
ХИМИЧЕСКАЯ ФИЗИКА
АТМОСФЕРНЫХ ЯВЛЕНИЙ

УДК 551.510.535

**СВЯЗЬ ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ С ДИНАМИЧЕСКИМИ
ПРОЦЕССАМИ В ТРОПОСФЕРЕ**

© 2022 г. Г. В. Голубков^{1,2}, С. О. Адамсон¹, О. П. Борчевкина³, П. К. Ванг^{4,5}, Ю. А. Дьяков^{1,4},
И. И. Ефишов³, И. В. Карпов³, Ю. А. Курдяева³, Е. Е. Луховицкая¹, О. А. Ольхов¹,
Н. Ю. Тепеницына³, С. Я. Уманский¹, И. И. Шагимурагов³,
В. Л. Шаповалов¹, Г. А. Якимова³, М. Г. Голубков^{1*}

¹Федеральный исследовательский центр химической физики им. Н.Н. Семёнова
Российской академии наук, Москва, Россия

²Национальный исследовательский центр “Курчатовский институт”, Москва, Россия

³Калининградский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова Российской академии наук, Калининград, Россия

⁴Исследовательский центр экологических изменений, Академия Синика, Тайбэй, Тайвань

⁵Факультет авионавтики и астронавтики Национального университета Ченг Кунг, Тайнань, Тайвань

*E-mail: golubkov@chph.ras.ru

Поступила в редакцию 10.01.2022;
после доработки 14.01.2022;
принята в печать 20.01.2022

Определение физических механизмов передачи энергии тропосферных возмущений в ионосферу является одной из фундаментальных проблем физики атмосферы. К таким возмущениям приводят как регулярные события (прохождение солнечного терминатора), так и нерегулярные (метеорологические шторма, землетрясения, солнечные затмения и др.). В настоящей работе приведены результаты наблюдения тропосферных и ионосферных возмущений в периоды прохождения солнечного терминатора, солнечного затмения и метеорологического шторма. Лидарное зондирование показало, что во время развития этих событий в тропосфере формируются области с заметным повышением амплитуд вариаций плотности, давления и температуры с периодами, соответствующими акустическим и внутренним гравитационным волнам (АВ и ВГВ соответственно). Одновременные спутниковые измерения демонстрируют отклик ионосферы на тропосферные возмущения. По данным наблюдений для каждого из событий определены характерные периоды, временные и пространственные масштабы вариаций. Установлено, что время отклика ионосферы на тропосферные возмущения составляет 30–40 мин. В результате численного моделирования с использованием программного комплекса “AtmoSym” показано, что нелинейные и диссипативные процессы в термосфере приводят к образованию источников вторичных волн с периодами, большими, чем у первичных АВ и ВГВ, распространяющихся вертикально вверх из тропосферы в термосферу. Обсуждается также вопрос о влиянии тропосферных возмущений на работу глобальных навигационных спутниковых систем.

Ключевые слова: солнечный терминатор, солнечное затмение, метеорологический шторм, лидарное зондирование, тропосферные возмущения, акустические и внутренние гравитационные волны, спутниковые измерения, ионосферный отклик.

DOI: 10.31857/S0207401X22050053

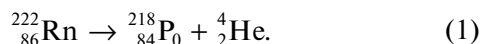
1. ВВЕДЕНИЕ

Одна из ключевых проблем физики атмосферы — определение связи динамических процессов, протекающих в нижней атмосфере, с изменением параметров плазмы ионосферы, т.е. установление физических механизмов передачи энергии возмущения из тропосферы в верхнюю атмосферу и ионосферу. К таким возмущениям относятся как регулярные события (прохождение солнечного терминатора), так и нерегулярные (метеорологи-

ческие штормы, землетрясения, солнечные затмения и т.д.). Попытки объяснить эту связь с точки зрения химической физики ранее к успеху не привели [1].

Согласно экспериментальным данным [2–8], реакция верхней атмосферы и ионосферы проявляется в течение нескольких часов после возникновения возмущений вблизи поверхности Земли. Изменение ионосферных параметров плазмы, вызванное сейсмическими процессами, наблю-

дается за несколько суток и более до землетрясения и характеризуется увеличением электронной концентрации над эпицентральной областью [9–11]. Одним из основных индикаторов предвестников землетрясений служит радиоактивный радон $^{222}_{86}\text{Rn}$, который является источником α -частиц (^4_2He). Его распад приводит к образованию нуклида $^{218}_{84}\text{Po}$ с выделением энергии в 5.59 МэВ [12]:



В работе [13] было показано, что α -частицы с энергией более 5 МэВ легко проникают в нижнюю ионосферу и эффективно ионизируют нейтральную среду.

Динамические процессы в тропосфере приводят к отклонению давления, температуры, плотности и химического состава от среднестатистических значений. В исследованиях динамики нижней атмосферы широкое распространение получили методы зондирования с применением лидарных измерений [14–16]. Преимущества использования последних заключаются в их высоком пространственном и временном разрешении и возможности проведения длительных наблюдений. Методы лидарного зондирования основываются на процессах упругого рассеяния лазерного излучения на частицах среды, включая аэрозоли. При этом по принимаемому рассеянному сигналу можно судить о распределении и характеристиках аэрозолей, а также о вариациях параметров атмосферы.

Проходя вдоль трассы зондирования, лазерный импульс поглощается и рассеивается на молекулах и аэрозолях среды. При этом часть рассеянного назад излучения может быть собрана и сфокусирована с помощью приемной аппаратуры на фотодетектор, который преобразует ее в электрический сигнал, пропорциональный интенсивности падающего светового потока. В результате расстояние до любого рассеивающего объекта на трассе зондирования однозначно определяется по времени задержки с момента посылки лазерного импульса. Интенсивность принятого сигнала в каждый момент времени зависит от свойств конкретного рассеивающего объема атмосферы и от характеристик атмосферной трассы зондирования на двойном пути от источника до рассеивающего объекта и обратно [17]. Такое дистанционное зондирование позволяет определять различные параметры: эффективные радиусы аэрозольных частиц, их объемную концентрацию, коэффициент обратного рассеяния, коэффициент преломления среды и т.д.

Существующие гипотезы о механизмах влияния нижней атмосферы на состояние верхней атмосферы и ионосферы основываются на представлениях о генерации акустических и внутренних гравитационных волн (АВ и ВГВ соответственно) в тропо-

сфере и их распространении до высот верхней атмосферы [2, 10, 18–22]. Внутренние гравитационные волны или инерционно-гравитационные волны — одна из форм колебательных движений, которые существуют в атмосфере как упругой среде. Термин “гравитационные” в названии данного типа волн указывает на то, что сила тяжести является одним из факторов, определяющих существование ВГВ.

Скорость распространения различных волновых составляющих зависит от их частотных и пространственных масштабов. Для низкочастотных планетарных и приливных волн [23] эта скорость мала по сравнению со скоростью звука. Моделирование ионосферных сейсмических явлений на основе представлений о распространении среднемасштабных ВГВ из эпицентральной области позволяет воспроизвести амплитуды ионосферных возмущений, однако не объясняют их локализацию и устойчивость в период подготовки землетрясений [2].

В настоящей работе основное внимание уделено ВГВ с периодами, близкими к периоду Брента-Вайсяля [21], и акустическим волнам, которые возбуждаются в тропосфере. Они могут распространяться практически вертикально и достаточно быстро достигать высот ионосферы [20, 22]. В теоретических исследованиях [18–20] было показано, что нелинейные и диссипативные процессы, сопровождающие распространение таких АВ и ВГВ, приводят к формированию крупномасштабных неоднородностей в верхней атмосфере и усилению влияния турбулентных процессов в нижней термосфере. Малые временные задержки в проявлении возмущений в различных слоях атмосферы, включая локализацию возмущений непосредственно над источниками в нижней атмосфере, могут быть также объяснены на основе представлений о гравитационных и инфразвуковых волнах [10, 18].

Следует отметить, что при мониторинге ионосферы в периоды тропосферных возмущений часто наблюдается возникновение таких явлений, как F-рассеяние и поглощение в D-слое. Эти процессы оказывают существенное влияние на определение частотных характеристик, которые связаны с изменениями параметров плазмы в F-слое ионосферы [24]. В последние годы широкое распространение в экспериментальных исследованиях ионосферы получили методы анализа полного электронного содержания (ПЭС), определяемого по наблюдениям сигналов глобальных навигационных спутниковых систем ГЛОНАСС/GPS. Планетарные карты ПЭС, построенные по данным более 6000 приемных станций GPS, широко и успешно применяются для исследования динамики ионосферы при различных геофизических условиях [25, 26]. Так, например, в работах [27, 28] рассмотре-

ны возмущения ионосферы в период солнечного затмения. В результате проведенных наблюдений и теоретических исследований [27–35] было установлено, что существенное влияние на состояние ионосферы оказывают АВ и ВГВ, распространяющиеся вверх из области метеорологического возмущения.

Цель данного исследования заключалась в экспериментальном подтверждении предложенного ранее механизма передачи энергии тропосферных возмущений, возникающих в период прохождения солнечного терминатора, солнечного затмения и метеорологического шторма, в ионосферу за счет вертикального распространения акустических и внутренних гравитационных волн. Благодаря одновременному использованию лидарного зондирования и спутниковых GPS-измерений предполагалось оценить вертикальную структуру и локализацию источника волн, а также определить характерное время отклика ионосферы на различные тропосферные возмущения.

Статья организована следующим образом.

В разд. 2 приводится методика лидарных измерений: дано описание оптической схемы двухканального анализатора приемного блока, перечислены технические характеристики двухволнового атмосферного лидара ЛСА-2С, предложен алгоритм анализа принимаемого отраженного сигнала.

Раздел 3 посвящен обработке результатов спутниковых измерений. Здесь представлена методика восстановления ПЭС по данным GPS-измерений, получена формула для определения ПЭС по кодовым измерениям на двух частотах, описан метод расчета спектра вариаций ПЭС.

В разд. 4 подробно обсуждаются особенности вертикального распространения акустических и внутренних гравитационных волн в атмосфере. Для наглядности приведены данные расчета вертикального профиля периодов распространяющихся волн.

Важным современным инструментом теоретического исследования волновых процессов в атмосфере является численное моделирование, поэтому разд. 5 посвящен краткому описанию модели “AtmoSum”, используемой для исследования генерации и распространения АВ и ВГВ в атмосфере с учетом нелинейных и диссипативных процессов, а также реальной стратификации среды.

Результаты и их обсуждение приведены в разд. 6. Здесь представлены данные по одновременному использованию лидарного зондирования и спутниковых GPS-измерений в периоды прохождения утреннего и вечернего терминаторов, солнечного затмения и метеорологического шторма. Приводится оценка вертикальной структуры и локализации источника волн, а также определено характерное время отклика ионосферы на различные тропосферные возмущения. В конце дан-

ного раздела обсуждается влияние физико-химических процессов в D- и E-слоях ионосферы на формирование ее отклика на тропосферные возмущения.

2. МЕТОДИКА ЛИДАРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

В исследованиях динамики атмосферы широкое распространение получили методы лидарного зондирования, которые относятся к активным методам дистанционного зондирования. По принципу действия лидары можно разделить на четыре класса: аэрозольные лидары (рэлеевские лидары), лидары на комбинационном рассеянии (рамановские лидары), на резонансных эффектах и на дифференциальном поглощении рассеянного излучения.

Схема работы *рэлеевского лидара* [36–38] основана на совмещении приемника и источника излучения, что позволяет изменять зенитный угол и азимут зондирования. Для зондирования используют несколько вариантов систем: одноволновые, многоволновые и поляризационные. Многообразие таких систем связано с важностью получения информации о физических параметрах атмосферного аэрозоля, которые зачастую определяют тип загрязнения среды.

Рамановский лидар используется для измерений концентраций ряда молекул атмосферы, включая N_2 , O_2 , H_2O , SO_2 и CO_2 [39]. Его использование требует мощных лазеров, больших телескопов, длительных времен накопления и обычно ограничено измерениями высоких концентраций молекул.

