших учебных заведений. Сер. Физика. – 2016. – Т. 59, № 12/3. – С. 169–178.

108. Акулиничев Ю.П. Теория и методы диагностики многолучёвости для повышения помехоустойчивости систем радиолокации и дистанционного зондирования тропосферы: дис. … д-ра техн. наук / Ю.П. Акулиничев. – Томск, 2002.

109. Акулиничев Ю.П. Оценка эффективности прогнозирования зон радиовидимости по имеющимся экспериментальным данным / Ю.П. Акулиничев, И.Н. Ваулин, В.Е. Ровкин // Изв. вузов. Сер. Физика. – 2007. – № 5. – С. 87–92.

110. Калинин А.И. Статистические характеристики сигнала при дальнем распространения УКВ / А.И. Калинин, В.Н. Троицкий, А.А. Шур // Электросвязь. – 1964. – № 7. – С. 1–12.

111. Калинин А.И. Исследования дальнего тропосферного распространения УКВ / А.И. Калинин, В.Н. Троицкий, А.А. Шур // Распространение радиоволн. – М.: Наука, 1975. – С. 127–153.

112. Калинин А.И. Распространение радиоволн и работа радиолиний / А.И. Калинин, Е.Л. Черенкова. – М.: Связь, 1971. – 440 с.

113. Бин Б.Р. Радиометеорология / Б.Р. Бин, Е.Дж. Даттон ; пер. с англ. под ред. А.А. Семенова. – Л.: Гидрометиздат, 1971. – 361 с.

114. Gray R.E. Tropospheric Scatter Propagation and Meteorological Conditions in the Carribbeans / R.E. Gray // IRE Trans. – 1961. – Vol. 9, N 5. – P. 492–496.

115. Bean B.R. Correlation of monthlymedian transmission loss and refractive index profile characteristics / B.R. Bean, B.A. Cahoon // J. Res. NBS,65D (rad.prop.). – 1961, jan.-feb. – N 1. – P. 67–747.

116. Bean B.R. A world Atlas of Atmosperic Radio Prop. / B.R. Bean, B.A. Cahoon // U.S. Cov. Pr. Of., Wach. – 1966. – 130 p.

117. Рукина А.Н. Показатель преломления воздуха в приземном слое атмосферы на территории СССР / А.Н. Рукина // ИРЭ АН СССР. – М., 1977. – Препринт № 16 (239). – 15 с.

118. COST-210: Influence of the atmosphere on interference between radio communications systems at frequencies adove 1 GHz. Final Report / ed. by E. Ballabio. – Brussels : Comission of Eueopean Communications, 1991.

119. Дарижапов Д.Д. Радиометеорологическое картографирование территории бывшего СССР / Д.Д. Дарижапов, Е.В. Батуева, Б.З. Цыдыпов // Сб. докл. Российской научн.-техн. конфер. по дифракции и распространению волн. – Улан-Удэ; БНЦ СО РАН, 1996. – С. 99–103.

120. Bean B.R. Some meteorological effects on scattered VHF waves / B.R. Bean // Trans. IRE. – 1956, March. – Vol. CS-4, N 1. – P. 32–38.

121. Rider G.C. Propagation measurements at 858 Mc/s overr paths up to 585 km / G.C. Rider. – Marcjni Rev. 4th Quarter, 1958. – Vol. 21, N 131. – P. 184–197.

122. Dennis A.S. Correlation between hourly median scattered signals and simple refractivity parameters / A.S. Dennis // J. of Res. NBS. – 1962, may-june. – 66D, N 3. – P. 285–289.

123. Bean B.R. Refraction of radio waves at low angles within various air masses / B.R. Bean, J.D. Horn, L.P. Riggs // J. Geophys. Res. – 1960. – Vol. 65. – P. 1183.

124. Томагавк-РВО-СЗПИ. Приложение к отчету по НИР. Номограммы. – Л.: СЗПИ, 1978.

125. Насилов Д.П. Радиометеорология / Д.П. Насилов. – М.: Наука, 1966. – 366 с.

126. Moler W.F. Vertical motion in the atmosphere and its effects on VHF radio signals strength / W.F. Moler, W.A. Arvola // Trans. Am. Geophys. Union. – 1956. – P. 37.

127. Gossard E.E. The effect of super-refractive layers on 50–5000 Mc nonoptical fields / E.E. Gossard, L.J. Anderson // IRE Trans. AP4. – 1956. – P. 175–178.

128. Казаков Л.Я. Поле, переизлученное температурными неоднородностями в тропосфере при оптимальной геометрии трассы / Л.Я. Казаков, М.А. Колосов, В.Н. Пожидаев // XII Всесоюзная конф. по распространению радиоволн : тез. докл. – Томск, 1978. – М.: Наука, 1978. – Ч. 2. – С. 50–51.

129. Вяльцева Э.Е. О горизонтальной неоднородности показателя преломления воздуха для УКВ в атмосферных фронтах / Э.Е. Вяльцева // Тр. ИЭМ. – 1975. – Вып. 10 (53). – С. 80–85.

130. Дмитриев А.А. О некоторых результатах исследований нижнего слоя атмосферы на метеорологической вышке / А.А. Дмитриев // Тр. Всесоюзного науч. метеорологического совещ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – Т. 7. – С. 144–153.

131. Киселев О.Н. Рефракция в приземном слое атмосферы / О.Н. Киселев // Реф. инф. по радиоэлектронике: сб. – 1968. – № 11, реф 10212. – 3 с.

132. Киселев О.Н. Горизонтальная рефракция на сухопутных трассах / О.Н. Киселев // Тр. 8-й Всесоюзной конф. по распространению радиоволн, Ашхабад, 1967. – М.: Науч. совет АН СССР по комплексной проблеме «Распространение радиоволн», 1972. – № 2.

133. Киселев О.Н. Мезомасштабные неоднородности коэффициента преломления приземного слоя атмосферы / О.Н. Киселев // Изв. вузов России. Сер. Радиоэлектроника. – 2006. – Т. 6. – С. 47–51.

134. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы / Д.Л. Лайхтман. – Л.: Гидрометеоиздат, 1961. – 254 с.

135. Воронцов П.А. Формирование температурного режима почвы и воздуха / П.А. Вронцов, Т.А. Огнева, Н.В. Серова // Тр. ГГО. – 1961. – Вып. 107. – С. 21–33.

136. Горбунова И.Г. Теплофизические характеристики и влажность почвы / И.Г. Горбунова, Н.В. Серова // Тр. ГГО. – 1961. – Вып. 107. – С. 44–46.

137. Горбунова И.Г. Некоторые результаты измерения теплофизических характеристик почвы в естественных условиях / И.Г. Горбунова, Т.В. Дьячкова, Н.В. Серова // Тр. ГГО. – 1958. – Вып. 77. – С. 68-71.

138. Раунер Ю.Л. Некоторые результаты теплобалансных наблюдений в лиственном лесу / Ю.Л. Раунер // Изв. АН СССР. Сер. География. – 1958. – № 5. – С. 79-86.

