УДК 621.371

ИССЛЕДОВАНИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ КОЭФФИЦИЕНТА ПРЕЛОМЛЕНИЯ РАДИОВОЛН В ТРОПОСФЕРЕ МЕТОДАМИ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Г. М. Тептин, О. Г. Хуторова, Д. П. Зинин, В. Е. Хуторов

Казанский госуниверситет, г. Казань, Россия

В работе предложена модель мезомасштабной неоднородной структуры коэффициента преломления радиоволн и её динамики в реальной атмосфере до высот 20 км, прошедшая верификацию по данным многолетних непрерывных натурных измерений. Полученная динамика коэффициента преломления показывает значительную горизонтальную, высотную и временну́ю изменчивость мезомасштабной неоднородной структуры, а также анизотропию горизонтальной пространственной структуры коэффициента преломления, определяемую полями скорости ветра и синоптического градиента атмосферного давления. Получены зависимости возмущения оптической длины радиотрасс от длины трассы, её зенитного угла, времени суток, конкретной метеоситуации.

ВВЕДЕНИЕ

Всестороннее исследование возмущения, которое оказывает неоднородная структура реальной атмосферы на распространение радиоволн по различным трассам, представляет интерес для многих задач спутникового радиозондирования атмосферы и земной поверхности. В настоящее время достаточно хорошо известно влияние неоднородностей турбулентных масштабов, некоторые работы также подтверждают влияние крупномасштабных неоднородностей на радиоизмерения [1–5]. В данной работе рассматривается влияние мезомасштабных неоднородностей. Для получения точных параметров указанного возмущения необходимо восстановление реальной неоднородной структуры коэффициента преломления по всей длине радиотрассы на момент распространения радиоволн. Мезомасштабная неоднородная структура реальной атмосферы, в т. ч. поля коэффициента преломления, меняется во времени, зависит от реальных гео- и метеоусловий на местности.

Для всестороннего изучения указанных явлений и процессов необходимы трёхмерные данные о полях атмосферных параметров в реальной атмосфере и их динамика. Получение подобных данных в достаточном разрешении экспериментальными методами сопряжено с рядом практических трудностей и высокими материальными затратами, а иногда вовсе технически неосуществимо. Рост вычислительной мощности современных распределённых вычислительных систем и указанные выше проблемы делают актуальным направление исследований мезомасштабных атмосферных процессов на основе сочетания экспериментальных методов и методов численного моделирования [6], что снимает часть ограничений чистых экспериментальных методик.

1. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ С УЧЁТОМ МЕЗОМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

В основу работы положено совместное использование методов численного моделирования и данных натурных измерений. Численное моделирование применяется для расчёта мезомасштабной нестационарной динамики реальных неоднородных полей метеопараметров, примесей, коэффициента преломления, а также для моделирования распространения радиоволн в атмосфере. Данные наблюдений на глобальной сети станций атмосферного мониторинга и спутникового зондирования атмосферы позволяют получить достоверные граничные и начальные условия (данные

реанализа), необходимые для проведения моделирования, а также для верификации его результатов.

Предлагаемая методика расчётов основана на использовании модели атмосферных процессов WRF (Weather Research and Forecasting) [7]. Модель позволяет учитывать комплексную нестационарную природу реальной атмосферы и важнейшие атмосферные процессы. Модель WRF реализует обширный набор методов параметризации физики отдельных атмосферных процессов в виде численных схем. Модель находится в открытом доступе, и в России стали появляться исследования на её основе [8, 9], показывающие перспективность её применения в научно-исследовательских задачах.

Расчётными данными являются поля давления, температуры, скорости ветра, влажности и фазовых состояний воды (пар, вода, лёд) в слое атмосферы до высоты приблизительно 20 км.

Ключевые свойства модели WRF:

1) использование негидростатических уравнений с учётом сжимаемости воздуха, кривизны земной поверхности, кориолисовых слагаемых;

2) применение методов деления временно́го шага при расчётах в акустическом режиме и режиме гравитационных волн;

3) использование методов Рунге-Кутты 2-го и 3-го порядков при интегрировании по времени;

4) возможность численных расчётов адвекции (по горизонтали и вертикали) с точностью от 2-го до 6-го порядка;

5) использование численного представления, сохраняющего скалярные потоки для прогнозируемых переменных;

6) использование криволинейной системы координат, огибающей земную поверхность;

7) зависимость шага дискретизации в вертикальных координатах от высоты (различные варианты сгущения дискретной сетки у поверхности земли);

8) возможность вычислений в различных системах криволинейных горизонтальных координат, отвечающих общепринятым вариантам географических проекций, с учётом возникающих масштабных множителей;

9) обширный набор методов параметризации физики отдельных атмосферных процессов в виде численных схем;

10) возможность использования нескольких вложенных расчётных областей с разным пространственным разрешением и с учётом взаимного влияния;

11) возможность одностороннего влияния при расчётах на вложенных областях.

Архитектура кода WRF такова, что учёт атмосферных процессов, не включённых в уравнения Эйлера, реализуется в виде дополнительных модулей к ядру модели. Модель имеет унифицированный стандартный программный интерфейс для дополнительных модулей, что позволяет пользователям добавлять новые модели атмосферных физических процессов. Эта важная черта полезна для научных исследований и апробации новых моделей физики отдельных атмосферных процессов.