Лидар на резонансных эффектах характеризуется тщательным подбором как длины волны излучения лазера, так и длины волны излучения, регистрируемого приемником, для того чтобы они совпадали с длиной волны линии поглощения исследуемого компонента атмосферы. Возбуждение молекулы на частоте поглощения приводит к резонансному рассеянию, которое может быть значительно более интенсивным, чем нерезонансное. Этот метод успешно применяется для измерения концентраций атомов натрия и калия на больших высотах [40, 41].

Работа *лидара на дифференциальном поглощении рассеянного излучения* зависит от рассеяния на аэрозолях атмосферы, но измерения концентраций выбранного вида молекул осуществляются по их поглощению [42]. В основу метода заложено использование по крайней мере двух лазерных пучков с различными длинами волн, которые последовательно или одновременно посылаются вдоль одного и того же направления в атмосферу. Первый лазерный пучок поглощается исследуемыми молекулами, в то время как второй пучок с близкой длиной волны поглощается не очень сильно. Так как пучки соответствуют разным длинам волн,

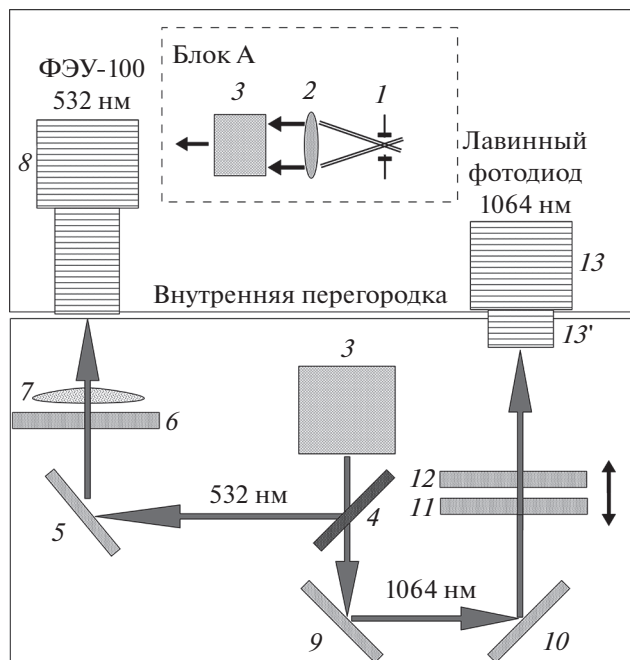


Рис. 1. Оптическая схема двухканального анализатора приемного блока. Блок А — блок для пропускания луча из телескопа: 1 — диафрагма поля зрения, 2 — коллимирующая линза, 3 — поворотное зеркало, 4 — спектроделитель каналов. Канал 532 нм: 5 — диэлектрическое зеркало, 6 — интерфильтр, 7 — фокусирующая линза, 8 — модуль ФЭУ-100. Канал 1064 нм: 9 и 10 — диэлектрические зеркала, 11 — нейтральный фильтр, 12 — интерфильтр, 13 — модуль лавинного фотодиода, 13' — объектив модуля ЛФ.

то сечения аэрозольного рассеяния можно считать практически одинаковыми для обоих случаев. Различие в интенсивности рассеяния лучей в атмосфере обусловлено разницей в их поглощении исследуемыми молекулами. Анализ зарегистрированных сигналов от обоих лучей как функций времени позволяет проводить пространственно-разрешенные измерения концентрации поглощающих молекул.

В данной работе представлены результаты лидарного зондирования тропосферных аэрозолей на станции KLGD (Калининград, Россия: 54.7° с.ш., 20.5° в.д.). Для наблюдений был использован двухволновой рэлеевский лидар ЛСА-2С производства ООО «Обнинская фотоника» (Обнинск, Россия). На рис. 1 представлена оптическая схема двухканального анализатора приемного блока. Двухканальный анализатор предназначен для разделения отраженного атмосферой светового сигнала на отдельные спектральные компоненты и регистрации разделенных световых потоков фотодетекторами с последующей передачей информации в систему регистрации и обработки сигнала. В анализаторе используются два типа фотодетекторов: фотоумножитель ФЭУ-100 в ка-

нале с длиной волны $\alpha = 532$ нм и лавинный фотодиод (ЛФ) в канале с $\alpha = 1064$ нм. В плоскости входной апертуры анализатора (по оптической оси телескопа) расположена плоская пластина с набором диафрагм поля зрения, объединенная с коллимирующей линзой и поворотным зеркалом в один блок. Обратное рассеянная радиация проходит из телескопа через диафрагму поля зрения 1 (рис. 1). Коллимирующая линза Фабри 2, установленная за диафрагмой, формирует из света, собранного телескопом, почти параллельный луч. Этот луч поворачивается зеркалом 3 на 90° в направлении селективно отражающего спектроделителя 4, который отражает излучение с $\lambda = 532$ нм и пропускает излучение с $\lambda = 1064$ нм, разделяя тем самым световой поток на два канала. Излучение с $\lambda = 532$ нм, отразившись от диэлектрического зеркала 5, поступает на фотокатод ФЭУ 8 через интерференционный фильтр 6 и фокусирующую линзу 7. Поворотные диэлектрические зеркала 9 и 10 направляют излучение с $\lambda = 1064$ нм на модуль лавинного фотодиода 13 через блок фильтров, состоящий из сменного нейтрального фильтра 11 и интерференционного фильтра 12. Интерференционные фильтры служат для отделения сигналов обратного рассеяния от фоновой солнечной радиации. Нейтральный фильтр используется для изменения интенсивности светового сигнала, поступающего на лавинный фотодиод. Изображение главного зеркала телескопа формируется на фотокатод ФЭУ и светочувствительной площадке ЛФ с помощью фокусирующей линзы 7 и объектива 13' модуля лавинного фотодиода соответственно. Это обеспечивает постоянство положения пятна засветки на фотокатод и светочувствительной площадке при изменении расстояния зондирования.

Лидар ЛСА-2С обладает следующими техническими характеристиками: излучатель — Nd:YAG-лазер LS-2131 с рабочими длинами волн 1064 и 532 нм с энергией накачки до 25 Дж и частотой повторения импульсов не более 20 Гц. Для обратно рассеянного излучения используется приемник типа Кассегрена с диаметром главного зеркала приемного телескопа 260 мм и фокусным расстоянием 1050 мм. Время измерения одного профиля аэрозоля составляет не более 15 мин. Фотоприемник для канала с $\alpha = 1064$ нм обладает эффективностью фотокатода в 40% и полушириной пропускания интерфильтра (на уровне 0.5), равной 3 нм. Для канала с $\alpha = 532$ нм используется фотоумножитель ФЭУ-100 с квантовой эффективностью фотокатода, равной 10%, и полушириной пропускания в 2 нм.

Описание алгоритма автоматического определения параметров аэрозоля дано в работе [43]. Алгоритм реализован в виде программного пакета для обработки результатов измерений лидара ЛСА-2С с использованием корреляционных параметрических

зависимостей между размерами частиц аэрозолей и отношением коэффициентов обратного рассеяния на указанных длинах волн зондирования. В результате применяемый лидар позволяет определять характеристики аэрозолей на расстояниях вплоть до 20 км.

Наблюдаемая на приемнике интенсивность рассеянного лидарного сигнала отражает интегральную динамику атмосферы вдоль всей траектории луча распространения длиной

$$L_m = cm\Delta t, \quad (2)$$

где c — скорость света, m — номер строба (максимальное значение $m = 2000$), Δt — длительность импульса. При этом длина траектории луча распространения L_m связана с вертикальным расстоянием h от поверхности Земли до области локализации тропосферной неоднородности простым соотношением:

$$h = L_m \sin \beta = cm\Delta t \sin \beta, \quad (3)$$

где $\beta = 45^\circ$ — угол наклона луча лазера к горизонту.

Спектральный анализ полученных в наблюдениях временных рядов позволяет определить частотные диапазоны, характерные для вариаций атмосферных параметров на различных высотах. Для исследования динамики выделенных атмосферных слоев используется функция $F(t)$, являющаяся разностью интенсивностей сигналов для различных стробов:

$$F(t) = f_{m+1}(t) - f_m(t), \quad (4)$$

где $f_m(t)$ — интенсивность рассеянного сигнала в стробе с номером m .

Далее применяется вейвлет-преобразование функции с использованием $F(t)$ в качестве ядра преобразования вейвлета Морле. Прямое интегральное вейвлет-преобразование сигнала представляет собой скалярное произведение сигнала на ядро (или носитель) преобразования — функцию ψ заданного типа. Функция $W(a, b)$ является вейвлет-образом сигнала $F(t)$ по независимым переменным a и b :

$$W(a, b) = \int_{-\infty}^{\infty} F(t) \psi_{ab}(t) dt, \quad (5)$$

$$\psi_{ab}(t) = |a|^{-1/2} \psi\left(\frac{t-a}{b}\right); \quad a, b \in R; \quad \psi(t) \in L^2(R). \quad (6)$$

Аналитическое представление вейвлета Морле выглядит как

$$\psi(t) = \exp(ik_0 t) \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right). \quad (7)$$

Параметры b и a в (6) определяют период и сдвиг по времени возмущений в анализируемом ряде $F(t)$. Наиболее часто используемый базис строится на основе локализованного в k - и t -простран-

стве вейвлета Морле. Изменение $W(a, b)$ со временем позволяет судить о типах волновых возмущений и времени их появления [44].

Поскольку интенсивность рассеянного лидарного сигнала при зондировании для каждой из длин волн зависит от размеров и параметров рассеивающего аэрозоля, то в общем случае спектры вариаций возмущений тропосферы, снятые в различных каналах, должны отличаться друг от друга. Картины спектров могут быть похожи только при условии, что лидарный сигнал отражается от масштабной неоднородности в тропосфере, относящейся ко всем типам аэрозолей.

3. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ ПО ДАННЫМ GPS-ИЗМЕРЕНИЙ

Общий принцип измерений координат приемника спутниковых сигналов глобальной навигационной системы GPS достаточно прост. Эти координаты определяются из выражения для “псевдодальности” между приемником и спутником [45]:

$$P = \left[(x_R - x_S)^2 + (y_R - y_S)^2 + (z_R - z_S)^2 \right]^{1/2} + c(\tau_I + \tau_C + \tau_E), \quad (8)$$

где x_S, y_S, z_S — координаты спутника; x_R, y_R, z_R — координаты приемника; τ_I — ионосферная задержка; τ_C — отклонение часов приемника от системного времени GPS, τ_E — приборная задержка в аппаратуре спутника и приемника, включающая ошибку измерений. Величина P отличается от действительного расстояния (дальности)

$$D = \left[(x_R - x_S)^2 + (y_R - y_S)^2 + (z_R - z_S)^2 \right]^{1/2} \quad (9)$$

наличием ошибок измерений, содержащихся во втором слагаемом выражения (8). Определяя псевдодальности как минимум до четырех различных спутников, можно рассчитать τ_C и три координаты приемника. Измеряемым параметром для определения P является либо время распространения сигнала, либо изменение фазы несущей радиоволны на трассе “спутник—приемник”. В соответствии с этим различают *кодовые* и *фазовые* измерения псевдодальности.

Передачики, установленные на спутниках GPS, излучают на двух несущих частотах: $f_1 = 1575.42$ МГц и $f_2 = 1227.60$ МГц. В случае кодовых измерений псевдодальности P измеряемым параметром является время задержки τ между моментом излучения и моментом регистрации сигнала. Тогда из принятого со спутника сигнала в приемнике выделяется доступный код (C/A или P) и с помощью корреляционного анализа находится его сдвиг относительно аналогичного кода, кото-

рый выделяет сам приемник. Двухчастотный приемник может выдавать три вида кодовых измерений псевдодальности: по С/А-коду и Р-коду на частоте f_1 и Р-коду на частоте f_2 . Во время фазовых измерений псевдодальности измеряемым параметром является разность фаз $\Delta\varphi$ двух несущих радиоволн: принятой приемником и сгенерированной в самом приемнике.