139. Калинин А.И. Расчет трасс радиорелейных линий / А.И. Калинин. – М.: Связь, 1964. – 247 с.

140. Жуков В.М. Результаты теплобалансных наблюдений на открытых участках / В.М. Жуков, Н.Н. Самарина // Тепловой баланс леса и поля. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 227 с.

141. Актинометрия и оптика атмосферы // Тр. 5 межведомственного совещ. по актинометрии и оптике атмосферы. 1963, июль. – М.: Наука, 1964. – 83 с.

142. Субботина Е.П. Сборник физических констант и параметров / Е.П. Субботина. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. – 148 с.

143. Некоторые данные по тепловому балансу на осушенном болоте и суходоле / Е.П. Архипова [и др.] // Тр. ГГО. – 1955. – Вып. 49 (111).

144. Смирнова Н.В. Радиационные элементы теплового баланса шхерного района Ладожского озера / Н.В. Смирнова // Тр. лабор. озеро-вед. АН СССР. – 1961. – № 12. – С. 35–59.

145. Дзердзеевский Б.Л. Состояние и задачи исследования теплового баланса леса / Б.Л. Дзердзеевский, Ю.Л. Раунер // Тепловой и водный режим земной поверхности: сб. ст. под ред. акад. Герасимова [и др.]. – Л.: Гидрометиздат, 1960.

146. Лайхтман Д.Л. Строение пограничного слоя атмосферы на разных широтах / Д.Л. Лайхтман, Д.Р. Орленко // Тр. ГГО. – 1964. – Вып. 150.

147. Павлов А.В. О методах определения теплообмена в почве и снежном покрове / А.В. Павлов // Тепловой и радиационный баланс естественной растительности и сельскохозяйственных полей. – М.: Наука, 1965.

148. Константинов А.Р. Тепловой и водный режим Украины / А.Р. Константинов [и др.]. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966.

149. Дмитриев А.А. О репрезентативности наблюдений над температурой воздуха при неоднородной подстилающей поверхности / А.А. Дмитриев // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. – 1961. – № 2. – С. 144–153.

150. Томская область. Топографическая карта М. 1:100000. Гл. упр. геодезии и картографии при СМ СССР. Отпечатано в 1962 г.

151. Константинов А.Р. Исследование связи профилей метеорологических элементов с характеристиками подстилающей поверхности / А.Р. Константинов // Тр. Укр. НИГМИ. – 1964. – Вып. 36.

152. Справочник по радиолокации / под ред. Сколника; пер. с англ. под ред. К.Н. Тимофеева. Т. 1: Основы радиолокации / под ред. Я.С. Ицхоки. – М.: Сов. радио, 1976. – 456 с.

153. Киселев О.Н. Пространственные мезомасштабные вариации индекса преломления над неоднородной земной поверхностью / О.Н. Киселев // РЭ. – 2013. – Т. 58, № 6. – С. 573–577.

154. Kiselev O.N. Mesoscale Spatial Variations of the Refraction Index over Nonuniform Earth Surface / O.N. Kiselev // Journal of Communications Technology and Electronics. – 2013. – Vol. 58, No 6. – P. 517–520.

155. Рукина А.Н. Одновременное исследование метеорологических условий рефракции радиоволн в пунктах, разнесённых на 100 км / А.Н. Рукина // РЭ. – 1980. – Т. 25, № 2. – С. 407–409.

156. Паршуков В.А. Оценка влияния ошибок метеоизмерений на результаты расчёт траекторных параметров радио- и оптических волн в приземном слое / В.А. Паршуков // РЭ. – 1998. – Т. 43, № 2. – С. 148–152.

157. Каменкович В.М. Синоптические вихри в океане / В.М. Каменкович, М.Н. Кошляков, А.С. Монин. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 511 с.

158. Гаврилов А.С. Математическое моделирование мезометеорологических процессов / А.С. Гаврилов. – Л.: Изд-во ЛПИ, 1988. – 96 с.

159. Пановский Г.А. Статистические методы в метеорологии / Г.А. Пановский, Г.В. Брайер. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 210 с.

160. Романенко А.Ф. Вопросы прикладного анализа случайных процессов / А.Ф. Романенко, Г.А. Сергеев. – М.: Сов. радио, 1968. – 256 с.

161. Статистическая структура метеорологических полей / под ред. Л.С. Гандина, В.И. Захариева, Р. Целнаи. – BUDAPEST, 1976. – 365 с.

162. Гандин Л.С. Статистические методы интерпретации метеорологических данных / Л.С. Гандин, Р.Л. Каган. – Л.: Гидрометиздат, 1976. – 360 с.

163. Румшиский Л.З. Математическая обработка результатов эксперимента. Справочное руководство / Л.З. Румшиский. – М.: Наука, 1971. – 192 с.

164. Новицкий В.М. Оценка погрешностей результатов измерений / В.М. Новицкий, И.А. Зограф. – Л.: Энергоиздат, 1991. – 304 с.

165. Киселев О.Н. Крупномасштабная структура полей радиометеорологических параметров над океаном / О.Н. Киселев, М.И. Родионов // Известия РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. – 1992. – Т. 28, № 12. – С. 1213–1216.

166. Долуханов М.П. Дальнее распространение ультракоротких волн / М.П. Долуханов. – М.: Связьиздат, 1962. – 178 с.

167. Решетов В.Д. Изменчивость метеорологических элементов в атмосфере / В.Д. Решетов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – 288 с.

168. Вентцель Е.С. Теория вероятностей / Е.С. Вентцель. – М.: Наука, 1969. – 576 с.

169. Тар-РВО: отчет о НИР (заключ.) / Томск: ТГУ, 1990.

170. Craig K.h. Climatic parameters in clear-air propagation modelling. / K.h. Craig, T. Tjelta, B. Segal // Open Symp. "Climpara’94", Vjscow, 31 may-3 june 1996. – P. 6.1.1-6.1.8.

171. Михайлов Н.Ф. Радиометеорологические исследования над морем / Н.Ф. Михайлов, А.В. Рыжков, Г.Г. Щукин. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 208 с.

172. Тевли-РВО: отчёт по НИР (промежуточ., ч. 2). – Томск: ТГУ, 1987. – 155 с.

173. Радиоклиматический тропосферный атлас Тихого океана / под ред. Г.С. Шарыгина. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та систем упр. и радиоэлектроники, 2000.

174. Львовский Е.Н. Статистические методы построения эмпирических формул / Е.Н. Львовский. – М.: Высшая школа, 1982. – 224 с.

175. Исаев А.А. Статистика в метеорологии и климатологии / А.А. Исаев. – М.: Изд-во МГУ, 1988. – 265 с.

176. Friis H.T. A reflection theory for propagation beyond the horizon / H.T. Friis, A.B. Crowford, D.C. Hogg // Bell. Syst. Techn. J. – 1957. – Vol. 36. – P. 627–644.