Численный расчёт происходит итеративно, и в конце каждой итерации, после расчёта общей гидротермодинамики, происходит расчёт моделей остальных атмосферных физических процессов, которые вносят коррекции в результаты гидротермодинамической стадии расчёта. На данный момент в WRF выделено 6 классов отдельных атмосферных физических процессов: микрофизические процессы, конвективные процессы, процессы приземного слоя, процессы на земной поверхности, процессы планетарного пограничного слоя, процессы взаимодействия атмосферы с коротковолновым и длинноволновым электромагнитным излучением.

Наши исследования неоднородной структуры атмосферы проводились для области с горизонтальными размерами 800×600 км, с центром с координатами $51,0^{\circ}$ в. д., $55,6^{\circ}$ с. ш. Это

типичная для восточноевропейской области России квазиравнинная область, которая позволяет провести исследования для характерных условий. Моделируемый объём аппроксимируется дискретной сеткой в 80 × 60 узлов по горизонтали с шагом в 10 км в длинных годовых расчётах метеопараметров, дискретной сеткой в 160 × 120 узлов по горизонтали с шагом в 5 км при исследовании неоднородной структуры фоновых примесей. Элементарный шаг итерации численных расчётов составил 60 и 30 с соответственно.

Высота моделируемого слоя варьировалась от 18 до 20 км в зависимости от модельных метеоусловий (в численной модели граница высоты задавалась на уровне давления 5 кПа), что захватывает тропосферу и нижний слой стратосферы. Моделируемый объём аппроксимируется дискретной сеткой в 31 слой по вертикали, сгущающейся при приближении к поверхности земли.

В качестве начальных и граничных метеоданных для моделирования в работе используются следующие данные глобального реанализа NCEP/NCAR (NCEP/NCAR Global Reanalysis) [10]. Приближение к реальной метеоситуации задавалось через начальные условия в выделенном объёме на начальный момент моделирования и граничные условия в течение всего времени моделирования. Из этих данных экстрагируется состояние атмосферы (метеоусловия) над исследуемой территорией для использования в модели. Используемые граничные условия представлены с горизонтальным разрешением от 1° до 2,5°, временны́м шагом 6 часов и не содержат пространственнов временны́х вариаций меньших масштабов. Любая неоднородная структура меньших масштабов, образованная в процессе моделирования, не является привнесённой в модель внешними условиями, и образуется в результате влияния локальных факторов в виде, прежде всего, неоднородной подстилающей поверхности. Численные расчёты проводились для реальной метеоситуации с учётом её динамики в течение 1998–2005 годов.

Для верификации параметров модели и результатов моделирования в данной работе используется база уникальных данных ежеминутного мониторинга метеопараметров и ряда примесей на сети пространственно разнесённых станций в восточно-европейской области России с 1996 года по 2005 год включительно [8, 9].

С использованием указанных выше данных и настроек получена модель мезомасштабной реальной нестационарной динамики атмосферных параметров. Проведены расчёты в распределённом режиме на вычислительном кластере физфака КГУ. Полученные результаты позволяют проводить исследования мезомасштабной пространственно-временной неоднородной структуры атмосферы.

2. МОДЕЛЬ НЕОДНОРОДНОЙ СТРУКТУРЫ КОЭФФИЦИЕНТА ПРЕЛОМЛЕНИЯ РАДИОВОЛН В НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЕ

Восстановление поля коэффициента преломления радиоволн в реальной атмосфере возможно по полям температуры воздуха, давления воздуха и водяных паров при использовании приближения Дебая, справедливого практически для всего диапазона УКВ [4, 11]:

$$n = \left(\frac{155, 2 \cdot 10^{-6} p[\text{MBap}]}{T[\text{K}]} + \frac{7, 45 \cdot 10^{-1} l[\text{MBap}]}{T^2[\text{K}]} + 1\right)^{1/2}.$$
(1)

. 10

Здесь T — абсолютная температура воздуха, p — давление сухого воздуха, l — давление паров воды. Мы используем (1) для дальнейших расчётов индекса рефракции для частот спутниковых навигационных систем (дециметровый диапазон).

Для получения модели мезомасштабной неоднородной структуры коэффициента преломления в атмосфере необходимы соответствующие сведения о достоверных неоднородных метеополях и их динамике для реальных условий.



Рис. 1. Коэффициент преломления радиоволн на станции в г. Азнакаево. Отсчёт времени t от 00:00 UT 17.08.2005. Среднее квадратическое отклонение рядов $s = 7,319 \cdot 10^{-6}$

В данном случае речь идёт о поле коэффициента преломления в области от земной поверхности до высот около 20 км, поэтому наличием электронной и ионной компонент, играющих существенную роль в определении значения коэффициента преломления в ионосфере, можно пренебречь (приближение нейтральной атмосферы). Мезомасштабная неоднородная структура указанных метеопараметров и их динамика определяют мезомасштабную неоднородную структуру коэффициента преломления и соответственно его динамику.

В результате проведённых расчётов получена мезомасштабная неоднородная структура коэффициента преломления в атмосфере до высот около 20 км и его непрерывная (временна́я дискретизация 30 мин) динамика за длительные периоды времени.