Как было указано выше, одним из ключевых параметров ионосферы является полное электронное содержание. Существует несколько алгоритмов восстановления ПЭС по данным GPS-приемников. Например, ПЭС можно определять по двухчастотным фазовым измерениям псевдодальности, по кодовым и фазовым измерениям псевдодальности на основной частоте, а также по данным кодовых измерений псевдодальности на двух частотах.

В настоящей работе применялся метод определения ПЭС по кодовым измерениям псевдодальности на несущих частотах GPS f_1 и f_2 . В этом случае групповой путь радиоволны определяется по формуле Дэвиса [46]:

$$P_{1,2} = c\tau_{1,2} = \int_0^D n'_{1,2} ds, \quad (10)$$

где $P_{1,2}$ — групповой путь соответственно для частот f_1 и f_2 , $\tau_{1,2}$ — время распространения сигналов. Групповой показатель преломления $n'_{1,2}$ в ионосфере сигналов на частотах f_1 и f_2 определяется как

$$n'_{1,2} = n_{1,2} + f_{1,2} \frac{\partial n_{1,2}}{\partial f_{1,2}}. \quad (11)$$

Если пренебречь влиянием магнитного поля Земли, то коэффициент преломления $n_{1,2}$ определяется простым выражением [46]:

$$n_{1,2} \approx 1 - \frac{40.308n_e}{f_{1,2}^2}, \quad (12)$$

где n_e — локальная концентрация электронов. В этом приближении с учетом выражения (12) легко получить, что

$$n'_{1,2} \approx 1 + \frac{40.308n_e}{f_{1,2}^2}. \quad (13)$$

Тогда выражение для псевдодальности (10) принимает вид

$$P_{1,2} = D + \frac{40.308}{f_{1,2}^2} \int_0^D n_e ds + c[\tau_c + (\tau_E)_{1,2}]. \quad (14)$$

Второе слагаемое в правой части выражения (14) называется ионосферной поправкой к дальности,

которая определяется ионосферной задержкой спутникового сигнала τ_I на частоте f . Величина

$$I = \int_0^D n_e ds \quad (15)$$

называется полным электронным содержанием. Используя выражение (14), записанное по отдельности для двух частот, нетрудно получить формулу для определения ПЭС по кодовым измерениям на двух частотах:

$$I = \frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \{ (P_2 - P_1) + c[(\tau_E)_1 - (\tau_E)_2] \} = M[(P_2 - P_1) + \delta P_{12}], \quad (16)$$

где δP_{12} — аппаратная задержка (ошибка измерения дальности по Р-коду), а коэффициент M определяется как

$$M = \frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} = 9.52 \cdot 10^{16} \text{ м}^{-3}. \quad (17)$$

Следует отметить, что аппаратные поправки для спутника и приемника слабо изменяются во времени и с достаточно высокой степенью точности их можно считать фиксированными в течение суток [47].

В случае реальных наблюдений на одной из наземных GPS-станций проводятся одновременные измерения набора дифференциальных задержек ΔP^i , где i — номер спутника. Анализ вариации групповых задержек показывает, что измеренные величины ΔP^i имеют значительный случайный разброс [48]. Иногда дисперсия может составлять 1–2 м. Значительное ее уменьшение достигается путем усреднения на определенном интервале времени. Кроме того, остаются еще вариации ΔP неионосферного происхождения. Поэтому для повышения точности расчетов следует использовать максимально возможное число отчетов ΔP для различных спутников с большим периодом T . Поскольку нас интересовала высокочастотная составляющая вариаций ПЭС (с периодами 5–20 мин), то был определен спектр вариаций функции

$$G(t) = I(t) - \frac{1}{T} \int_{t-T/2}^{t+T/2} I(\tau) d\tau, \quad (18)$$

являющейся разностью текущих вариаций ПЭС, определенных по наблюдениям с шагом в 30 с и сглаженных с окном сглаживания $T = 1$ ч.

В настоящей работе все спектры вариаций ПЭС восстанавливались по данным спутниковых GPS-наблюдений на среднеширотной станции LAMA (Ламковко, Польша: 53°53' с.ш., 20°40' в.д.), которая является ближайшей к месту проведения лидарного зондирования тропосферы и находится

на расстоянии 85 км от станции KLGD. Восстановление ПЭС проводилось с использованием комплекса алгоритмов и программ, разработанных в Калининградском филиале ИЗМИРАН [48, 49].

4. ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ АКУСТИЧЕСКИХ И ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В АТМОСФЕРЕ

Как отмечалось выше, особенности вертикального распространения акустических и внутренних гравитационных волн существенно зависят от их пространственных и временных масштабов. Если рассматривать волны относительно небольших временных масштабов (периодом в несколько часов), то процессы распространения АВ и ВГВ можно описать двумерными уравнениями гидродинамики, включающими высоту и горизонтальную координату. Для качественного анализа волновых процессов обычно рассматривают изотермическую атмосферу и пренебрегают нелинейными и диссипативными процессами в атмосфере. В этом случае условие разрешения уравнений гидродинамики определяется хорошо известным дисперсионным соотношением [21, 50]:

$$k_z^2 = \left(\frac{\omega_g^2}{\omega^2} - 1 \right) k_x^2 - \frac{1}{4H^2} + \frac{\omega^2}{v^2}, \quad (19)$$

где k_x и k_z — горизонтальная и вертикальная компоненты волнового вектора, ω_g — частота Брента–Вайсяля, ω — частота волны, v — скорость звука, H — высота однородной атмосферы, которая представляется как

$$H = \frac{k_B T_n}{Mg}. \quad (20)$$

Здесь k_B — константа Больцмана, T_n — температура нейтральной среды, M — молекулярная масса атмосферного газа, g — ускорение свободного падения. Выражение для скорости звука имеет вид

$$v = (\gamma g H)^{1/2}, \quad (21)$$

где γ — показатель адиабаты.

Из выражения (19) следует, что компоненты волнового вектора $\mathbf{k}$ могут быть одновременно действительны (т.е. волны могут распространяться в произвольном направлении) при выполнении одного из следующих двух условий:

$$\omega > \omega_a = \frac{\gamma g}{2v} \quad (22)$$

или

$$\omega < \omega_g = (\gamma - 1)^{1/2} \frac{g}{v}. \quad (23)$$

Выражение (22) определяет акустическую ветвь волновых процессов. Величина ω_a представляет

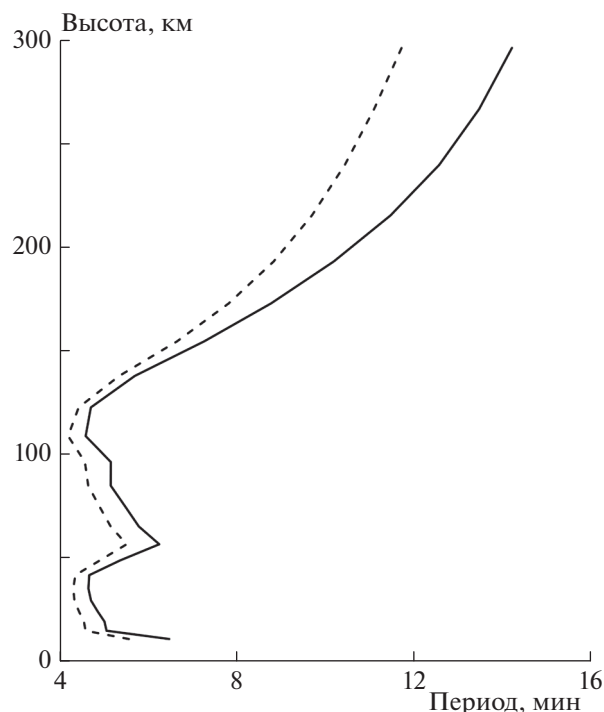


Рис. 2. Вертикальный профиль периодов волн, распространяющихся в атмосфере, рассчитанный с использованием данных из работы [58]. Сплошная линия — волна с частотой Брента–Вайсяля, штриховая — волна с частотой акустического обрезания.

собой наименьшую возможную частоту АВ и называется частотой акустического обрезания. Условие (23) определяет низкочастотную ветвь, соответствующую ВГВ, а частота Брента–Вайсяля ω_g есть максимально возможная частота ВГВ. На рис. 2 представлены вертикальные профили периодов волн, соответствующих частоте Брента–Вайсяля и частоте акустического обрезания. Видно, что временные и частотные характеристики АВ и ВГВ, распространяющихся в атмосфере, существенно зависят от высоты.

В работе [22] было показано, что при вертикальном распространении АВ с периодами, составляющими менее 4 мин, могут достигать высот ионосферы. Кроме того, авторами работы [20] было установлено, что это возможно при отклонении АВ от вертикального распространения не более чем на 20° . Предельная высота распространения АВ определяется диссипативными процессами в верхней атмосфере. Действительно, в исследованиях инфразвуковых волн отмечается резкое изменение характеристик на высотах, превышающих 150 км [51].

Более сложная ситуация возникает при распространении ВГВ с частотами, близкими к частоте Брента–Вайсяля. В первую очередь это связано с изменением частоты Брента–Вайсяля с

увеличением высоты (см. рис. 2). Так, волны, возбуждаемые на высотах тропосферы как ВГВ, в процессе распространения вверх могут проявлять себя как АВ, поскольку в некоторых диапазонах высот период таких волн может оказаться меньше периода акустического обрезания. Такой эффект может наблюдаться, например, в мезосфере и нижней термосфере.

Решение задачи о вертикальном распространении ВГВ с периодами, близкими к периоду Брента–Вайсяля, аналитическими методами практически невозможно или сопряжено со значительными трудностями. Когда длина волны много меньше основного параметра неоднородности невозмущенного газа — высоты однородной атмосферы H , определенной в (20), можно пользоваться приближенным описанием, которое справедливо для однородной среды. Если же длины волн существенно превышают величину H , то приходится прибегать к разбиению атмосферы на горизонтальные слои, считая стратификацию в ней экспоненциальной [52–57].

Теоретические исследования с применением моделей, описывающих распространение в атмосфере внутренних гравитационных волн в широком частотном диапазоне, позволяют выделить их основные особенности. Распространение таких волн сопровождается диссипативными и волноводными процессами, которые приводят к возбуждению вторичных ВГВ [3, 4, 29, 34, 58]. За счет этого в значительной мере усложняются характеристики возмущений, создаваемые пространственно-протяженными и подвижными источниками в атмосфере (областями солнечного терминатора и затмения, метеорологическими штормами и др.) В частности, наблюдаются увеличение периодов вариаций и расширение области возмущений по сравнению с размерами области источника. В итоге в термосфере образуются локализованные области над источниками возмущений в тропосфере и на поверхности Земли. В свою очередь, такие области оказывают влияние на ионизационный баланс в верхней атмосфере и приводят к наблюдаемой реакции ионосферы на сейсмические возмущения, метеорологические штормы, прохождения солнечного терминатора, солнечные затмения и т.д. Поэтому для исследования ионосферного отклика на процессы, протекающие в тропосфере, необходимо рассматривать спектральные характеристики вариаций параметров ионосферы (например, ПЭС) в периоды заметных возмущений различной природы в нижних слоях атмосферы.

5. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Численный эксперимент по исследованию влияния нерегулярных тропосферных возмущений на термосферу был выполнен с применением региональной двумерной версии модели высоко-

го разрешения “AtmoSym” [59–61]. Версия, использованная в данных расчетах, основана на решении системы двумерных нелинейных гидродинамических уравнений для атмосферного газа, где положение по горизонтали задается координатой x , а по вертикали — координатой z . Подробное описание “AtmoSym” приведено в работе [62]. Данная модель является негидростатической и обладает высоким разрешением по времени (0.1 с) и пространству (вертикальный шаг сетки — 500 м), что позволяет исследовать широкий ряд атмосферных волн, включая АВ и ВГВ [58, 63, 64]. Модель учитывает реальную стратификацию атмосферы, нелинейные и диссипативные процессы разных масштабов, описывает образование ударных волн и турбулентные процессы. В настоящее время она активно применяется для исследований волновых возмущений в атмосфере [18, 64–67].