177. Корнеев И.Л. Структура поля радиосигнала, отраженного от наклонного тропосферного слоя // Тез. докл. 10 Всесоюзной конф. по распространению радиоволн. Распространение УКВ в тропосфере. Секция 2. – М.: Наука, 1972. – С. 107–110.

178. Фаза-НИТИ: отчёт о НИР (итоговый) / Томск: ТУСУР, 2001.

179. Hay D.R. Frontal perturbation of a tropospheric scatter path / D.R. Hay, G.E. Poaps // Can. J. Phys. – 1959. – Vol. 37. – P. 1272–1282.

180. Schleher J.B. Tilted refractive surfaces at Egkin Air Force Base, Florida / J.B. Schleher // Radio Sci. – 1982. – Vol. 17, N 5. – P. 1281–1284.

181. Ko H. Anomalous mikrowave propagation through atmospheric ducts / H. Ko, J. Sari, J. Skura // Jons Hopkins Appl. Tech. Dig. – 1983, Jan-Mar. – Vol. 4, N 1. – P. 12–26.

182. Hiks J.J. Radar observations of breaking gravitaitional waves in the visually clear atmosphere / J.J. Hiks, J.K. Angell // J. Appl. Meteorol. – 1968. – Vol. 7, N 1. – P. 114–1231.

183. Rainey R.J. A refraction correction technique which includes nonsymmetric index of refraction / R.J. Rainey, D.C. Thorn // IEEE Trans. Antennas and Propagat. – 1963. – Vol. 11, N 4. – P. 446–450.

184. Редькин Б.А. Угловые ошибки в неоднородной среде / Б.А. Редькин // Тр. ТИРЭТ. – Томск: Изд-во ТГУ, 1967. – Т. 6. – С. 23–25.

185. Левин В.А. Теоретические основы статистической радиотехники / В.А. Левин. – М.: Сов. радио, 1968. – 503 с.

186. Киселев О.Н. О механизме возникновения медленных флуктуаций сантиметровых радиоволн на пересеченных трассах / О.Н. Киселев, Ю.М. Полищук // Доклады науч.-техн. конф., посвященной Дню радио. – Томск: Изд-во ТГУ, 1967.

187. Кашкан А.А. Вопросы статистической теории дифракции / А.А. Кашкан, Ю.М. Полищук – Томск: Изд-во ТГУ, 1974. – 59 с.

188. Экспериментальное исследование структуры электромагнитного поля при распространении радиоволн сантиметрового диапазона над земной поверхностью / под ред. Г.С. Шарыгина. – Томск: Изд-во ТГУ, 1970. – 127 с.

189. Полищук Ю.М. Дифракция сферической волны на экране со статистически неровным краем / Ю.М. Полищук, Б.А. Редькин // Тр. ТИРиЭТ. – Томск, 1965. – Т. 4.

190. Полищук Ю.М. Пространственно-временная структура случайных электромагнитных полей при распространении в тропосфере / Ю.М. Полищук. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1975. – 92 с.

191. Градштейн И.С. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений / И.С. Градштейн, И.М. Рыжик. – М.: Физмат, 1963.

192. Потехин А.М. Некоторые задачи дифракции электромагнитных волн / А.М. Потехин. – М., 1948. – 135 с.

193. Распространение ультракоротких радиоволн: пер. с англ. под ред. Б.А. Шиллерова. – М.: Сов. радио, 1954. – 707 с.

194. Черный Ф.Б. Распространение радиоволн / Ф.Б. Черный. – М.: Сов. радио, 1972. – 464 с.

195. Нортон. Использование углового расстояния для оценки потерь передачи и диапозона замираний при распространении через турбулентную атмосферу над пересеченной местностью / Нортон, Райс, Воглер // Вопросы дальней связи на ультракоротких волнах: сб. ст. – М.: Сов. радио, 1957. – С. 57–160.

196. Гусятинский И.А. Дальняя тропосферная радиосвязь / И.А. Гусятинский, А.С. Немировский, А.В. Соколов [и др.]. – М.: Связь, 1968. – 248 с.

197. Ottersten H. Radar angel activity and its correlation with meteorological parameters. Атмосферная турбулентность и распространение радиоволн / H. Ottersten, F. Eklund // Тр. междунар. коллоквиум, Москва, 15–22 июня 1965 г. – М.: Наука, 1967. – С. 269–279.

198. Киселев О.Н. Исследование закономерностей флуктуаций угла прихода УКВ за радиогоризонтом на основе численного имитационного эксперимента / О.Н. Киселев // Доклады ТУСУР. – 2008. – Т. 2(18), Ч. 2. – С. 10–13.

199. Гребень: отчет о НИР (3 этап) / Томск: ТИРиЭТ, 1964.

200. Чайка: отчет о НИР / Томск: ТИРиЭТ, 1968.

201. Структура: отчет о НИР / Томск: ТИРиЭТ, 1966.

202. Акулиничев Ю.П. Аппаратура для экспериментальных исследований структуры электромагнитного поля / Ю.П. Акулиничев [и др.] // Радиотехнические системы и распространение радиоволн: тр. ТИРиЭТ. – Томск, 1970.

203. Томогавк-РВО: отчет о НИР / Томск: Том. ин-т автоматизированных систем упр. и радиоэлектроники. – Томск, 1981.

204. Там-Там: отчет о НИР (итоговый) / Томск: Том. ин-т автоматизированных систем упр. и радиоэлектроники. – Томск, 1985.

205. Тевли-РВО: отчет о НИР / Томск: ТГУ, 1986. – Ч. 1. – 141 с.

206. Гмурман В.Е. Введение в теорию вероятностей и математическую статистику / В.Е. Гмурман. – М.: Высшая школа, 1966. – 379 с.

207. Киселев О.Н. Исследование статистических связей мезомасштабных флуктуаций угла прихода сигналов УКВ с радиометеорологическими параметрами на трассах протяженностью до 200 км / О.Н. Киселев, А.А. Мещеряков // Доклады ТУСУР. – 2000. – Т. 4. – С. 118–122.

208. Киселев О.Н. Мезомасштабные пространственно-временные флуктуации текущих значений индекса преломления вблизи земной поверхности / О.Н. Киселев // Доклады ТУСУР. – 2010. – Т. 1(21), ч. 2. – С. 17–22.

209. Андрианов В.А. Определение высотных профилей показателя преломления радиоволн в пограничном слое атмосферы по приземным метеоизмерениям / В.А. Андрианов, Б.В. Ракитин // ИРЭ АН СССР. Препринт. – 1976. – № 5 (211). – 35 с.

210. Киселев О.Н. Некоторые результаты экспериментальных исследований медленных искажений фазового фронта на приземных трассах / О.Н. Киселев, Г.С. Шарыгин // Докл. науч.-техн. конф., посвященные Дню радио. – Томск: Изд-во ТГУ, 1967.

211. Шарыгин Г.С. Экспериментальные исследования стабильных вариаций фазового фронта сантиметровых радиоволн на приземных трассах / Г.С. Шарыгин, Ю.М. Полищук, О.Н. Киселев [и др.] // Изв. вузов СССР. Сер. Радиофизика. – 1968. – Т. 11, № 5. – С. 768–769.