Полученные трёхмерные поля коэффициента преломления позволяют проследить горизонтальную, высотную и временну́ю изменчивость мезомасштабной неоднородной структуры. Результаты расчётов представляют большой потенциал для дальнейших исследований.

Используемая модель атмосферных процессов ранее прошла верификацию по данным метеонаблюдений, показавшую достаточную её адекватность [8, 9]. Тем не менее, была проведена верификация результатов моделирования мезомасштабной неоднородной структуры коэффициента преломления на соответствие экспериментальным данным. Массив модельных расчётов показал хорошее соответствие экспериментальным данным. Отклонение результатов моделирования от эксперимента не более 10^{-3} % по значениям n, не более 4% по значениям n - 1. Очевидны одинаковые особенности поведения модельных и экспериментальных данных, близкие положения максимумов и минимумов, близкие амплитуды возмущений (см. рис. 1).

Описанная выше модель позволяет получить горизонтальную и вертикальную неоднородную структуру коэффициента преломления радиоволн в атмосфере. На рис. 2 приведено поле коэффициента преломления для одного момента времени на различных высотах. На представленных примерах отчётливо различается сложившаяся мезомасштабная неоднородная структура поля коэффициента преломления. Структура (рисунок, размер и выраженность) неоднородностей имеет значительную высотную зависимость. С высотой структура сглаживается, упрощается и к высоте 10 000 м стремится к повторению синоптического характера поля атмосферного давления.

На рис. 3 приведён вертикальный срез поля коэффициента преломления. Значение коэффициента преломления уменьшается с высотой, стремясь к 1 $(n - 1 \rightarrow 0)$. Изоповерхности коэффициента преломления возмущены и не являются строго горизонтальными. Для анализа этих возмущений ниже будут приводиться поля коэффициента преломления за вычетом среднего высотного

Г. М. Тептин, О. Г. Хуторова, Д. П. Зинин, В. Е., Хуторов

4



Рис. 2. Горизонтальная неоднородная структура коэффициента преломления радиоволн для 08:00 UT 02.07.2005 на различных высотах над уровнем моря. Жирные контуры — изобары, стрелки — скорость ветра. Градации серого — величина коэффициента преломления (n - 1). Панель (a) соответствует высоте 5 км над уровнем моря, изобары в диапазоне 532,5÷548,5 гПа с шагом 2 гПа, панель (δ) соответствует высоте 10 км, изобары в диапазоне 260,0÷276,0 гПа с шагом 2 гПа



Рис. 3. Вертикальная неоднородная структура коэффициента преломления радиоволн для 08:00 UT 02.07.2005: (a) вертикальный срез в направлении север—юг через центр области моделирования, (б) — отклонение от средневысотного уровня. Градации серого — величина коэффициента преломления (n-1) (a) и возмущения коэффициента преломления $\delta(n-1)$ (б), h — высота над уровнем моря, d — горизонтальное расстояние

профиля (см. рис. 3, справа), что наглядно и удобно при анализе неоднородной структуры.

Модель позволяет получить и исследовать динамику мезомасштабной неоднородной структуры коэффициента преломления дециметровых радиоволн в атмосфере. На рис. 4 приведена



гис. 4. Динамика горизонтальной неоднородной структуры коэффициента преломления радиоволн на высоте 300 м над уровнем моря в различные моменты времени 02.07.2005. Жирный контур изобары в интервале 962,5÷976,5 гПа с шагом 2 гПа, стрелки — скорость ветра. Градации серого величина коэффициента преломления (n - 1). Панель (a) соответствует 00:00 UT, панель (b) — 02:30 UT, панель (e) — 05:00 UT, панель (z) — 07:30 UT

динамика неоднородного поля коэффициента преломления на горизонтальном срезе на высоте 300 м над уровнем моря. Вблизи земной поверхности наблюдаются сильные возмущения и более неоднородный характер структуры, с размерами отдельных неоднородностей от десятков километров (10 км — предельное горизонтальное разрешение модели в данной статье). Отмечается перенос крупных неоднородностей коэффициента преломления атмосферным течением. Ярко выражена анизотропия горизонтальной пространственной структуры поля коэффициента преломления, задаваемая направлением градиента атмосферного давления и направлением локального атмосферного течения.

На рис. 5 приведена динамика поля коэффициента преломления на основе вертикального среза области моделирования. Отмечается перенос крупных неоднородностей с постепенным усилением

6



Рис. 5. Динамика возмущений поля коэффициента преломления на основе вертикального среза области моделирования 02.07.2005. Градации серого — величина возмущения коэффициента преломления $\delta(n-1)$. Панель (a) соответствует 00:00 UT, панель (δ) — 02:30 UT, панель (s) — 05:00 UT, панель (s) — 07:30 UT

или ослаблением и исчезновением некоторых из них. Структура неоднородностей и её динамика носят нестационарный, сложный характер, что показывает ценность применённого метода по восстановлению неоднородной структуры и динамики коэффициента преломления радиоволн в реальной атмосфере.

Рисунок 5 показывает, что зоной наибольших возмущений поля коэффициента преломления является приземная область атмосферы высотой до 4 км. Выделяются два предельных случая поведения структуры возмущений: в первом случае неоднородности относительно изотропны по горизонтальным и вертикальным размерам, во втором случае присутствует высота с ярко выраженным максимумом возмущений и неоднородности сильно вытянуты по горизонтали.

3. РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН В НЕОДНОРОДНОЙ НЕЙТРАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЕ

Полученные данные о трёхмерной пространственной структуре коэффициента преломления радиоволн в атмосфере и её годичной динамике позволяют провести исследование физических характеристик различных радиотрасс. Для исключения влияния поглощения радиоволн атмосферными газами рассмотрен дециметровый диапазон радиоволн. Исследование проведено методом численного моделирования распространения радиоволн в полученной неоднородной среде.

Для дециметровых радиоволн и мезомасштабной неоднородной структуры поля коэффициента преломления применимо приближение геометрической оптики. В этом случае распространение радиоволн описывается распространением лучей по криволинейной траектории в соответствии с лучевым уравнением Эйлера [10].

В атмосфере независимо от тонкой неоднородной структуры возмущений присутствует постоянный высотный градиент давления и влажности (парциальные давления паров воды и воздуха падают с высотой), формирующий стационарный высотный градиент коэффициента преломления. Обусловленная этим явлением рефракция радиоволн широко известна и достаточно хорошо изучена; именно она вносит основной вклад в отклонение луча радиоволны от прямой линии [3, 4].

В данной работе основное внимание уделено не известным результатам по рефракции радиоволн, вызванной высотным градиентом плотности атмосферы, а особенностям, вносимым в рефракцию мезомасштабным возмущением (отклонением) коэффициента преломления от приближения плоскослоистой идеализированной атмосферы. Для этого в данной работе проводится сравнительный анализ распространения радиоволн в реальной неоднородной атмосфере и распространения радиоволн в атмосфере с усреднённым вертикальным профилем коэффициента преломления.

Для каждого момента времени, для которого проводится сравнительный анализ, рассчитывался свой средний высотный (в зависимости от высоты над уровнем моря) профиль коэффициента преломления в исследуемой области атмосферы. Для этого на каждой высоте проводилось усреднение по значениям коэффициента преломления на соответствующем горизонтальном срезе исследуемой области.

Рассмотрим распространение радиоволн в виде лучей из центра исследуемой области с поверхности земли с разными зенитными углами (0°, 30°, 45°, 60°) сквозь слой атмосферы до высот 18÷20 км. При отличных от нуля зенитных углах рассмотрим распространение радиоволн в направлениях на север, юг, запад и восток. Численное интегрирование лучевого уравнения Эйлера позволило найти траектории распространения радиоволн и оптические характеристики полученных радиотрасс.

Анализ массива полученных результатов выявляет следующие закономерности.

Наличие мезомасштабной неоднородной структуры коэффициента преломления радиоволн в реальной атмосфере оказывает заметное влияние на характеристики радиотрасс. Основной вклад в отклонение оптических характеристик радиотрасс от идеализированных вносит нижний слой атмосферы протяжённостью от земной поверхности до высоты около 4 км. Мезомасштабная неоднородная структура атмосферы на высотах более 10 км оказывает слабое влияние на оптические характеристики радиотрасс, что, очевидно, обусловлено падением парциального давления паров воды и сухого воздуха с высотой, что приводит к стремлению величины и вариации n-1 к 0. Следовательно, значения возмущения оптической длины (ВОД), полученные для трассы, проложенной от земной поверхности до высоты 20 км, мало изменятся при распространении радиоволн за пределы указанного атмосферного слоя до достижения ионосферы с существенной электронной и

ионной концентрациями, а значит, отражают влияние всей толщи неионизированной компоненты атмосферы на характеристики радиотрасс.

Мезомасштабная структура атмосферы создаёт неоднородности индекса рефракции радиоволн. Использованный ранее метод расчёта распространения радиоволн методом численного интегрирования лучевого уравнения Эйлера позволил восстановить траекторию распространения радиоволн в реальной атмосфере и, соответственно, углы рефракции. Как и ранее, проведём анализ влияния неоднородной структуры атмосферы на угол рефракции сравнением распространения радиоволн в реальной и идеализированной атмосфере.

Рассмотрен весь массив описанных выше радиотрасс с полностью аналогичными начальными условиями. Получен массив углов расхождения на выходе за пределы исследуемой области (на высоте около 18 км) между радиотрассами в реальной и идеализированной атмосфере с одинаковыми начальными условиями. Массив отражает вносимое возмущение угла рефракции мезомасштабной неоднородной структурой атмосферы и его годичную динамику.

Различие углов рефракции вызывает расхождение реальной и идеализированной радиотрассы, растущее вдоль них. Рассмотрим радиотрассы длиной $l = 20\,000$ км, что является типичным значением для трасс Земля—спутник GPS или ГЛОНАСС. Оценкой расхождения радиотрасс с углом расхождения α будет величина αl .

Ниже (табл. 1–5) приведены статистические характеристики полученных данных — возмущение угла рефракции и соответствующее расстояние (расхождение) реальной и идеализированной радиотрассы при длине трасс $l = 20\,000$ км. Как и при анализе оптической (электрической) длины трасс, была рассмотрена экспоненциальная модель идеализированной атмосферы и модель горизонтального усреднения.