Адекватное описание метеорологических источников волн в атмосфере с точки зрения моделирования распространения вертикальных волн все еще остается не решенной до конца проблемой. Наиболее развитый подход к описанию такого рода источников представлен в работе [62]. Авторами была сформулирована математическая постановка задачи распространения в атмосфере волн, инициируемых колебаниями давления, связанными с метеорологическими процессами, и доказана ее корректность. Результаты численных расчетов по моделированию атмосферных возмущений при прохождении метеорологического фронта с использованием полученных данных об изменениях приземного давления показали разное согласие с результатами наблюдений [68, 69].

На практике не всегда возможно получить данные о вариациях давления путем прямых измерений, поэтому эффективным является использование экспериментальных данных об интенсивности отраженного лидарного сигнала, приведенных к данным о вариациях давления в приземном слое [29]. Вариации интенсивности лидарного сигнала отражают частотные характеристики вариаций давления на фиксированной высоте. Амплитудные значения вариаций давления рассчитывались согласно предположению, что максимальные амплитуды изменений наблюдаемой интенсивности рассеянного сигнала соответствуют амплитудам вариаций давления в весенний период. Тогда источник волн описывается функцией

$$f_p(t, x) = \exp \left[- \left(\frac{x - x_0}{d} \right)^2 \right] f(t), \quad (24)$$

где $f(t)$ — экспериментальные данные, зависящие от времени; d — ширина источника, $f_p(t, x)$ — вариации давления у поверхности Земли. Функция $f(t)$ соответствует вариациям давления, полученным

на основе данных лидарного зондирования (см. разд. 2). Предполагается, что они отражают частотные характеристики вариаций давления на фиксированной высоте.

6. РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Перейдем теперь к обсуждению основных результатов работы для регулярных и нерегулярных событий, происходящих в тропосфере Земли, которые приводят к ионосферным возмущениям. При проведении подобного рода экспериментов важным является вопрос о геомагнитной и метеорологической обстановке.

Для проведения “чистого” эксперимента обязательным условием является спокойная геомагнитная обстановка, поскольку возмущения ПЭС, возникшие в результате распространения АВ и ВГВ из тропосферы, могут быть скрыты вариациями ПЭС, вызванными геомагнитными бурями. Кроме того, как было показано в работе [70], слабая геомагнитная активность способна вызывать сильные и длительные возмущения в термосфере, что также может влиять на величину ПЭС. Однако из приведенных ниже данных следует, что характерные времена наблюдаемых быстрых изменений состояния термосферы и ионосферы значительно меньше времени развития послебуревых эффектов, продолжающихся в течение нескольких суток во время фазы восстановления.

Время для проведения экспериментов в период прохождения солнечных терминаторов выбиралось еще и таким образом, чтобы можно было исключить влияние метеорологического шторма на тропосферные возмущения. Скорость ветра в это время не превышала 2–4 м/с, что соответствует спокойной метеорологической обстановке.

6.1. Ионосферные возмущения в период прохождения утреннего солнечного терминатора

6.1.1. Геомагнитные и метеорологические условия во время проведения экспериментов

Во время проведения лидарных и спутниковых экспериментов в Калининграде 19 марта 2012 года геомагнитная обстановка была спокойной. Значения индексов D_{st} , K_p и A_E в период с 17 по 19 марта 2012 года представлены на рис. 3. Индекс D_{st} утром 19 марта изменялся от –40 нТл до –30 нТл, значения индекса K_p не превышали 2.2, а индекса A_E – 300 нТл. Метеорологическую обстановку накануне и во время проведения эксперимента тоже можно считать спокойной. Так, 17, 18 и утром 19 марта наблюдался слабый и умеренный ветер, скорость которого составляла 2–4 м/с. Как будет видно ниже, повышение скорости ветра до значений 8–10 м/с во второй половине дня 19 марта уже никак не могло повлиять на результаты измерений.

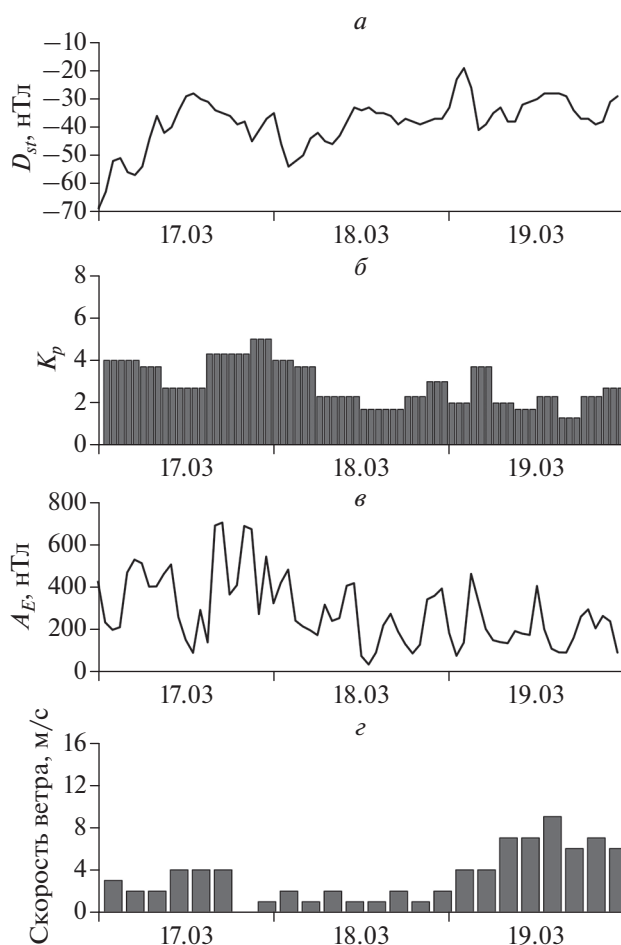


Рис. 3. Геомагнитная и метеорологическая обстановка в период с 17 по 19 марта 2012 года: значения индексов D_{st} (а), K_p (б) и A_E (в) по данным сервиса SPDF-OMNIWeb (<https://omniweb.gsfc.nasa.gov>, дата обращения – 10.01.2022) и г – скорость порывов ветра в Калининграде (Россия: 54.7° с.ш., 20.5° в.д.) по данным метеорологического радара в Храброво (Россия: 54.8° с.ш., 20.5° в.д.).

6.1.2. Результаты экспериментов

Солнечный терминатор является регулярным источником возмущений параметров среды на всех высотах атмосферы. На рис. 4а, б представлены спектры вариаций интенсивности рассеянных в атмосфере лидарных сигналов с длинами волн $\lambda_1 = 1064$ нм (рис. 4а) и $\lambda_2 = 532$ нм (рис. 4б). Измерения проводились на станции KLGD 19 марта 2012 года в период прохождения утреннего солнечного терминатора над пунктом наблюдения (в 7:43 по местному времени или 6:43 UTC). Предварительный анализ данных показал, что наилучшее согласие спектров вариаций интенсивностей для обоих каналов достигается при длине траектории луча распространения $L_m = 4000$ м, что соответствует локализации тропосферных неоднородностей на высоте $h = 2836$ м (см. (3)). Из рис. 4

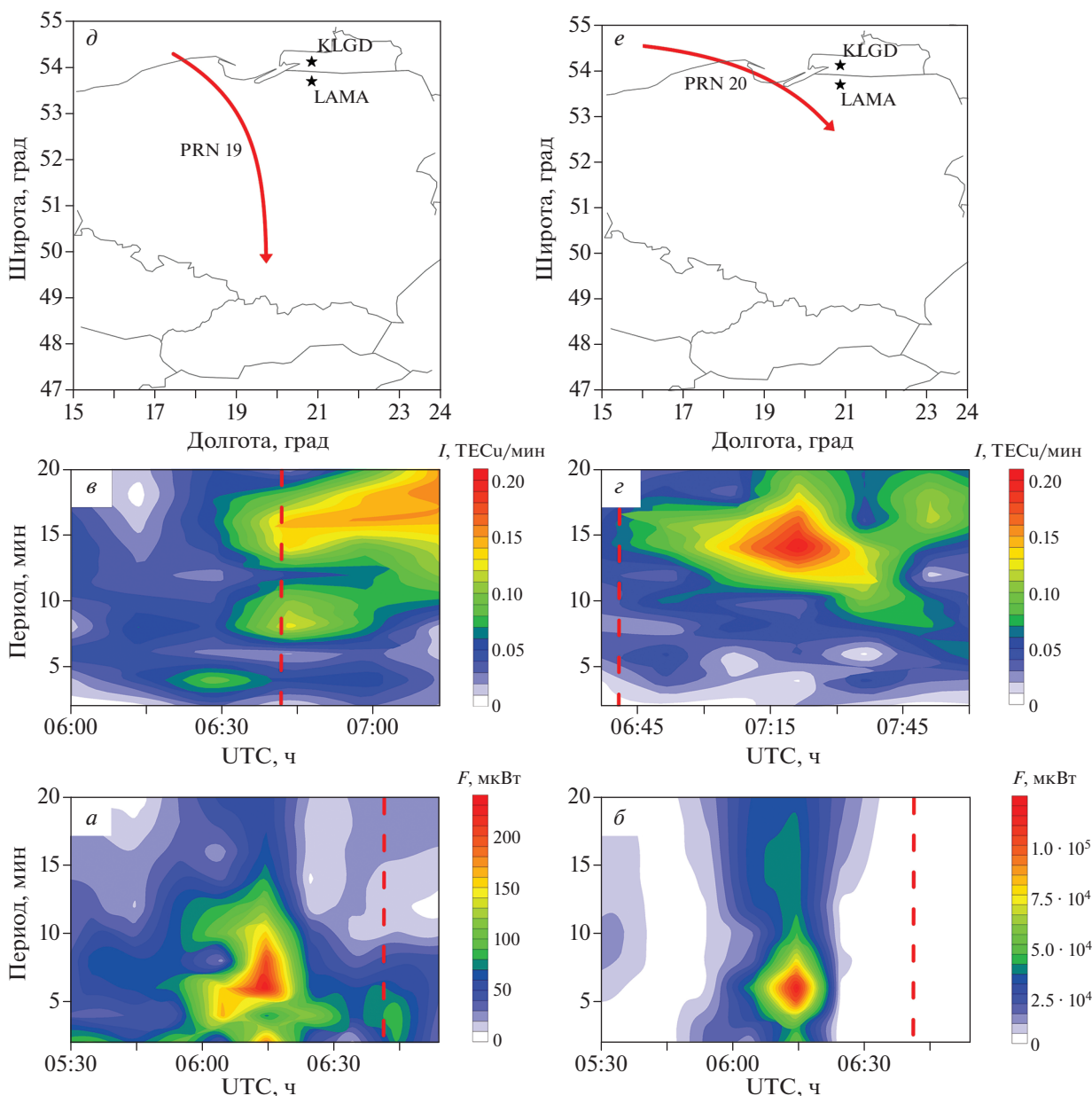


Рис. 4. Спектры вариаций возмущений параметров тропосферы (нижний ряд) и ионосферы (средний ряд) в период прохождения утреннего солнечного терминатора 19 марта 2012 года. Лидарные измерения проводились на станции KLGD на следующих длинах волн: $a - \lambda_1 = 1064$ нм, $б - \lambda_2 = 532$ нм. Длина луча распространения $L_m = 4000$ м. Спутниковые измерения выполнены на среднеширотной станции LAMA: v – спутник PRN 19; z – спутник PRN 20. Проекция траекторий пролета спутников, соответствующие шкале времени спутниковых измерений: d – спутник PRN 19, e – спутник PRN 20; стрелка указывает направление движения спутника, время прохождения терминатора соответствует 6:43 UTC и обозначено штриховой (красной).

следует, что приблизительно за 30 мин до прохождения терминатора наблюдается увеличение амплитуд вариаций интенсивности рассеянных сигналов с периодами в 5–7 мин.