212. Даль-2-МВО: отчет о НИР / Томск: ТИРиЭТ, 1969.

213. Четыркин Е.М. Вероятность и статистика / Е.М. Четыркин, И.Л. Калихман. – М.: Финансы и статистика, 1982. – 319 с.

214. Тюрин Ю.Н. Непараметрические методы статистики / Ю.Н. Тюрин. – М.: Знание, 1978. – 64 с.

215. Денисов В.П. Медленные вариации углов прихода радиолокационных сигналов при дальнем тропосферном распространении над морем по данным фазовых измерений / В.П. Денисов, Б.П. Дудко [и др.] // Тез. докл. 14-й Всесоюз. конф. по распространению радиоволн, 10-13 октября 1984. – Л.: Ленингр. гос. ун-т, 1984. – С. 39.

216. Киселев О.Н. Характеристики УКВ-сигналов за радиогоризонтом при отражении от произвольно наклоненных мезомасштабных слоев (компьютерный эксперимент) / О.Н. Киселев // 23-я Всерос. науч. конф. РРВ, 23-26 мая 2011 г., Йошкар-Ола. – 2011. – С. 38–41.

217. Киселев О.Н. Изучение мезомасштабных явлений и процессов при распространении ультракоротких радиоволн в тропосфере / О.Н. Киселев // 25-я Всерос. конф. «Распространение радиоволн», посвященная 80-летию отечественных ионосферных исследований, 3–9 июля 2016 года, Томск. – Томск, 2016. – С. 56–59.

218. Шифрин Я.С. Экспериментальное исследование дальнего тропосферного распространения ультракоротких радиоволн / Я.С. Шифрин, Ф.Б. Черный, Ю.А. Тихомиров. – Харьков: Изд-во АРТА, 1964. – 103 с.

219. Киселев О.Н. Модель медленных флуктуаций угла прихода УКВ за радиогоризонтом / О.Н. Киселев // 22-я Всерос. науч. конф. РРВ-22, г. Ростов-на-Дону – п. Лоо, 22-26 сентября 2008 г.: тр. конф. – Ростов н/Д: Изд-во СКНЦ ВШ ЮФУ АПСН, 2008. – Т. 1. – С. 246–249.

220. Киселев О.Н. Отражения от мезомасштабных слоёв со случайным наклоном при загоризонтном распространении радиоволн / О.Н. Киселев // Региональная 17-я конф. по распространению радиоволн: сб. тр. конф. – СПб.: НИИРФ СПбГУ, 2011. – С. 74–77.

221. А. с. 2017663510. Программа имитационного моделирования мезомасштабных флуктуаций неэнергетических характеристик радиолокационных сигналов за радиогоризонтом / О.Н. Киселев (RU), В.В. Николаенко (RU); Правообладатель Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники» (ТУСУР) (RU). – № 2017618082 ; заявл. 09.08.2017; дата регистрации в реестре программ 06.12.2017.

222. Киселев О.Н. Отражение от произвольно наклонённых мезомасштабных слоёв объясняет закономерности и редкие явления дальнего тропосферного распространения: результаты проверки гипотезы на основе натурных и модельных опытов / О.Н. Киселев // Сб. тез. II Всерос. науч.-техн. конф. «Системы связи и радионавигации», 27-28 августа 2015 г. – Красноярск: АО «НПП «Радиосвязь», 2015. – С. 22–25.

223. Шарыгин Г.С. Распространение УКВ и радиометеорологические характеристики тропосферы в акватории Тихого океана / Г.С. Шарыгин, С.Г. Госенченко, Б.П. Дудко, О.Н. Киселев [и др.] // Доклады ТУСУР. – 2000. – Т. 5. – С. 30–35.

224. Fukami T. Characteristcs of beyond-horizon propagation over sea (I) / T. Fukami, S. Jairi, F. Ikegami [et al.] // Rev. Elec. Commun. Lab. – 1960. – Vol. 8, N 5–6. – P. 222–255.

225. Терраса-I-В: отчет о НИР / в/ч1079. – Л., 1982.

226. Инструкция по оценке РЛН и РН. ВМФ, 1980.

227. Sharygin G.S. Radioclimatology of the Pacific Ocean / G.S. Sharygin, S.G. Gosenchenko, B.P. Dudko [et al.] // AP2000. Millennium Conference on Antennas & Propagation. Davos, Switzerland, 9-14 April 2000. SP-444 (CD-ROM). – European Space Agency Publication Division, ESTEC, 2200 AG Noordwijk, the Netherlands. Ses. 4P3. – 4 p.

228. Kiselev O.N. Some application of climatic parameters in beyond-the-horizon radiowave propagation / O.N. Kiselev, S.A. Garin, S.G. Gosenchenko // Wave propagation and Remote Sensing: 7th URSI Comission F open symposium. – Proccedings of the Ahmedabad, India, 20-24 Nov., 1995. – P. 97-98.

229. Ровкин М.Е. Модель дистанционной зависимости величины множителя ослабления для загоризонтной морской трассы распространения УКВ / М.Е. Ровкин, Г.С. Шарыгин, О.Н. Киселев // Доклады ТУСУР. – 2000. – Т. 4. – С. 183–186.

230. Крутиков М.В. Частотная зависимость множителя ослабления сигналов УКВ на загоризонтной морской трассе / М.В. Крутиков, А.А. Мещеряков, А.А. Тюжин // Радиотехника. – 1995. – № 8.

231. Исследование и разработка вероятностной модели дальнего и сверхдальнего распространения ультракоротких радиоволн над морем в целях прогнозирования статистических характеристик сигнала: отчет о НИР. – М.: НИИР, 1992. – 86 с.

232. Лимб-МВО: отчет о НИР / Томск. ин-т автоматизированных систем упр. и радиоэлектроники; исп. Г.С. Шарыгин [и др.], – Томск, 1974. – 321 с.

233. Торм-РВО: отчет о НИР / Томск. ин-т автоматизированных систем упр. и радиоэлектроники; исп. Г.С. Шарыгин [и др.]. – Томск: ТАСУР, 1985.

234. О составе, точности и пространственно-временном разрещении информации необходимой для гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства и службы гидрометеорологических прогнозов / под ред. М.А. Петросянца, В.Д. Решетова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 220 с.

235. Госенченко С.Г. Исследование длиннопериодных изменений уровня сигнала на морской загоризонтной трассе / С.Г. Госенченко, О.Н. Киселев, А.А. Мещеряков // Радиотехника и электроника. – 1995. – Т. 40, № 5. – С. 762–765.

236. Троицкий В.Н. Исследование статистических характеристик сигнала сантиметровых волн на трассе длиной 430 км / В.Н. Троицкий, Ю.И. Петрушко // Тр. НИИР. – 1975. – № 1. – С. 97–101.

237. Киселев О.Н. Об экспериментальной оценке аномального состояния радиоканала / О.Н. Киселев, С.Г. Госенченко // Тез. докл. Всесоюзн. совещ. по приземному распространению радиоволн и электро-магнитной совместимости. – Улан-Удэ, 1990. – С. 27–28.