Полученные результаты показывают существенную зависимость возмущения угла рефракции от времени суток и сезонов года, а также значимое влияние мезомасштабной неоднородной структуры атмосферы на отклонение реальной радиотрассы от идеализированной. Для радиотрасс с зенитным углом 60° и длиной до 20000 км среднее отклонение достигает до 450 м, при этом отклонения имеют значительный разброс относительно средних значений, СКО достигает 330 м.

Полученные траектории распространения радиоволн и оптические длины трасс позволяют рассчитать стандартную тропосферную задержку для радиотрасс с различным направлением и зенитными углами. Наличие приёмника GPS—ГЛОНАСС позволяет снимать характеристики радиосигнала на трассе спутник—земля и вычислять соответствующие тропосферные задерж-

Таблица 1. Возмущение углов рефракции мезомасштабной неоднородной структурой реальной атмосферы. Среднее за зиму возмущение и среднее квадратичное отклонение (СКО) угла рефракции. Приведены соответствующие отклонения радиотрасс с протяжённостью 20000 км. Приведена суточная зависимость и зависимость от зенитного угла (на поверхности земли) радиотрассы

Зима	зенитный	0°		30°		45°		60°	
	угол								
время		угол	откл.,	угол	откл.,	угол	откл.,	угол	откл.,
(LT), ч		рефр., рад.	м	рефр., рад.	м	рефр., рад.	м	рефр., рад.	м
3	cp.	$5,70 \cdot 10^{-8}$	1,14	$3,85 \cdot 10^{-7}$	7,70	$6,61 \cdot 10^{-7}$	13,21	$1,13 \cdot 10^{-6}$	22,51
	CKO	$3,09 \cdot 10^{-8}$	$0,\!62$	$2,98 \cdot 10^{-7}$	5,96	$5,26 \cdot 10^{-7}$	10,52	$9,12 \cdot 10^{-7}$	$18,\!24$
9	cp.	$5,45 \cdot 10^{-8}$	1,09	$3,21 \cdot 10^{-7}$	6,42	$5,50 \cdot 10^{-7}$	11,00	$9,40 \cdot 10^{-7}$	18,79
	CKO	$3,46 \cdot 10^{-8}$	$0,\!69$	$2,83 \cdot 10^{-7}$	$5,\!66$	$5,01 \cdot 10^{-7}$	10,03	$8,72 \cdot 10^{-7}$	$17,\!45$
15	cp.	$5,62 \cdot 10^{-8}$	1,12	$3,81 \cdot 10^{-7}$	7,62	$6,52 \cdot 10^{-7}$	13,05	$1,13 \cdot 10^{-6}$	22,57
	CKO	$3,79 \cdot 10^{-8}$	0,76	$2,86 \cdot 10^{-7}$	5,72	$5,03 \cdot 10^{-7}$	10,06	$8,77 \cdot 10^{-7}$	17,55
21	cp.	$5,64 \cdot 10^{-8}$	1,13	$4,80 \cdot 10^{-7}$	9,60	$8,25 \cdot 10^{-7}$	16,50	$1,42 \cdot 10^{-6}$	28,49
	CKO	$2,72 \cdot 10^{-8}$	$0,\!54$	$3,82 \cdot 10^{-7}$	7,64	$6,64 \cdot 10^{-7}$	13,29	$1,14 \cdot 10^{-6}$	22,83

Г. М. Тептин, О. Г. Хуторова, Д. П. Зинин, В. Е., Хуторов

Таблица 2. Возмущение углов рефракции мезомасштабной неоднородной структурой реальной атмосферы. Среднее за весну возмущение и СКО угла рефракции. Приведены соответствующие отклонения радиотрасс протяжённостью 20000 км. Приведена суточная зависимость и зависимость от зенитного угла (на поверхности земли) радиотрассы

Весна	зенитный	0°		30°		45°		60°	
	угол								
время		угол	откл.,	угол	откл.,	угол	откл.,	угол	откл.,
(LT), ч		рефр., рад.	м	рефр., рад.	м	рефр., рад.	м	рефр., рад.	м
3	cp.	$9,16 \cdot 10^{-8}$	1,83	$1,47 \cdot 10^{-6}$	29,34	$2,54 \cdot 10^{-6}$	50,70	$4,38 \cdot 10^{-6}$	87,60
	CKO	$7,78 \cdot 10^{-8}$	1,56	$2,19 \cdot 10^{-6}$	43,76	$3,79 \cdot 10^{-6}$	$75,\!90$	$6,57 \cdot 10^{-6}$	$131,\!42$
9	cp.	$8,84 \cdot 10^{-8}$	1,77	$1,46 \cdot 10^{-6}$	29,19	$2,52 \cdot 10^{-6}$	50,34	$4,36 \cdot 10^{-6}$	87,24
	CKO	$7,01 \cdot 10^{-8}$	1,40	$1,87 \cdot 10^{-6}$	37,42	$3,24 \cdot 10^{-6}$	64,81	$5,61 \cdot 10^{-6}$	$112,\!27$
15	cp.	$1,20 \cdot 10^{-7}$	2,41	$1,55 \cdot 10^{-6}$	30,92	$2,67 \cdot 10^{-6}$	$53,\!49$	$4,62 \cdot 10^{-6}$	$92,\!37$
	CKO	$1,01 \cdot 10^{-7}$	2,03	$1,86 \cdot 10^{-6}$	37,16	$3,22 \cdot 10^{-6}$	64,30	$5,58 \cdot 10^{-6}$	111,60
21	cp.	$1,18 \cdot 10^{-7}$	$2,\!37$	$1,97 \cdot 10^{-6}$	39,40	$3,40 \cdot 10^{-6}$	68,04	$5,90 \cdot 10^{-6}$	$118,\!05$
	CKO	$1,17 \cdot 10^{-7}$	2,33	$3,11 \cdot 10^{-6}$	62,29	$5,38 \cdot 10^{-6}$	107,68	$9,34 \cdot 10^{-6}$	186,89