На рис. 4в, з изображены спектры вариаций ПЭС, восстановленные по данным спутниковых GPS-наблюдений на среднеширотной станции LAMA. Спектры были получены в результате обра-

ботки сигналов, принятых с двух спутников – PRN 19 и PRN 20. При этом в период прохождения солнечного терминатора траектории спутников (рис. 4д и 4е) проходили над областью тропосферных возмущений (случай вертикальных измерений). По восстановленным данным видно (рис. 4в и 4з), что реакция ионосферы на тропосферные возмущения начинается через 40 мин после их начала и

продолжается около 40 мин. Основные возмущения ПЭС имеют характерный период, составляющий 15–17 мин, и соответствуют ВГВ. Вместе с тем на рисунке 4в в 6:45 UTC наблюдается также небольшой по сравнению с ВГВ вклад акустических волн с характерным периодом, составляющим 8–10 мин.

Следует отметить, что нагрев атмосферы определяется поглощением солнечного излучения, которое зависит от плотности среды и спектрального состава излучения. Процессы нагрева и ионизации при прохождении солнечного терминатора в термосфере возникают раньше, чем в тропосфере. Однако сама возможность возбуждения АВ и ВГВ определяется условиями статической устойчивости атмосферы, т.е. градиентом температуры. Эти условия различны для тропосферы и термосферы. В тропосфере температура понижается с увеличением высоты, т.е. имеет место неустойчивое равновесие. В термосфере, наоборот, температура повышается с увеличением высоты над областью поглощения солнечного излучения, что указывает на устойчивое равновесие. Принципиальное различие между ними определяет высокую вероятность возбуждения волн при конвективных движениях в тропосфере, тогда как в термосфере процессы нагрева будут протекать медленнее и без возбуждения АВ и ВГВ.

6.2. Ионосферные возмущения в период прохождения вечернего солнечного терминатора

6.2.1. Геомагнитные и метеорологические условия во время проведения экспериментов

На рис. 5 представлены значения индексов D_{st} , K_p и A_E в период с 26 по 28 августа 2012 года. Видно, что накануне и в день проведения измерений геомагнитная обстановка была спокойной. Так, индекс D_{st} менялся от -10 до 5 нТл (не более чем на 15 нТл в сутки), значения индекса K_p 28 августа не превышали 1.5 , а индекса A_E — 100 нТл. Метеорологическая обстановка также была спокойной. Во второй половине дня 28 августа временами наблюдался слабый ветер со скоростью 2 м/с.

6.2.2. Результаты экспериментов

Лидарные и спутниковые измерения в период прохождения вечернего солнечного терминатора над пунктом наблюдения (19:40 UTC) проводились 28 августа 2012 года. На рис. 6 представлены спектры вариаций интенсивности рассеянных лидарных сигналов. Увеличение амплитуд вариаций интенсивности с периодами в 3–5 мин наблюдается на высоте $h = 4255$ м приблизительно за 45 мин до прохождения солнечного терминатора. На рис. 6в, г показаны спектры вариаций ПЭС, восстановленные по данным сигналов,

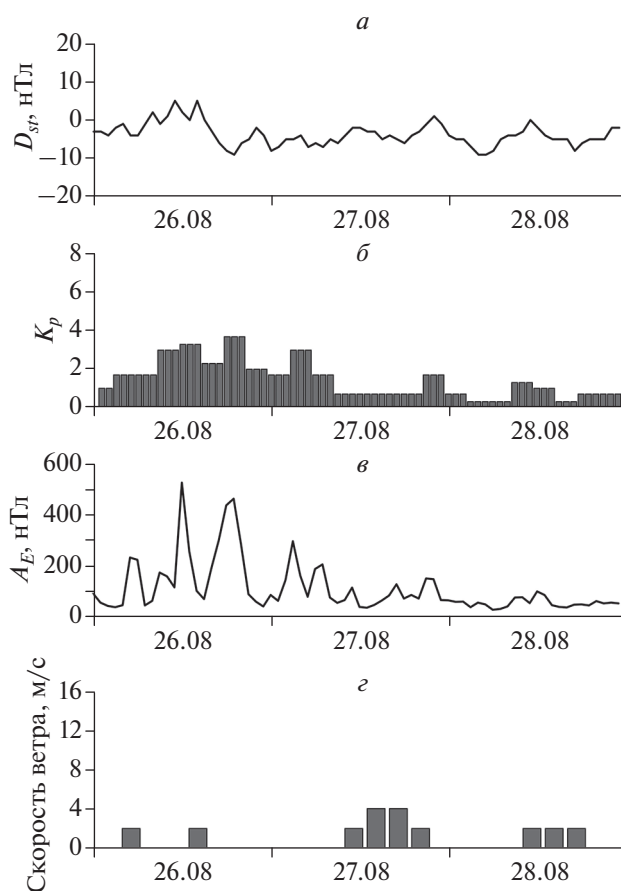


Рис. 5. То же, что и на рис. 3, в период с 26 по 28 августа 2012 года.

принятых со спутников PRN 19 и PRN 20. Видно, что временная задержка реакции ионосферы на тропосферные возмущения в вечернее время составляет 40 мин. Продолжительность ионосферных возмущений составляет чуть более получаса. Так же как и в утреннее время (см. рис. 4), основные возмущения ПЭС имеют характерный период, составляющий 15–17 мин.

6.3. Ионосферные возмущения в период солнечного затмения

6.3.1. Геомагнитные и метеорологические условия во время проведения экспериментов

Геомагнитная обстановка в день проведения экспериментов в период солнечного затмения 20 марта 2015 года вызывала у нас некоторые опасения, поскольку за три дня до солнечного затмения наблюдалась сильная геомагнитная буря [71]. Ее последствия отражены в значениях индексов D_{st} , K_p и A_E (см. рис. 7). Видно, что индекс D_{st} 20 марта изменялся от -80 до -40 нТл (на 40 нТл в сутки), значения индекса K_p уменьшились от 5.0 в начале затмения до 3.0 в конце, а индекс A_E из-

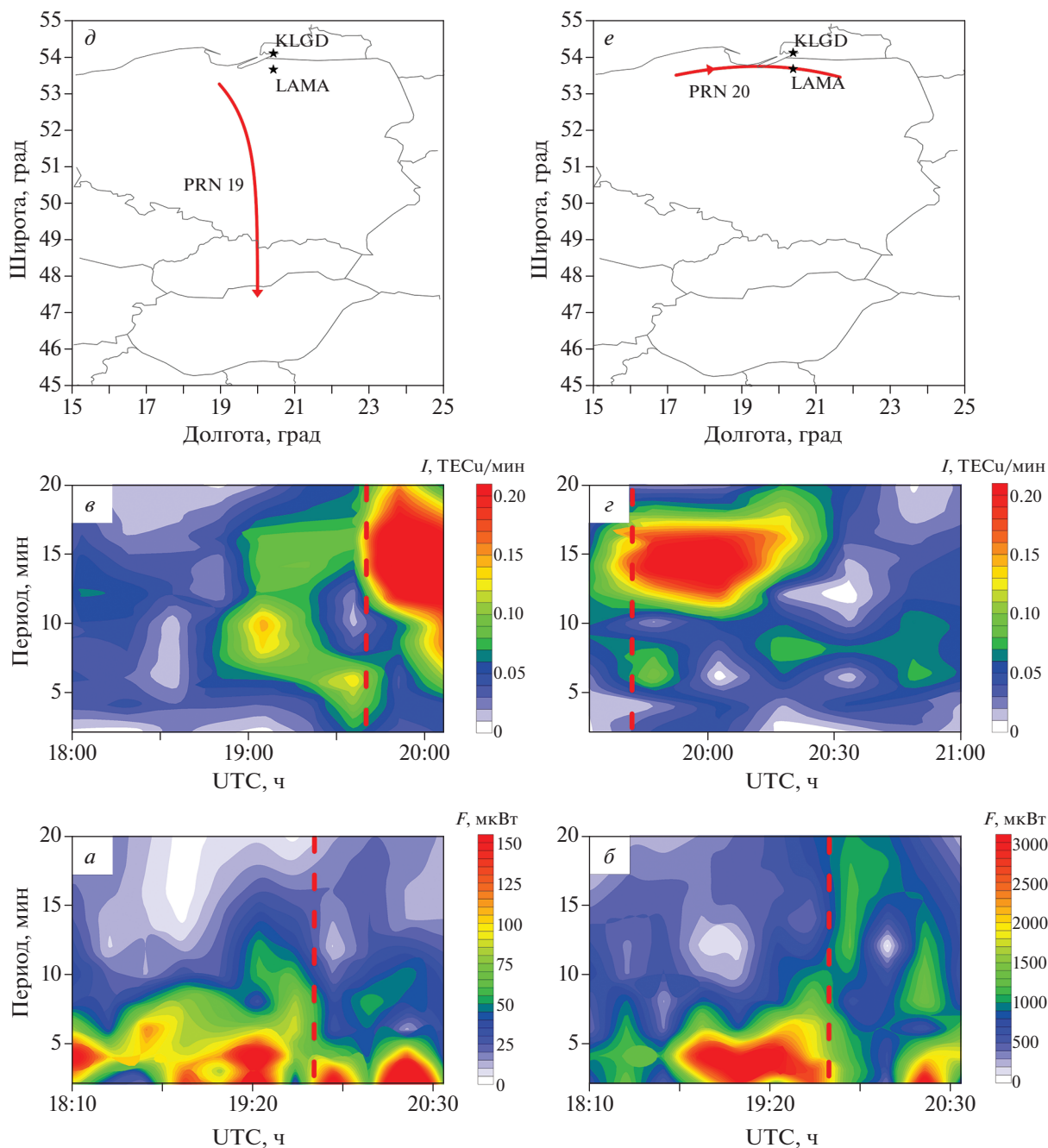


Рис. 6. Спектры вариаций возмущений параметров тропосферы (нижний ряд) и ионосферы (средний ряд) в период прохождения вечернего солнечного терминатора 28 августа 2012 года. Лидарные измерения проводились на станции KLGD на следующих длинах волн: $a - \lambda_1 = 1064$ нм, $б - \lambda_2 = 532$ нм. Длина луча распространения $L_m = 6000$ м. Спутниковые измерения выполнены на среднеширотной станции LAMA: v – спутник PRN 19, z – спутник PRN 20; d и e – проекции траекторий пролета спутников, соответствующие шкале времени спутниковых измерений, стрелка указывает направление движения спутника, время прохождения терминатора соответствует 19:40 UTC и обозначено штриховой (красной) линией.

менялся в диапазоне от 50 до 600 нТл. Однако по-слебуревые эффекты, как правило, развиваются достаточно медленно и продолжаются несколько дней, поэтому они не должны были оказать сильного влияния на быстрые изменения состояния

ионосферы, которые мы наблюдали. Кроме того, в отличие от предыдущих двух экспериментов мы не могли поменять дату и время эксперимента. Метеорологическая обстановка 20 марта была спокойной. Как видно из рис. 7, во время прове-

дения измерений наблюдался слабый ветер со скоростью 2–3 м/с.

6.3.2. Результаты экспериментов

Измерения тропосферных и ионосферных возмущений в период солнечного затмения проводились 20 марта 2015 года. Начало затмения соответствовало 9:50 UTC, а конец – 12:10 UTC. На рис. 8 показаны спектры вариаций интенсивности рассеянных в атмосфере лидарных сигналов с длинами волн $\lambda_1 = 1064$ нм (рис. 8а) и $\lambda_2 = 532$ нм (рис. 8б). Представлены результаты измерений, соответствующие высоте $h = 3546$ м. В момент начала солнечного затмения наблюдается увеличение вариаций интенсивности рассеянных лидарных сигналов с периодами в 2–4 мин. Причем картина является более выраженной в канале с длиной волны $\lambda_2 = 532$ нм. В заключительной фазе солнечного затмения слабое увеличение вариаций в обоих каналах отмечено за 50 и 40 мин до конца затмения и заметное увеличение – через 20 и 40 мин после его окончания. Здесь следует отметить, что область солнечного затмения является подвижным и пространственно распределенным источником возмущений в атмосфере. В этих условиях возбуждаются волны, распространяющиеся как в направлении движения области возмущений, так и в противоположном направлении [29]. Результирующая картина возмущений, создаваемых областью затмения, является суперпозицией волн, распространяющихся в разных направлениях. Поэтому естественно предположить, что отмеченные задержки в появлении возмущений определяются различной скоростью распространения волн, приходящих с переднего и заднего фронта возмущений в нижней атмосфере, создаваемых областью затмения.