238. Crane R.K. A Review of Transhorizon Propagation Phenomena / R.K. Crane // Radio Sci. – 1981. – V. 16, N 5. – P. 649–669.

239. Андерсон Л. Прогнозирование волноводных условий распространения радиоволн над океанами по климатологическим данным / Л. Андерсон, Е. Госсард // Вопросы радиолок. техн. – 1956. – № 4. – С. 150–156.

240. Фок В.А. Распространение радиоволн по приземному тропосферному волноводу / В.А. Фок, Л.А. Вайнштейн, М.Г. Белкина // Радиотехника и электроника. – 1958. – Т. 3, № 12.

241. Красюк Н.П. Влияние тропосферы и подстилающей поверхности на работу РЛС / Н.П. Красюк, В.Л. Коблов, В.Н. Красюк. – М.: Радио и связь, 1988. – 216 с.

242. Гаврилов А.С. Метод расчета структуры приводного слоя атмосферы применительно к задачам радиолокации над океаном / А.С. Гаврилов, Ю.С. Петров // Рассеяние и дифракция радиолокационных сигналов и их информативность: сб. – Л.: СЗПИ, 1984. – С. 31–36.

243. Драйпер Н. Прикладной регрессионный анализ / Н. Драйпер, Г. Смит; пер. с англ. под ред. Ю.П. Адлера. – М.: Финансы и статистика, 1986. – 365 с.

244. Казакевич Д.И. Основы теории случайных функций и ее применение в метеорологии / Д.И. Казакевич. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 319 с.

245. Королев Ю.Г. Метод наименьших квадратов в социально-экономических исследованиях / Ю.Г. Королев. – М.: Статистика, 1980. – 112 с.

246. Четыркин Е.М. Статистические методы прогнозирования / Е.М. Четыркин. – М.: Статистика, 1977. – 200 с.

247. Киселев О.Н. Учет автокорреляции процессов при построении радиометеорологических моделей прогнозов / О.Н. Киселев, В.Н. Ковалев // Тез. докл.

Всесоюзн. совещ. по приземному распространению радиоволн и электро-магнитной совместимости. – Улан-Удэ, 1990.

248. Киселев О.Н. Оценка среднечасовых величин множителя ослабления сигнала в зоне дальнего тропосферного распространения / О.Н. Киселев, В.Н. Ковалев // Радиотехника. – 1993. – № 2. – С. 73–77.

249. Налимов В.В. Теория эксперимента / В.В. Налимов. – М.: Наука, 1971. –208 с.

250. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы / С.С. Зилитинкевич. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 292 с.

251. Андреев А.В. Расчет величины потерь на трассах дальнего тропосферного распространения по средним значениям метеорологических параметров / А.В. Андреев // Тр. ЦНИИС МО. – 1967. – № 11. – 16 с.

252. Bauer L.H. Correlation of wind shear with tropospheric scatter signals / L.H. Bauer // IRE trans. Antennas and propagat. – 1961. – Vol. 9, N 5. – P. 466–470.

253. Калинин А.И. Когерентная теория дальнего тропосферного распространения УКВ волн / А.И. Калинин // Электросвязь. – 1959. – № 6. – С. 41–49.

254. Атмосферная турбулентность и распространение радиоволн // Тр. междунар. коллоквиума, Москва, июнь 1965 г. – М.: Наука, 1967. – 376 с.

255. Цванг Л.Р. Измерение турбулентных потоков тепла и спектра температурных пульсаций / Л.Р. Цванг // Тр. ИФА АН СССР. – 1962. – Вып. 137, № 4. – С. 81–89.

256. Зубковский С.Л. Экспериментальные исследования спектров пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра в свободной атмосфере / С.Л. Зубковский // Изв. АН СССР. Геофизика. – 1963. – № 8. – С. 1285.

257. Пространственно-временная изменчивость коэффициента преломления атмосферы над северо-западной частью Тихого океана: отчет о НИР / Томск: ТГУ, 1981. – 120 с.

258. Кукушкин А.В. Влияние случайной стратификации на интенсивность когерентной составляющей УКВ за горизонтом / А.В. Кукушкин, В.Д. Фрейлихер, И.М. Фукс // Изв. вузов. Сер. Радиофизика. – 1983. – Т. 26, № 9. – С. 1064–1072.

259. Ковалев В.Н. Уточнение гидрометеорологических сведений с помощью дистанционного зондирования тропосферы / В.Н. Ковалев, М.Е. Ровкин [и др.] // 7-е Всесоюз. совещ. по радиометеорологии: тез. докл. – М.: 1986. – С. 36.

260. Копорева Л.В. Проектирование банков данных / Л.В. Копорева, И.И. Малашкин. – М.: Наука, 1984. – 256 с.

261. Джонсон Н. Статистика и планирование эксперимента в технике и науке / Н. Джонсон, Ф. Лион / пер. с англ. под ред. Э.К. Лецкого. – М.: Мир, 1980. – 610 с.

262. Венецкий И.Г. Основные математико-статистические понятия и формулы в экономическом анализе / И.Г. Венецкий, В.И. Венецкая. – М.: Статистика, 1979. – 447 с.

263. Лемешко Б.Ю. Модели распределений статистик непараметрических критериев согласия при проверке сложных гипотез с использованием оценок максимального правдоподобия / Б.Ю. Лемешко, С.Б. Лемешко // Измерительная техника. – 2009. – № 6. – Ч. 1. – С. 6–11.

264. Киселев О.Н. Связь угла прихода УКВ радиоволн с мезомасштабными флуктуациями метеорологических величин при распространении над пересеченной местностью / О.Н. Киселев // Изв. вузов России. Сер. Радиоэлектроника. – 2006. – Т. 6. – С. 52–56.

265. Ровкин М.Е. Пути повышения точности апиорной оценки множителя ослабления на загоризонтных трассах / М.Е. Ровкин // Междунар. конф. «СИБКОНВЕРС-95»: сб. тр., Томск, 2-4 октября 1995 г. – Томск, 1996. – Т. 1. – С. 22–26.

266. Ровкин М.Е. Влияние вида аппроксимации сезонного хода метеопараметров на точность априорной оценки множителя ослабления / М.Е. Ровкин // Междунар. конф. «СИБКОНВЕРС-95»: сб. тр., Томск, 2-4 октября 1995 г. – Томск, 1996. – Т. 1. – С. 27–31.

267. Ровкин М.Е. Экспериментальные исследования зависимости уровня сигнала УКВ от метеопараметров на дифракционных сухопутных трассах / М.Е. Ровкин, М.В. Крутиков [и др.] // Российская науч.-техн. конф. по дифракции и распространению радиоволн. – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996. – С. 132–140.