Таблица 3. Возмущение углов рефракции мезомасштабной неоднородной структурой реальной атмосферы. Среднее за лето возмущение и СКО угла рефракции. Приведены соответствующие отклонения радиотрасс протяжённостью 20000 км. Приведена суточная зависимость и зависимость от зенитного угла (на поверхности земли) радиотрассы

Лето	зенитный	0°		30°		45°		60°	
	угол								
время		угол	откл.,	угол	откл.,	угол	откл.,	угол	откл.,
(LT), ч		рефр., рад.	м	рефр., рад.	м	рефр., рад.	м	рефр., рад.	м
3	cp.	$1,71 \cdot 10^{-7}$	3,41	$6,78 \cdot 10^{-6}$	135,51	$1,17 \cdot 10^{-5}$	234,12	$2,03 \cdot 10^{-5}$	406,26
	CKO	$1,38 \cdot 10^{-7}$	2,76	$5,61 \cdot 10^{-6}$	112,12	$9,71 \cdot 10^{-6}$	194,24	$1,68 \cdot 10^{-5}$	$336,\!69$
9	cp.	$2,11 \cdot 10^{-7}$	4,23	$4,76 \cdot 10^{-6}$	95,12	$8,21 \cdot 10^{-6}$	164,23	$1,42 \cdot 10^{-5}$	284,93
	CKO	$2,24 \cdot 10^{-7}$	4,47	$3,81 \cdot 10^{-6}$	76,27	$6,61 \cdot 10^{-6}$	$132,\!17$	$1,15 \cdot 10^{-5}$	229,23
15	cp.	$2,49 \cdot 10^{-7}$	4,97	$5,18 \cdot 10^{-6}$	$103,\!50$	$8,95 \cdot 10^{-6}$	178,94	$1,55 \cdot 10^{-5}$	310,32
	CKO	$2,09 \cdot 10^{-7}$	4,19	$3,03 \cdot 10^{-6}$	60,51	$5,25 \cdot 10^{-6}$	$105,\!07$	$9,11 \cdot 10^{-6}$	182,24
21	cp.	$2,35 \cdot 10^{-7}$	4,70	$7,77 \cdot 10^{-6}$	$155,\!40$	$1,34 \cdot 10^{-5}$	268, 45	$2,33 \cdot 10^{-5}$	465,79
	CKO	$1,66 \cdot 10^{-7}$	3,32	$4,41 \cdot 10^{-6}$	88,28	$7,66 \cdot 10^{-6}$	153, 15	$1,33 \cdot 10^{-5}$	$265,\!48$

Таблица 4. Возмущение углов рефракции мезомасштабной неоднородной структурой реальной атмосферы. Среднее за осень возмущение и СКО угла рефракции. Приведены соответствующие отклонения радиотрасс протяжённостью 20000 км. Приведена суточная зависимость и зависимость от зенитного угла (на поверхности земли) радиотрассы

Осень	зенитный	0°		30°		45°		60°	
	угол								
время		угол	откл.,	угол	откл.,	угол	откл.,	угол	откл.,
(LT), ч		рефр., рад.	м	рефр., рад.	Μ	рефр., рад.	м	рефр., рад.	м
3	cp.	$1,30 \cdot 10^{-7}$	2,60	$1,58 \cdot 10^{-6}$	$31,\!68$	$2,72 \cdot 10^{-6}$	$54,\!46$	$4,72 \cdot 10^{-6}$	94,36
	CKO	$1,34 \cdot 10^{-7}$	2,68	$1,79 \cdot 10^{-6}$	35,71	$3,09 \cdot 10^{-6}$	61,76	$5,36 \cdot 10^{-6}$	107,25
9	cp.	$1,31 \cdot 10^{-7}$	2,62	$1,37 \cdot 10^{-6}$	27,41	$2,36 \cdot 10^{-6}$	$47,\!27$	$4,09 \cdot 10^{-6}$	81,87
	CKO	$1,08 \cdot 10^{-7}$	2,15	$1,67 \cdot 10^{-6}$	33,40	$2,88 \cdot 10^{-6}$	$57,\!59$	$5,01 \cdot 10^{-6}$	100, 15
15	cp.	$1,26 \cdot 10^{-7}$	2,52	$1,46 \cdot 10^{-6}$	29,26	$2,53 \cdot 10^{-6}$	50,51	$4,37 \cdot 10^{-6}$	87,46
	CKO	$1,17 \cdot 10^{-7}$	2,33	$1,53 \cdot 10^{-6}$	30,56	$2,64 \cdot 10^{-6}$	$52,\!85$	$4,59 \cdot 10^{-6}$	91,82
21	cp.	$1,14 \cdot 10^{-7}$	2,29	$1,50 \cdot 10^{-6}$	29,91	$2,58 \cdot 10^{-6}$	$51,\!63$	$4,46 \cdot 10^{-6}$	89,20
	CKO	$9,61 \cdot 10^{-8}$	1,92	$1,71 \cdot 10^{-6}$	34,27	$2,97 \cdot 10^{-6}$	59,32	$5,15 \cdot 10^{-6}$	102,90