Одновременные спутниковые наблюдения (см. рис. 8в) показывают, что реакция ионосферы на тропосферные возмущения наступает через 30 мин после их начала и продолжается около получаса. Основные возмущения ПЭС имеют характерный период, равный 12–15 мин, и соответствуют ВГВ. В период с 12:00 UTC до 13:00 UTC наблюдается также небольшой по сравнению с ВГВ вклад акустических волн с характерным периодом в 6–8 мин.

В целом можно отметить, что реакция тропосферы и ионосферы на солнечное затмение проявляется как в начале, так и в конце события. Это согласуется с наблюдениями во время прохождения утреннего и вечернего солнечных терминаторов, только в данном случае картина является инвертированной, поскольку события происходят в обратной последовательности. В главной фазе затмения как тропосферные, так и ионосферные вариации выражены слабее.

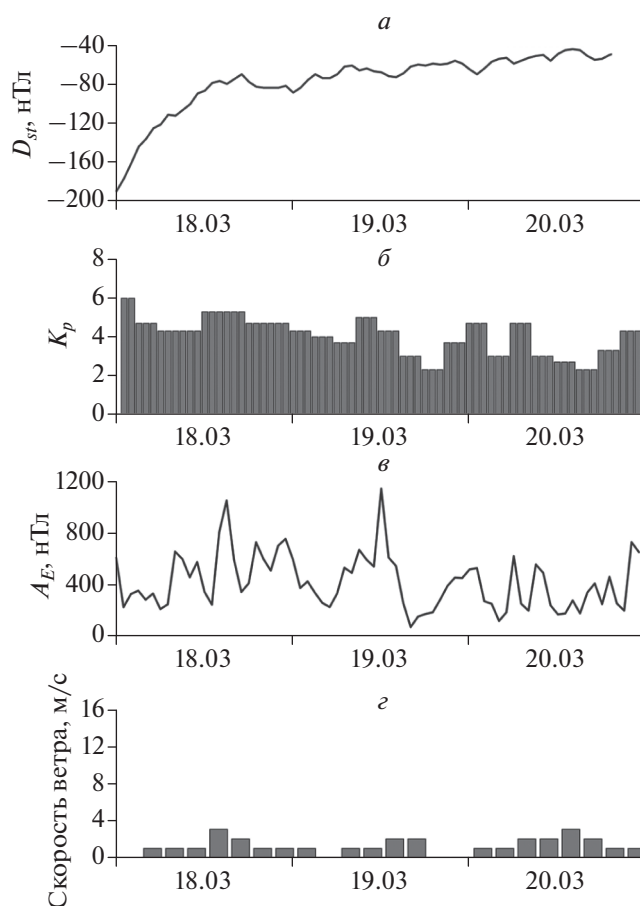


Рис. 7. То же, что и на рис. 3, в период с 18 по 20 марта 2015 года.

6.3.3. Результаты численного моделирования

Численные расчеты проводились в пространственной области, охватывающей 2000 км по горизонтали и 500 км по вертикали. Для задания граничных условий на нижней границе расчетной области предполагалось, что наблюдаемые вариации нижней атмосферы создаются подвижными источниками (солнечный терминатор и солнечное затмение), распространяющимися вдоль нижней границы со скоростью $V = 270$ м/с солнечного терминатора на широте Калининграда. Тогда

$$P(z = 0, x, t) = p(\tau), \quad \tau = Vt - x > 0, \quad (25)$$

и

$$P(z = 0, x, t) = 0, \quad \tau = Vt - x < 0. \quad (26)$$

Здесь x – горизонтальная координата, t – время, z – высота, $p(\tau)$ – рассчитанные по (24) возмущения давления в момент времени τ . Таким образом, передний фронт источника возмущений на нижней границе пересекает область интегрирования приблизительно за 2 ч. В качестве начальных условий использованы распределения атмосфер-

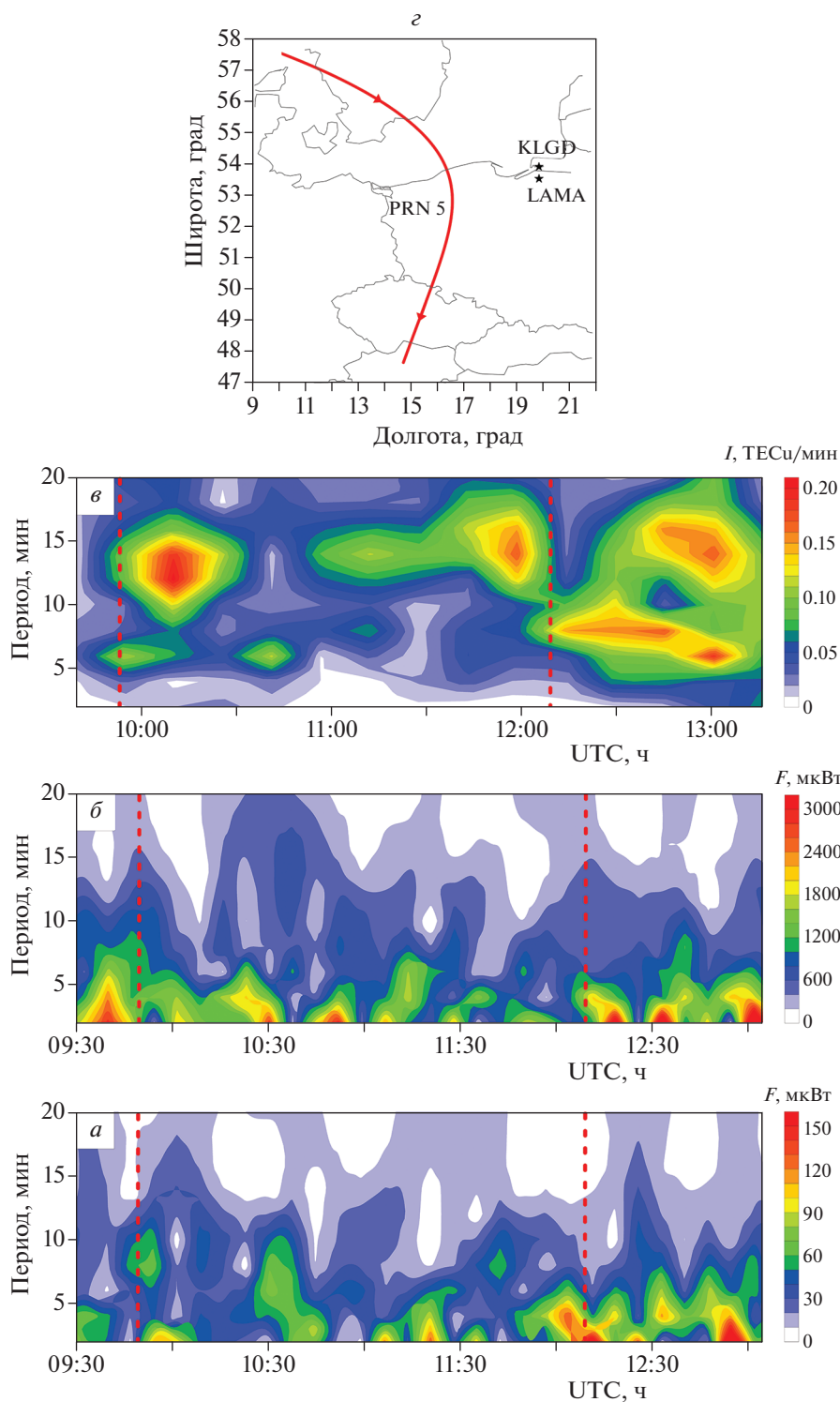


Рис. 8. Спектры вариаций возмущений параметров тропосферы (*а, б*) и ионосферы (*в*) в период солнечного затмения 20 марта 2015 года. Лидарные измерения проводились на станции KLGD на следующих длинах волн: *а* – $\lambda_1 = 1064$ нм, *б* – $\lambda_2 = 532$ нм. Длина траектории луча распространения $L_m = 5000$ м. Спутниковые измерения выполнены на среднеширотной станции LAMA. Штриховыми (красными) линиями обозначены начало (9:50 UTC) и окончание (12:10 UTC) солнечного затмения. На верхней панели (*з*) изображена проекция траектории пролета спутника PRN 5, соответствующая шкале времени спутниковых измерений, стрелки указывают направление движения спутника.

ных параметров, заданные по эмпирической модели MSIS [72].

На рис. 9 показаны возмущения температуры на высоте 94 км в точках с горизонтальной координатой $x = 500, 1000$ и 1500 км. Как видно из этого рисунка, в нижней термосфере амплитудные характеристики возмущений температуры весьма незначительны, однако прослеживается их повышение при прохождении утреннего терминатора. Возмущения появляются за 30 мин перед прохождением терминатора и продолжаются в течение 1 часа после его прохождения. В период с 8:00 до 10:00 UTC возмущения температуры проявляются сначала в точке с $x = 1500$ км, а позднее — в точках с $x = 1000$ и 500 км.

Похожая картина отмечается и после начала солнечного затмения в период с 13:00 до 14:00 UTC. Ранний всплеск возмущений виден через полчаса после начала затмения в точке с $x = 1500$ км. Увеличение амплитуды возмущений в точке с координатой $x = 1000$ км наблюдается ближе к окончанию затмения и совпадает с временем его окончания при $x = 500$ км. После окончания затмения (с 15:00 до 16:00 UTC) повышение амплитуд возмущений отмечается над точкой с координатой $x = 500$ км. С ростом x оно наблюдается в более позднее время. Однако в следующий период (с 17:00 до 18:00 UTC) рост амплитуды возмущений наблюдается над точкой с $x = 1500$ км и смещается с течением времени в сторону меньших значений x .

На высотах верхней термосферы возмущения температуры носят более сложный характер (см. рис. 10). Главная особенность временной зависимости температуры заключается в появлении достаточно продолжительных возмущений с периодами, составляющими около 50 мин. Эти возмущения появляются за 30–40 мин до прохождения солнечного терминатора и сохраняются вплоть до окончания солнечного затмения. После прохождения терминатора и до начала солнечного затмения наблюдаются максимальные возмущения температуры, причем время их появления над различными точками вдоль горизонтальной оси увеличивается с уменьшением горизонтальной координаты. Это говорит о том, что возмущения распространяются в противоположном направлении по отношению к направлению смещения области солнечного терминатора и солнечного затмения.

В период прохождения солнечного затмения сохраняется такая же тенденция. В точке с координатой $x = 1500$ км повышение амплитуды возмущений начинается за полчаса до начала затмения и достигает максимума с его началом. В точках с координатами $x = 500$ и 1000 км время достижения максимальных амплитуд возмущений смещается на 60 и 30 мин, соответственно, относительно начала затмения.

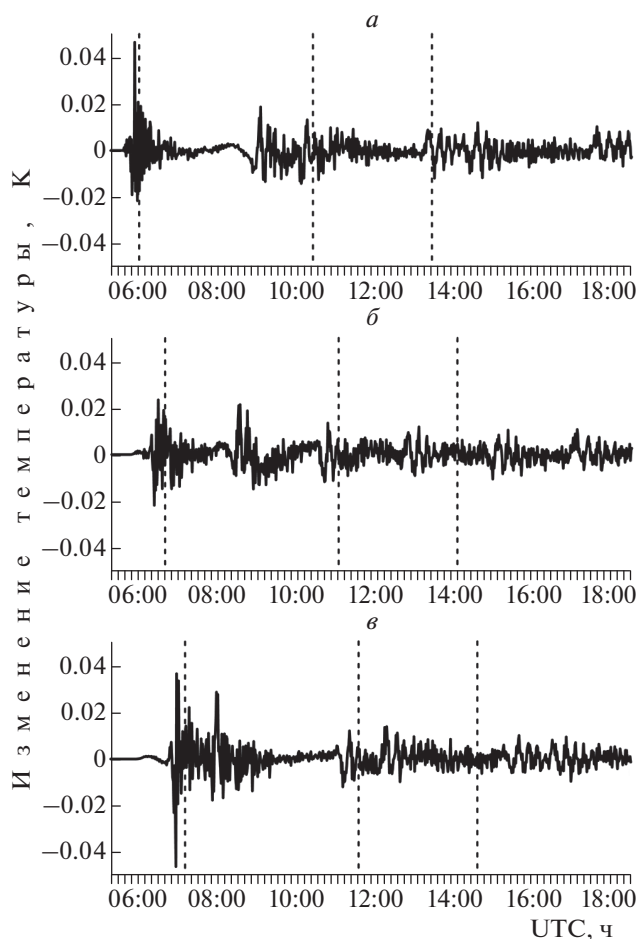


Рис. 9. Результаты численного моделирования возмущения температуры на высоте 94 км в точках с различными значениями горизонтальной координаты: *а* — $x = 500$ км, *б* — $x = 1000$ км, *в* — $x = 1500$ км. Вертикальными штриховыми линиями отмечены моменты прохождения солнечного терминатора, начала и конца солнечного затмения.