268. Киселев О.Н. Проверка возможности создания радиометеорологический методики прогноза характеристик сигналов УКВ за радиогоризонтом / О.Н. Киселев, Г.С. Шарыгин, М.В. Крутиков // Сб. тез. III Всерос. науч.-техн. конф. «Системы связи и радионавигации», 22-23 сентября 2016. – Красноярск: АО «НПП «Радиосвязь», 2016. – С. 40–43.

269. Kiselev O.N. Prediction of attenuation factor hour median for UHF wave tropospheric over sea propagation using metheorological parameters / O.N. Kiselev,

B.P. Dudko, V.N. Kovalev [et al.] // Climatic Parameters in Radiowave Propagation Prediction CLIMPARA’’94: Moscow, 1994. – M. – 1994. – P. 9.5.1–9.5.3.

270. Sharygin G.S. Radioclimatic maps of UHF-radiowave over sea propagation parameters for the Pacific ocean / G.S. Sharygin, V.I. Slutski, B.P. Dudko, O.N. Kiselev [et al.] // CLIMPARA’94 – URSI Comission F open symposium: Preprints of papers, Moscow, 1994. – P. 12.3.1.-12.3.8.

271. Глушич Д.В. Система диагностики уровня электромагнитного поля над океаном / Д.В. Глушич, С.Г. Госенченко, Б.П. Дудко, О.Н. Киселев [и др.] // СИБКОНВЕРС’95. Междунар. конф. по использованию результатов конверсии науки в вузах Сибири для международного сотрудничества, Томск, 2-4 октября 1995 г. – Томск: Томск. гос. акад. систем упр. и радиоэлектроники, 1996. – С. 11–12.

272. Кондратьев В.С. Многопозиционные радиотехнические системы / В.С. Кондратьев, А.Ф. Котов, Л.Н. Марков. – М.: Радио и связь, 1986. – 264 с.

273. Тевли : отчет о НИР / Томск. ин-т автоматизированных систем упр. и радиоэлектроники. – Томск, 1989.

274. Лесков Н.М. Зависимость от дальности статистических характеристик сигналов сантиметрового диапазона / Н.М. Лесков, Ю.М. Полищук, О.Н. Киселев [и др.] // Тр. 8-й Всесоюз. конф. по распространению радиоволн, Ашхабад, 1967. – М.: Науч. совет АН СССР по компл. проблеме «Распространение радиоволн», 1972.

275. Крутиков М.В. Ограничения разрешения системами РСА за счет случайной природы поля вблизи радиогоризонта / М.В. Крутиков, Г.С. Шарыгин, О.Н. Киселев // Доклады ТУСУР. – 2000. – Т. 4. – С. 97–101.

276. Киселев О.Н. Мезомасштабные составляющие угловых ошибок местоопределения наземных источников излучения при пеленговании с борта ЛА / О.Н. Киселев // Тр. 2-й Всерос. науч.-техн. конф. по проблемам создания перспективной авионики, Томск, 15-17 апреля 2003 г. – Томск: ТУСУР, 2003. – С. 202–206.

277. Хуторова О.Г. Пространственно-временная структура индекса рефракции радиоволн и погрешности измерения спутниковых навигационных систем / О.Г. Хуторова, А.П. Шлычков, А.А. Васильев [и др.] // Журнал экологии и промышленной безопасности. – 2007. – № 5. – С. 48–49.

278. Юношев Л.С. Боковая рефракция света при измерениях углов / Л.С. Юношев // Недра. – 1969. – 96 с.

279. Василенко С.В. Теоретические основы геоинформационной поддержки принятия решений при формировании систем технического наблюдения в аспекте гидрометеорологического обеспечения : автореф. дис. ... д-ра техн. наук : 25.00.35 [Электронный ресурс] / Василенко Сергей Васильевич. – СПб., 2009. – 41 с. – Режим доступа: http://docplayer.ru/28977128-Vasilenko-sergey-vasilevich.html.

280. Василенко С.В. Методы климатологического картирования характеристик наблюдаемости в нижней тропосфере / С.В. Василенко // Геоинформатика. – 2008. – № 2. – С. 27-31.

281. Василенко С.В. Численное моделирование вертикальной структуры атмосферного пограничного слоя с учетом влажности / С.В. Василенко // Естественные и технические науки. – 2008. – № 1. – С. 243-245.

282. Василенко С.В. Моделирование условий распространения радиоволн СВЧ диапазона с использованием численных моделей атмосферы / С.В. Василенко // Естественные и технические науки. – 2008. – № 3. – С. 234–237.

283. Василенко С.В. Прогнозирование характеристик атмосферы, определяющих радиолокационную наблюдаемость в различных регионах России / С.В. Василенко // Радиотехника. Территориально распределенные системы охраны. – 2008. – № 119. – С. 5–16.

284. Кижнер Л.И. Оценка горизонтальной изменчивости индекса преломления для УКВ с использованием вычислительного кластера ММ5 / Л.И Кижнер, А.М. Локтев // Седьмое Сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу: материалы рос. конф., 8–10 октября 2007 г. – Томск, 2007. – С. 369–371.

285. Мещеряков А.А. Применение численных моделей атмосферы для мониторинга условий распространения УКВ на приземных трассах / А.А. Мещеряков, Л.И. Кижнер, О.Н. Киселев // XV междунар. науч.-техн.я конф. «Радиолокация, навигация, связь»: сб. докл. конф. «RLNC 2009». – Воронеж: Изд-во НФП «САКВОЕЕ», 2009. – Т. 1. – С. 557–561.

286. Киселев О.Н. Повышение точности расчета уровней сигнала на тропосферных радиолиниях / О.Н. Киселев // Электросвязь. – 1982. – № 8. – С. 54–55.

287. Троицкий В.Н. Распространение ультракоротких волн в горах / В.Н. Троицкий. – М.: Связь, 1968. – 84 с.

288. Rotheram S. Radio Wave Propagation in the Evaporation Duct / S. Rotheram // Marconi Rev. – 1974. – Vol. 37, N 192. – P. 18–40.

289. Фрейлихер В.Д. Влияние флуктуаций показателя преломления на ослабление поля в тропосферном волноводе / В.Д. Фрейлихер, И.М. Фукс // Изв. вузов. Сер. Радиофизика. – 1981. – Т. 24, № 4. – С. 408–414.

290. Киселев О.Н. Мезомасштабные неоднородности коэффициента преломления в тропосфере и их влияние на распространение радиоволн УКВ-диапазона: моногр. / О.Н. Киселев. – Томск: Томск. гос. ун-т систем упр. и радиоэлектроники, 2007. – 199 с.

291. Дудко Б.П. Методика по оценке радионаблюдаемости в диапазоне УКВ над поверхностью Тихого океана / Б.П. Дудко, О.Н. Киселев, В.Н. Ковалев [и др.] // Тез. докл. 15-й Всесоюз. конф. по распространению радиоволн, Алма-Ата, 21-24 октября 1987 г. – М.: Наука, 1987. – С. 92–93.

292. Госенченко С.Г. Система прогнозирования дальности действия РТС на тропосферных трассах над океаном / С.Г. Госенченко, О.Н. Киселев, В.Н. Ковалев // Радиометеорологические условия ДТР УКВ над поверхностью океана : докл. на межведомст. семинаре. – НИСП «Океан», 1989.