Таблица 5. Возмущение углов рефракции мезомасштабной неоднородной структурой реальной атмосферы (относительно среднемноголетней экспоненциальной модели идеализированной атмосферы). Среднее за лето возмущение и СКО угла рефракции. Приведены соответствующие отклонения радиотрасс протяжённостью 20000 км. Приведена суточная зависимость и зависимость от зенитного угла радиотрассы

Лето	зенитный	0°		30°		45°		60°	
	угол								
время		угол	откл.,	угол	откл.,	угол	откл.,	угол	откл.,
(LT), ч		рефр., рад.	м	рефр., рад.	м	рефр., рад.	Μ	рефр., рад.	м
3	cp.	$1,71 \cdot 10^{-7}$	3,41	$5,67 \cdot 10^{-6}$	$113,\!35$	$9,70 \cdot 10^{-6}$	193,94	$1,69 \cdot 10^{-5}$	$337,\!17$
	CKO	$1,38 \cdot 10^{-7}$	2,76	$4,71 \cdot 10^{-6}$	94,24	$8,08 \cdot 10^{-6}$	$161,\!55$	$1,40 \cdot 10^{-5}$	280,92
9	cp.	$2,11 \cdot 10^{-7}$	4,23	$3,49 \cdot 10^{-6}$	69,87	$5,99 \cdot 10^{-6}$	119,82	$1,04 \cdot 10^{-5}$	208,44
	CKO	$2,24 \cdot 10^{-7}$	4,47	$3,11 \cdot 10^{-6}$	62,23	$5,30 \cdot 10^{-6}$	$106,\!05$	$9,23 \cdot 10^{-6}$	184,70
15	cp.	$2,49 \cdot 10^{-7}$	4,97	$2,76 \cdot 10^{-6}$	55,23	$4,68 \cdot 10^{-6}$	$93,\!68$	$8,15 \cdot 10^{-6}$	163,03
	CKO	$2,09 \cdot 10^{-7}$	4,19	$2,81 \cdot 10^{-6}$	56,24	$4,82 \cdot 10^{-6}$	96,44	$8,39 \cdot 10^{-6}$	167,75
21	cp.	$2,35 \cdot 10^{-7}$	4,70	$5,64 \cdot 10^{-6}$	112,84	$9,60 \cdot 10^{-6}$	191,98	$1,67 \cdot 10^{-5}$	334,23
	CKO	$1,66 \cdot 10^{-7}$	3,32	$4,04 \cdot 10^{-6}$	80,85	$6,96 \cdot 10^{-6}$	139,16	$1,21 \cdot 10^{-5}$	241,35

ки. Двухчастотная система приёмника позволяет исключить влияние ионосферы на вычисление значений стандартной тропосферной задержки.

Система спутников GPS—ГЛОНАСС позволяет одновременно наблюдать на небесной полусфере несколько источников радиосигнала, что позволяет получить усреднённые по небесной полусфере приведённые к зенитной тропосферные задержки.

На основе неоднородного поля коэффициента преломления в атмосфере, полученного по описанной выше модели, получена усреднённая зенитная стандартная тропосферная задержка и её динамика за 14 марта 2008 года. Усреднение проводилось по радиотрассам, проходящим под зенитными углами 0°, 30°, 45°, 60°, и направлениями на 8 основных географических направлений с шагом 45°. На полученных трассах считалась стандартная тропосферная задержка, приводилась к зенитной и усреднялась по ансамблю направлений.

Полученный временной ряд экспериментальных значений тропосферной задержки обладает значительной изменчивостью, отсутствующей в



Рис. 6. Суточная динамика зенитной тропосферной задержки
 τ 14.03.2008

модельных данных, обусловленной, по-видимому, значительным влиянием турбулентных и макротурбулентных явлений и ошибками измерения. Для их исключения ряд экспериментальных значений стандартной тропосферной задержки дополнительно сглаживался по шестичасовому окну. На рис. 6 приведена суточная динамика зенитной тропосферной задержки, полученная в результате численного эксперимента, и сглаженные результаты измерений приёмником. Кодовые измерения тропосферной задержки (групповой путь радиосигнала спутник—приёмник) обрабатывались следующим образом. Для каждого измерения вычислялась приведённая к зениту тропосферная задержка, полученные результаты усреднялись по синхронным измерениям, далее проводилось сглаживание со скользящим шестичасовым временны́м окном. Для восстановления суточных вариаций зенитной тропосферной задержки из фазовых измерений комбинировались двойные разности (синхронные по различным спутникам и временны́е приращения этих величин).