Таким образом, АВ и ВГВ, распространяющиеся из нижней атмосферы в периоды прохождения солнечного терминатора и солнечного затмения, формируют возмущения на высотах термосферы. Частотные характеристики термосферных возмущений определяются как ВГВ, распространяющимися из нижней атмосферы, так и волнами, возбуждаемыми непосредственно в термосфере вследствие диссипации волн, пришедших из тропосферы. Временные зависимости параметров термосферы формируются вследствие суперпозиции различных составляющих вариаций, распространяющихся в противоположных направлениях (см. рис. 10).

6.4. Ионосферные возмущения в период метеорологического шторма

Прохождение атмосферных фронтов, формирование циклонов и антициклонов, метеорологи-

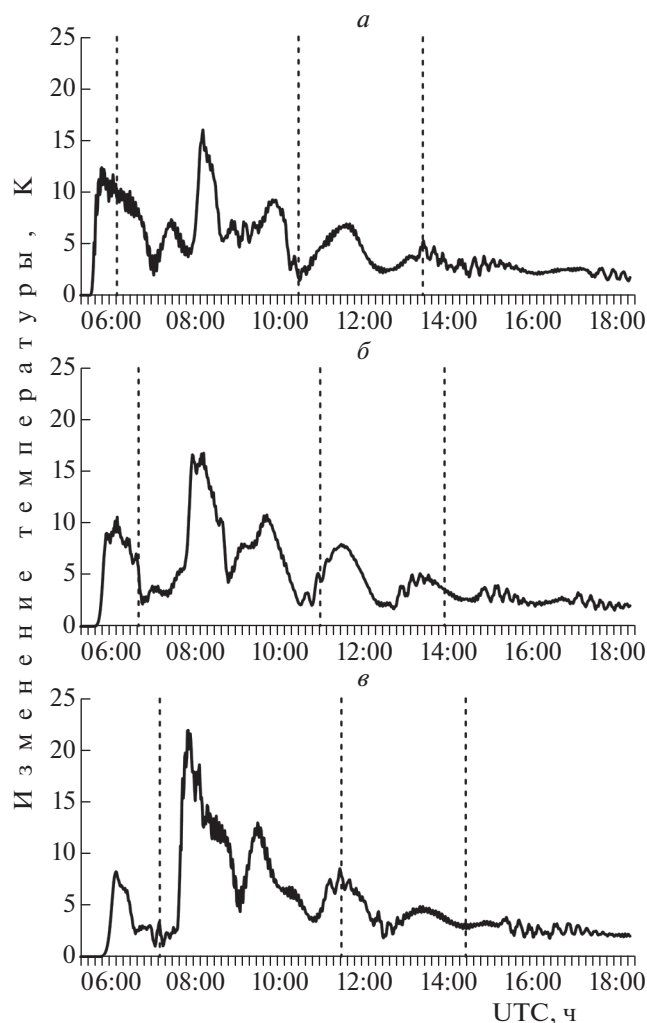


Рис. 10. То же, что и на рис. 9, на высоте 293 км.

ческие штормы и другие процессы, протекающие в нижней атмосфере, тоже являются источниками генерации АВ и ВГВ. Как правило, времена протекания метеорологических процессов существенно превышают времена прохождения солнечного терминатора, поэтому отклик ионосферы на такие тропосферные возмущения требует специального рассмотрения.

6.4.1. Геомагнитные и метеорологические условия во время проведения экспериментов

На рис. 11 представлены значения индексов D_{st} , K_p и A_E в период с 30 марта по 01 апреля 2016 года. Видно, что накануне и в период метеорологического шторма в Калининграде 01 апреля 2016 года геомагнитная обстановка была достаточно спокойной. Так, индекс D_{st} изменялся от -20 до 5 нТл (не более чем на 25 нТл в сутки), значения индекса K_p не превышали 3.3 , а индекса A_E — 500 нТл.

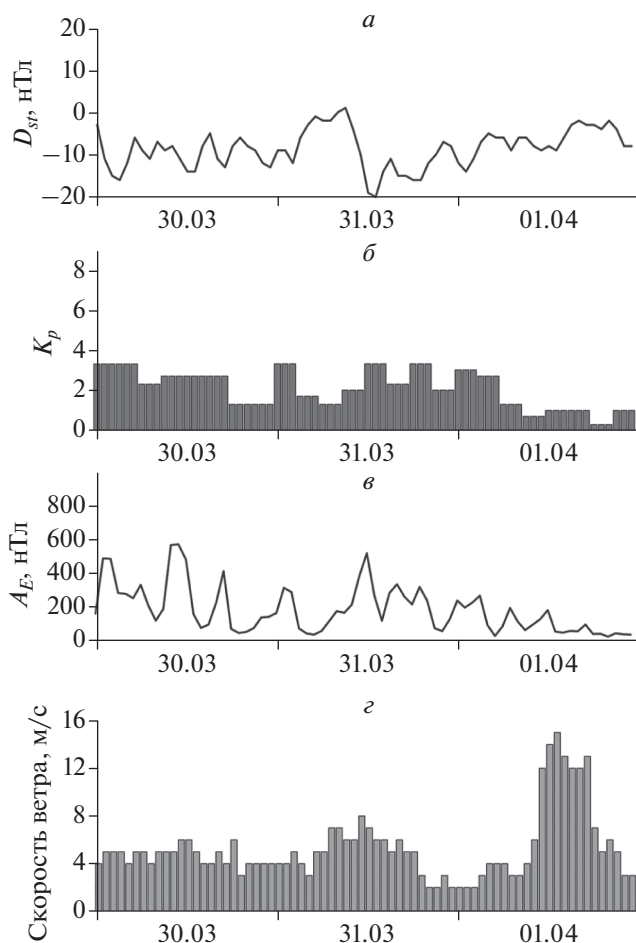


Рис. 11. То же, что и на рис. 3, в период с 30 марта по 01 апреля 2015 года.

В спокойный по метеорологическим показателям день 30 марта наблюдался слабый и умеренный ветер со скоростью $4\text{--}6$ м/с, 31 марта отмечалось усиление ветра до 8 м/с, а 1 апреля 2016 года с $12:00$ до $19:00$ UTC порывы ветра достигали 14 м/с, что соответствует метеорологическому шторму.

6.4.2. Определение параметров метеорологического шторма

Параметры метеорологического шторма определялись с использованием реанализа ERA5 [73], который предоставляет ежечасные оценки большого количества данных об атмосфере, суше и океане. Реанализ — это метод создания исчерпывающих сведений о том, как погода и климат меняются с течением времени. В настоящее время реанализ активно используется центрами численного прогнозирования погоды. В нем объективно объединяются наблюдения и численная модель, генерируется синтезированная оценка состояния системы и выдается новый, улучшенный прогноз. На рис. 12

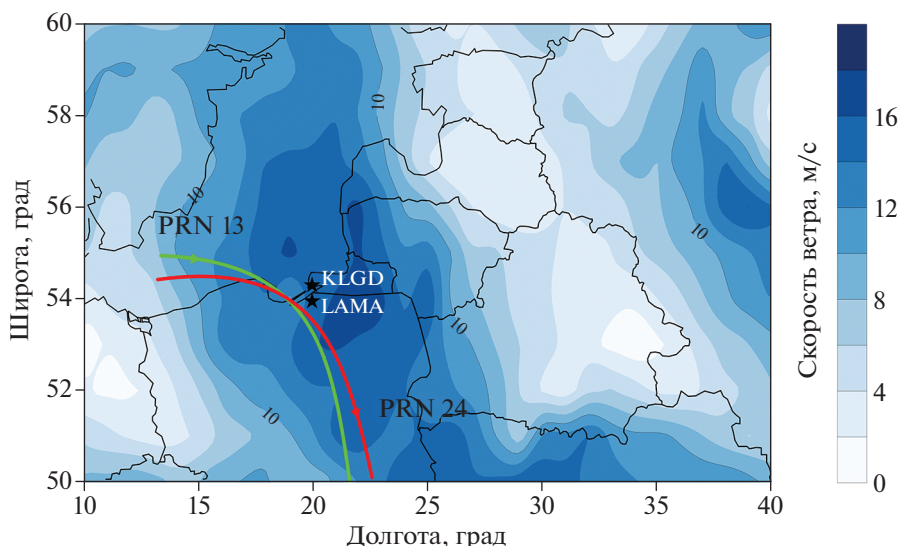


Рис. 12. Пространственное распределение скорости ветра по данным реанализа ERA5 [73] над областью метеорологического шторма в 15:00 UTC 01 апреля 2016 года. Зеленая и красная линии (см. электронную версию) отвечают проекциям траекторий спутников PRN 13 и PRN 24 соответственно. Стрелки указывают направление движения спутников.

представлена карта скорости ветра по данным ERA5 на 01 апреля 2016 года в 15:00 UTC. Как видно из этого рисунка, пространственные размеры метеорологического возмущения достигали 500 км.

6.4.3. Результаты экспериментов

На рис. 13 приведены интенсивности рассеянного в атмосфере лидарного сигнала на высоте 5650 м в наблюдениях, выполненных 1 апреля 2016 г. в период усиления ветра в тропосфере над Калининградом, и вариации ПЭС над станцией LAMA, полученные по наблюдениям сигналов спутников PRN 13 и PRN 24. Такой выбор спутников GPS обусловлен близостью проекций их траектории к станции наблюдений (см. рис. 12). Пролет спутников отмечался в дневное время (около полудня), что исключает влияние утреннего солнечного терминатора на ионосферу Земли. Анализ данных, представленных на рис. 13, позволяет предположить, что откликом ионосферы на повышение амплитуд тропосферных возмущений с периодами в 3–5 мин в 11:35–12:40, 13:00–13:40 и после 14:00 UTC являются возмущения ПЭС с периодами в 10–17 мин в 12:05–12:40, 13:00–13:45 и после 14:40 UTC соответственно. Заметим, что характерное время отклика ионосферы на тропосферные возмущения составляет 30–40 мин, однако сами тропосферные возмущения наблюдаются несколько выше, чем в случае солнечного затмения или прохождения утреннего и вечернего солнечных терминаторов.

Экспериментальные наблюдения волновых вариаций ионосферы в периоды усиления циклонической активности выявляют в наблюдениях

ПЭС вариации с периодами АВ и ВГВ. Можно предположить, что быстрые изменения метеорологической обстановки в условиях шторма создают благоприятные условия для возбуждения АВ и ВГВ в широком диапазоне периодов. Распространение АВ и ВГВ в термосферу и их диссипация вызывают наблюдаемые возмущения ионосферы.

6.4.4. Результаты численного моделирования

Результаты расчета давления у поверхности Земли показаны на рис. 14. Видно, что увеличение амплитуд вариаций давления в 11:30–12:40 UTC, 13:00–13:40 UTC и после 14:00 UTC отражает результаты вейвлет-анализа возмущений на высотах тропосферы (см. рис. 13а и 13б).