293. Госенченко, С.Г. Система оперативного прогноза дальности действия и зон видимости радиотехнических систем различного назначения / С.Г. Госенченко, Б.П. Дудко, О.Н. Киселев [и др.] // Доклады ТУСУР. – Томск, 2000. – Т. 4. – С. 74–78.

294. Характеристики СВЧ-радиосигналов в системах радиолокации, навигации и связи: моногр. / Ю.П. Акулиничев, А.С. Аникин [и др.]; под общ. ред. проф. д-ра техн. наук Г.С. Шарыгина. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та систем упр. и радиоэлектроники, 2016. – 114 с.

295. Шарыгин Г.С. 40 лет исследований ТУСУРа в области радиолокации и распространения радиоволн / Г.С. Шарыгин // Радиотехнические системы и распространение радиоволн: сб. науч. тр. – Томск: Томск. гос. ун-т систем упр. и радиоэлектроники, 2000. – Т. 4. – С. 3–13.

296. Киселев О.Н. Радиометеорологический атлас Мирового океана – основа для создания методики прогноза характеристик сигналов УКВ за радиогоризонтом / О.Н. Киселев, Г.С. Шарыгин, М.В. Крутиков // УСР. – 2016. – № 11. – С. 68–73.

297. Кижнер Л.И. Параметры вертикального профиля индекса преломления тропосферы над северной частью Атлантического океана / Л.И. Кижнер, Н. А. Мальцева // Вест. Том. гос. ун-та. – 2012. – № 365 (декабрь). – С. 175-180.

298. А. с. 2016611966. Программа загрузки ежегодных отчетов по измерению метеоданных в различных регионах мира / В.Н. Захаров (RU), В.И. Карнышев (RU), О.Н. Киселев (RU); Правообладатель Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники» (ТУСУР) (RU). – № 2015663110 ; заявл. 28.12.2015; дата регистрации в реестре программ 15.02.2016.

299. Светличный В.А. Применение геоинформационных систем для оперативного прогнозирования радиолокационной наблюдаемости объектов / В.А. Светличный, О.В. Смирнова // Информация и космос. – 2014. – № 4. – С. 73–76.

ПРИЛОЖЕНИЕ А. АКТЫ ПРЕДПРИЯТИЙ О ВНЕДРЕНИИ ВЫПОЛНЕННЫХ НИР

ТОМСКИЙ ИНСТИТУТ АВТОМАТИЗИРОВАННЫХ СИСТЕМ УПРАВЛЕНИЯ И РАДИОЭЛЕКТРОНИКИ

А К Т В Н Е Д Р Е Н И Я

Работа № Дальмар от «__» _____ 1985 года

Тема: спецтема

Научный руководитель Шерыгин Г.С.

Ответственный исполнитель Полищук Ю.С.

Основные исполнители Тисленко В.И., Слюсарчук В.Ф., Корнеев И.Л., Киселев О.Н., Лесков Н.М., Буймов А.Г.

После проведенного (й) испытания (проверки) признана годной и реализована в НИР "Силуэт"

с «__» XII 197 2 года

предприятием п/я В-8616

на которое возлагается ответственность за дальнейшее использование работы.

Результаты экспериментальных исследований, проведенных в работе "Дальмар", были использованы для обоснования выбора параметров в НИР "Силуэт". Работа "Силуэт" принята Заказчиком.

Зам.директора по научной работе

ГЛАВНЫЙ ИНЖЕНЕР (А.Г.ЧЕРНОВЕРСКИЙ)

Копия верна:

Зав. канцелярией Т[illegible] /Т.А. [illegible]/

Я

ТОМСКИЙ ИНСТИТУТ АВТОМАТИЗИРОВАННЫХ СИСТЕМ
УПРАВЛЕНИЯ И РАДИОЭЛЕКТРОНИКИ

А К Т В Н Е Д Р Е Н И Я

Работа №Даль-2-МВО от "___" _____ 1969 года

Тема: спецтема

Научный руководитель Шарыгин Г.С.

Ответственный исполнитель Ерохин А.В.

Основные исполнители Буймов А.Г., Тисленко В.И., Акулиничев Ю.П. Рыбаков Б.С., Лесков Н.М., Слюсарчук В.Ф., Дудко Б.П., Киселев О.Н. Полищук Ю.М., Вальнер О.О., Лысых В.А.

После проведенного (й) испытания (проверки) признана годной к реализована в НИР

с "___" XII 1972 года

предприятием п/я В-8616

на которое возлагается ответственность за дальнейшее использование работы.

Результаты экспериментальных и теоретических исследований, проведенных в работе "Даль-2 МВО" были использованы при расчете ожидаемых параметров системы в НИР "Силуэт", Работа "Силуэт" была принята Заказчиком.

Зам.директора
по научной работе

ГЛАВНЫЙ ИНЖЕНЕР (А.Г.ЧЕРНОВЕРСКИЙ)

УТВЕРЖДАЮ
Проректор по НР
ТИАСУРа
_____ И.А.Пустынский
" " 12-16 1981 г.

УТВЕРЖДАЮ
Руководитель организации
В/ч I0729
ВХ I466 от 6.03.81.
фамилия, инициалы
" " 1981 г.

АКТ О ВНЕДРЕНИИ

Тема 54/71 от " " 198 г.
(№ договора)

НИР "Димб-МВО"
наименование разработки

Объем 285 тыс.руб.

Выполненная ТИАСУРом, кафедрой радиотехнических систем

Внедрена на предприятии в/ч I0729
указать предприятие и устройства в которых использованы
результаты внедряемой работы

Время внедрения I975-I979 гг.
указать год, месяц или квартал

Вид внедрения при составлении ТЗ на НИР "Тирада"
опт.устройство, методика, технологический процесс, НИР предприятия,
(п.п. 3,4,5,9)
норматив., промышленная серия

Использование в разработке изобретений

указать номера авторских свидетельств

Наименование и номера документов, подтверждающих внедрение Заключение о реа-
указать приемочная комис-
лизации, утв.командиром в/ч I0729 26.02.81, исх.27/0I020
сия, решение НТС.Конструкторские извещения, руководящие материалы от 26.03.81.

Эффективность, достигнутая в результате использования разработки:

а) технические преимущества
привести параметры, характеризующие степень
качественного улучшения функциональных или эксплуатационных показателей

б) экономическая или социально-политическая результативность
дать количест-
венную характеристику экономии материальных, энергетических и трудовых ресурсов
или охарактеризовать полученные непосредственно от внедрения социально-полити-
ческие преимущества

в) годовой экономический эффект не рассчитывается
сумма цифрами и прописью

ожидаемый

фактический (реальный)

Расчет экономического эффекта прилагается.