Рис. 7. Сравнение горизонтальной пространственной структуры тропосферной задержки радиосигнала спутниковых навигационных систем (*a*) по измерениям приёмников ГЛОНАСС–GPS и (δ) по результатам численного эксперимента (10:00 UT 14.03.2008). Градации серого отклонение от среднего уровня тропосферной задержки $\delta \tau$ в миллиметрах. По осям — расстояние в километрах от геометрического центра расположения антенной системы сети приёмников

Затем по полученным значениям решалась обратная задача восстановления суточных вариаций зенитной тропосферной задержки с учётом трёх гармоник суточного хода.

На рис. 7 представлено сравнение горизонтальной пространственной структуры тропосферной задержки, полученной в результате решения обратной задачи восстановления горизонтальной структуры зенитной тропосферной задержки по измерениям с помощью сети приёмников, разнесённых на расстояния $3\div15$ км [12] (*a*) и в результате численного эксперимента (*б*). Пространственная функциональная зависимость тропосферной задержки аппроксимировалась полиномом, в силу этого результат имеет сглаженный вид (*a*); результат численного эксперимента также приведён к зенитному углу.

Проведённое сравнение показывает хорошее соответствие модельной тропосферной задержки и сглаженных экспериментальных данных.

выводы

Создана модель мезомасштабной неоднородной структуры коэффициента преломления радиоволн и её нестационарной динамики в реальной атмосфере, прошедшая верификацию по данным многолетних непрерывных натурных измерений. Отклонение результатов моделирования от эксперимента не более 10^{-3} % по значениям n, не более 4% по значениям n - 1.

Полученная динамика коэффициента преломления над исследуемой территорией за длительные периоды времени показывает значительную горизонтальную, высотную, временну́ю изменчивость мезомасштабной неоднородной структуры, а также анизотропию горизонтальной пространственной структуры коэффициента преломления, определяемую полями скорости ветра и синоптического градиента атмосферного давления.

Полученные результаты показывают значительную зависимость возмущения оптической длины радиотрасс мезомасштабной неоднородной структурой реальной атмосферы от длины трассы, зенитного угла и направления трассы, времени суток, конкретной метеоситуации. Основная вариация (изменение) возмущения оптической длины происходит при прохождении радиотрассами слоя атмосферы высотой от 0 до 10 км.

Мезомасштабная неоднородная структура атмосферы оказывает существенное влияние на от-

клонение реальной радиотрассы от идеализированной при спутниковой связи. Отклонение имеет существенную зависимость от времени суток и сезонов года, достигая для трасс с зенитным углом 60° средних значений до 450 м, СКО до 330 м.

Работа выполнена при поддержке Федеральной целевой программы «Научные и научнопедагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (государственный контракт № П162).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Гурвич А. С., Воробьёв В. В., Маракасов Д. А., Фёдорова О. В. // Изв. вузов. Радиофизика. 2007. Т. 50, № 9. С. 747.
- 2. Колосов М. А., Арманд Н. А., Яковлев О. И. Распространение радиоволн при космической связи. М.: Связь, 1969. 155 с.
- 3. Колосов М. А., Шабельников А. В. Рефракция электромагнитных волн в атмосферах Земли, Венеры, Марса. М: Сов. радио, 1976. 219 с.
- 4. Яковлев О.И. Космическая радиофизика. М.: Научная книга, 1998. 432 с.
- 5. Воронцов А. М., Парамонов П. В. // Изв. вузов. Радиофизика. 2006. Т. 49, № 1. С. 21.
- Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 351 с.
- 7. WRF Documentation Page. Documents and Publications: http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/pub-doc.html.
- Зинин Д. П., Тептин Г. М., Хуторова О. Г., Шлычков А. П. // Докл. АН. 2007. Т. 416, № 1. С. 112.
- 9. Зинин Д.П., Тептин Г.М., Хуторова О.Г. // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21, № 1. С. 69.
- 10. NCEP/NCAR Reanalysis. Model Description: http://dss.ucar.edu/pub/reanalysis/rean_model.html.
- 11. Бин Б. Р., Даттон Е. Д. Радиометеорология. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 207 с.
- 12. Хуторова О. Г., Васильев А. А., Максимов А. М., Хуторов В. Е. // Труды XXII Всерос. конф. «Распространение радиоволн», г. Ростов, 2008. Т. 3. С. 90.

Поступила в редакцию 21 декабря 2009 г.; принята в печать 18 февраля 2010 г.

STUDY OF MESOSCALE IRREGULARITIES OF THE REFRACTION COEFFICIENT OF RADIOWAVES IN THE TROPOSPHERE BY THE METHODS OF NUMERICAL SIMULATION

G. M. Teptin, O. G. Khutorova, D. P. Zinin, and V. E. Khutorov

We propose a model of the mesoscale irregular structure of the refraction coefficient of radiowaves and its dynamics in the actual atmosphere at altitudes of up to 20 km. This model was verified according to multi-year continuous full-scale measurements. The obtained dynamics of the refraction coefficient shows considerable horizontal, vertical, and temporal variability of the mesoscale irregular structure as well as anisotropy of the horizontal spatial structure of the refraction coefficient, which is defined by the fields of wind speed and the synoptic gradient of atmospheric pressure. Dependences of the disturbance of the the optical length of the radio paths on the path length, zenith angle, time of the day, and meteorological conditions are found.