От предприятия

(название предприятия)

(подпись)

От ТИАСУра

Зав.каф. Т.С.Шарыгин
Науч.руков. Б.С.Рыбаков
И.Л.Корнеев
А.Б.Лопатин
О.С.Вальцер
Л.Н.Бабушкин
В.Н.Сеитов
В.М.Короткевич
В.М.Осипов

В.А.Лысых
В.И.Тисленко
Е.В.Малиновская
В.Ф.Слюсарчук
Л.Ш.Капилевич
А.В.Лиготский
О.Н.Киселев
Ю.П.Акулиничев

(подпись)

Ведущий инженер

УТВЕРЖДАЮ
Проректор по НР
ТИАСУРа
_____ И.Н.Пустынский
"16" XI 1981 г.

УТВЕРЖДАЮ
Руководитель организации
Командир в/части I0729
_____ В.Н.Романенко
фамилия, инициалы
"16" ноября 1981 г.

АКТ О ВНЕДРЕНИИ

Тема I0/79 от "I6" ноября 1981 г.
(№ х/договора)

Треугольник - АИ
наименование разработки

Выполненная ТИАСУРом, кафедрой **радиотехнических систем**

Внедрена на предприятии **в/ч I0729**
указать предприятие и устройства в которых использованы

результаты внедряемой работы

Время внедрения **1981 г.**
указать год, месяц или квартал

Вид внедрения **при определении технических требований на**
отд.устройство, методика, мехнологический процесс, НИР предприятия,

НИР "Шторм", "Канал"
нормативы, промышленная серия

Использование в разработке изобретений _____

указать номера авторских свидетельств

Наименование и номера документов, подтверждающих внедрение **Технические** акты приемочных комис-
требования на НИР "Шторм","Канал", утаерждение заказчиком
сий, решение НТС. Конструкторские извещения, руководящие материалы, приказы и т.д.

Эффективность, достигнутая в результате использования разработок:

а) технические преимущества
привести параметры, характеризующие степень

качественного улучшения функциональных или эксплуатационных показателей

б) экономическая или социально-политическая результативность
дать количест-

венную характеристику экономии материальных, энергетических и трудовых ресурсов

или охарактеризовать полученные непосредственно от внедрения социально-полити-

ческие преимущества

в) годовой экономический эффект **не рассчитывается**
сумма цифрами и прописью

ожидаемый _____

фактический (реальный) _____

Расчет экономического эффекта прилагается.

От предприятия
от в/ч I0729
(название предприятия)
_____ В.Д.Плахотников
_____
(подпись) Л.В.Кучеров

488-100

от ТИАСУРа
Н.руководитель: Г.Шарыгин
Основные исполнители: В.Слюсарчу
А.Ерохин
В.Лысых
Ю.Акулинич
В.Тисленко
О.Киселев
В.Бутько
И.Крутиков
(подпись)

ПРИЛОЖЕНИЕ Б. АКТ О ВНЕДРЕНИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ДИССЕРТАЦИОННОЙ РАБОТЫ В УЧЕБНЫЙ ПРОЦЕСС

ТУСУР

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования
«ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ СИСТЕМ УПРАВЛЕНИЯ И РАДИОЭЛЕКТРОНИКИ»

ОКПО 02069326, ОГРН 1027000867068,
ИНН 7021000043, КПП 701750001

пр. Ленина, д. 40, г. Томск, 634050

тел: (382 2) 510-530
факс: (382 2) 513-262, 526-365
e-mail: office@tusur.ru
http:// www.tusur.ru

11.04.18 №20/1219

УТВЕРЖДАЮ
Проректор по учебной работе
Профессор Троян П.Е.
« 11 » апреля 2018 г.

Акт

о внедрении результатов диссертационной работы О.Н. Киселева в учебный процесс

Результаты диссертационной работы «ИССЛЕДОВАНИЕ И ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ТРОПОСФЕРЫ НА ТОЧНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЯ УГЛОВ И ДАЛЬНОСТЬ ДЕЙСТВИЯ ПАССИВНЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СИСТЕМ» представлены в учебных пособиях и монографии: Коваленко Е. С., Киселев О. Н., Шарыгин Г. С. Основы научных исследований. Учебное пособие .-Томск: Изд-во ТГУ , 1989.; Госенченко С.Г., Дудко Б.П., Киселев О.Н., Глушич Д.В. Оценка дальности действия и энергетических характеристик РТС передачи и извлечения информации. Пособие по курсу "Радиотехнические системы".- Томск: ТУСУР, каф. РТС. 1993; Киселев О.Н. Мезомасштабные неоднородности коэффициента преломления в тропосфере и их влияние на распространение радиоволн УКВ диапазона. Монография - Томск: Томск. гос. ун-т систем упр. и радиоэлектроники, 2007.199 с. Работа выполнена в рамках аналитической ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы (2006–2008 годы)», проект РНП.2.1.2.4289.

Работы Киселева О.Н. используются в образовательном процессе при изучении студентами дисциплин радиотехнического профиля: по специальности 11.05.01 «Радиоэлектронные системы и комплексы» (специализации «Радиолокационные системы и комплексы», «Радиоэлектронные системы передачи информации»); по направлению подготовки 11.03.01 «Радиотехника» (профиль «Радиотехнические средства передачи, приема и обработки сигналов»).

Представленные в учебных пособиях и монографии материалы находят применение при изучении теоретических курсов, проведении лабораторных работ и практических занятий. Особо полезными оказались эти пособия при выполнении НИР, курсовых и дипломных работ.

Заведующий кафедрой РТС профессор Мелихов С.В.

профессор кафедры РТС Денисов В.П.

доцент кафедры РТС Мещеряков А.А.

ПРИЛОЖЕНИЕ В. СВИДЕТЕЛЬСТВА О ГОСУДАРСТВЕННОЙ РЕГИСТРАЦИИ ПРОГРАММ ДЛЯ ЭВМ

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ

СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2017663510

Программа имитационного моделирования мезомасштабных флуктуаций неэнергетических характеристик радиолокационных сигналов за радиогоризонтом

Правообладатель: ***Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники (ТУСУР) (RU)***

Авторы: ***Киселев Олег Николаевич (RU),***
Николаенко Владимир Владимирович (RU)

Заявка № **2017618082**
Дата поступления **09 августа 2017 г.**
Дата государственной регистрации
в Реестре программ для ЭВМ ***06 декабря 2017 г.***

Руководитель Федеральной службы
по интеллектуальной собственности

Г.П. Ивлиев

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ

СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2016611966

ПРОГРАММА ЗАГРУЗКИ ЕЖЕГОДНЫХ ОТЧЕТОВ ПО ИЗМЕРЕНИЮ МЕТЕОДАННЫХ В РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАХ МИРА

Правообладатель: ***Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники» (ТУСУР) (RU)***

Авторы: ***Захаров Фёдор Николаевич (RU), Карнышев Владимир Иванович (RU), Киселёв Олег Николаевич (RU)***

Заявка № **2015663110**
Дата поступления **28 декабря 2015 г.**
Дата государственной регистрации
в Реестре программ для ЭВМ ***15 февраля 2016 г.***

Руководитель Федеральной службы
по интеллектуальной собственности

Г.П. Ивлиев