Граничные условия, соответствующие поверхности Земли (нижней границе области интегрирования модели), имеют вид

$$u(x, z = 0, t) = 0, \quad (27)$$

$$\frac{\partial w(x, z = 0, t)}{\partial z} = 0, \quad (28)$$

$$T(x, z = 0, t) = T_0(0), \quad (29)$$

$$P(x, z = 0, t) = P_0(0) + f_p(x, t), \quad (30)$$

где u и w — компоненты горизонтальной и вертикальной скорости, $T - T_0$ — фоновая температура, $P - P_0$ — фоновое давление, $f_p(x, t)$ — аппроксимированная функция изменения давления у поверхности Земли. Вертикальный масштаб расчетной области равен 500 км, горизонтальный — 3000 км. Локальный источник шириной $d = 300$ км располагается в центре области.

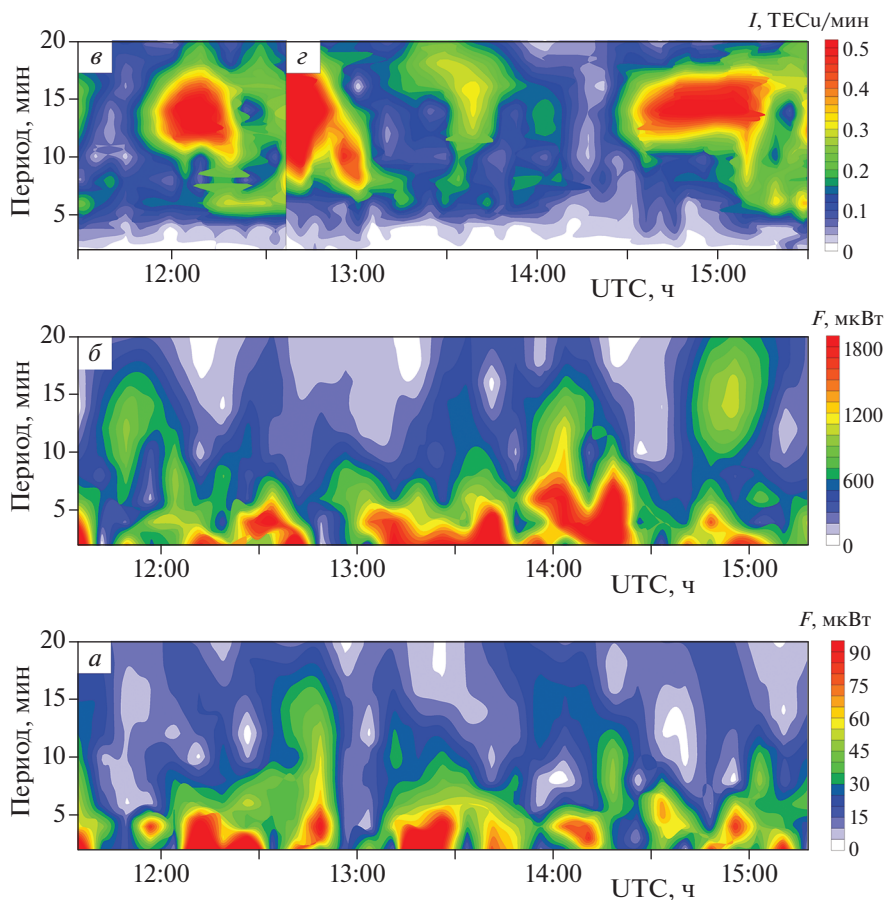


Рис. 13. Спектры вариаций возмущений параметров тропосферы (нижний и средний ряды) и ионосферы (верхний ряд) в период метеорологического шторма 01 апреля 2016 года (с 11:30 до 15:15 UTC). Лидарные измерения проводились на станции KLGD на высоте $h = 5650$ м на двух длинах волн: $a - \lambda_1 = 1064$ нм, $б - \lambda_2 = 532$ нм. Спутниковые измерения выполнены на среднеширотной станции LAMA: $в$ – спутник PRN 13, $з$ – спутник PRN 24.

Особенности проявления волн, генерируемых тропосферными источниками, для различных событий имеют схожий характер. Инфразвуковые волновые составляющие, возбуждаемые тропосферными источниками, первыми достигают высот термосферы. Как видно из рис. 4, 6, 8 и 13,

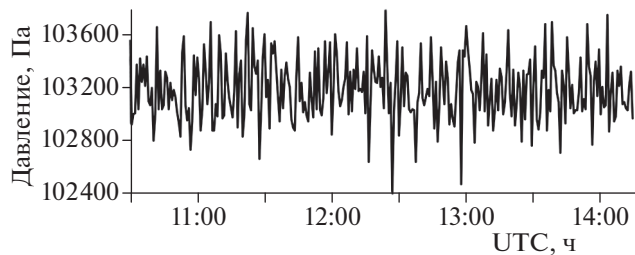


Рис. 14. Значения давления у поверхности Земли в период метеорологического шторма 01 апреля 2016 года (с 11:30 до 15:15 UTC), рассчитанные с использованием экспериментальных данных об интенсивности лидарного сигнала.

проявление действия АВ и ВГВ в термосфере и ионосфере происходит через 30–40 мин после начала их усиления в тропосфере. При этом вследствие нелинейных и диссипативных процессов в термосфере формируются возмущения с характерными пространственными и временными масштабами, превышающими размеры области тропосферных возмущений.

Численные расчеты в нейтральной атмосфере для исследуемого метеорологического события демонстрируют развитие волновой картины, описанной выше. Анализ возмущений поля температуры на высотах термосферы и в области тропосферного источника (см. рис. 15) показывает, что на начальном этапе расчетов короткопериодные возмущения в термосфере повторяют тропосферные возмущения с задержкой, характерной для акустических волн. С течением времени проявляются различия в характере изменений температуры в термосфере и тропосфере, что связано с нестационарностью тропосферного источника, а

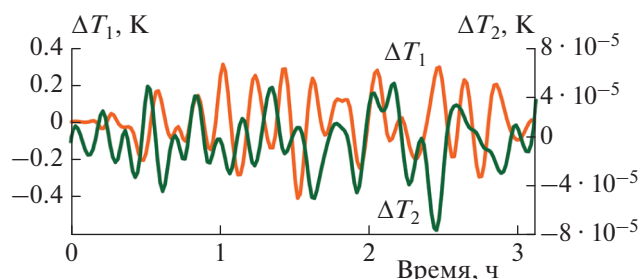


Рис. 15. Вариации температуры в области тропосферного источника (ΔT_1 , зеленая линия) и на высоте 300 км (ΔT_2 , оранжевая линия). Начальный момент времени соответствует началу расчетов.

также с нелинейными и диссипативными процессами в термосфере.

Пространственная структура возмущений температуры в атмосфере через 1 ч после включения источника возмущений показана на рис. 16. Как видно из этого рисунка, непосредственно над областью возмущений формируются области охлаждения ниже 300 км и нагрева выше 400 км. Пространственные размеры этих областей несколько превышают размеры источника возмущений в нижней атмосфере. Очевидно, что эти области формируются вследствие вертикального распространения волн из нижней атмосферы. Отметим также появление волновых возмущений с характерными длинами волн на высоте около 200 км, распространяющихся практически горизонтально от области возмущений в термосфере. Появление этих возмущений обусловлено процессами диссипации волн, приходящих из нижней атмосферы, возбуждения вторичных атмосферных волн непосредственно в термосфере [3], а также волноводным распространением волн с соответствующими периодами. В работе [58] показано, что волны с периодами менее периода Брента–Вяйсяля могут захватываться в волновод на высотах, где этот период больше периода приходящих волн. Из рис. 15 и 16 видно, что нестационарный характер источника волн и небольшая продолжи-

тельность его работы не приводят к значительному разогреву термосферы. Тем не менее можно отметить, что положительные возмущения температуры на рис. 15 превышают амплитуды отрицательных возмущений, что объясняется вкладом диссипативных процессов.

На рис. 17 показаны возмущения температуры на высоте 300 км над источником возмущений в нижней атмосфере и в точке, смещенной на 500 км. Видно, что возмущения над областью источника в термосфере повторяют его нестационарный характер (см. рис. 13а и б), в то время как в смещенной точке процесс характеризуется квазигармоническими затухающими колебаниями с периодом, составляющим около 20 мин.

Возмущения температуры на высоте 250 км в различные моменты времени в процессе работы источника возмущений представлены на рис. 18. Как видно из этого рисунка, область термосферных возмущений составляет ± 500 км от эпицентра возмущений. На больших расстояниях от источника возмущения носят квазигармонический характер затухающих колебаний с характерной длиной волны на высоте около 200 км.

Вариации температуры над эпицентром источника возмущений показаны на рис. 19. Возмущения в термосфере в целом отражают развитие процесса возбуждения атмосферных волн в тропосфере (см. рис. 14). При этом можно отметить временную задержку в появлении возмущений на больших высотах, что обусловлено вертикальным распространением волн, а также рост периода возмущений с увеличением высоты и времени работы источника.

На рис. 20 представлены результаты вейвлет-анализа возмущений температуры на высоте 150 и 230 км над тропосферным источником возмущений. Видно, что на высоте 150 км преобладают волны с периодами в 6–12 мин, а на высоте 230 км — 10–16 мин. Усиление волновой активности наблюдается через полчаса после начала работы источника. Результаты расчетов, полученные для нейтральной атмосферы, практически соответ-

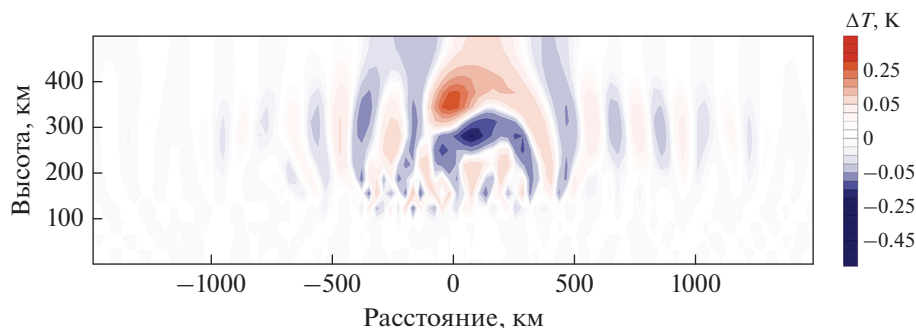


Рис. 16. Численные данные по изменению поля температуры через 1 ч после времени начала расчетов.

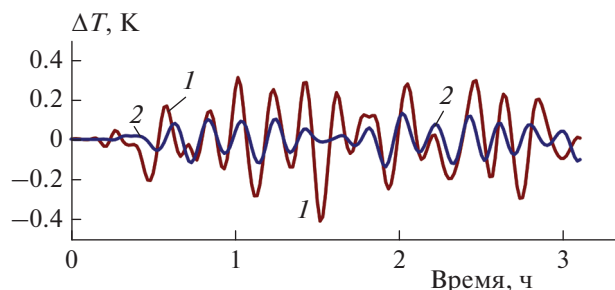


Рис. 17. Вариации температуры на высоте 300 км над тропосферным источником (1, красная линия) и в точке, удаленной от нее на 500 км слева (2, синяя линия). Начальный момент времени соответствует началу расчетов.

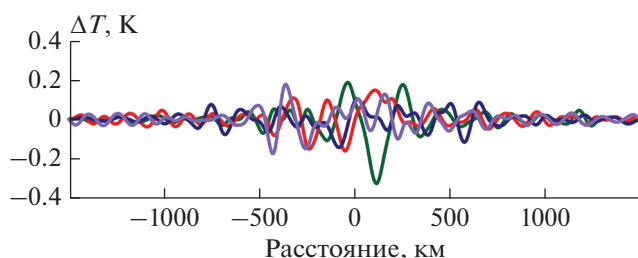


Рис. 18. Вариации температуры вдоль горизонтальной оси на высоте 250 км для различных моментов времени от начала расчета: 1.8 ч — зеленая линия, 2.2 ч — красная линия, 2.5 ч — синяя линия, 2.7 ч — фиолетовая линия (см. электронную версию).

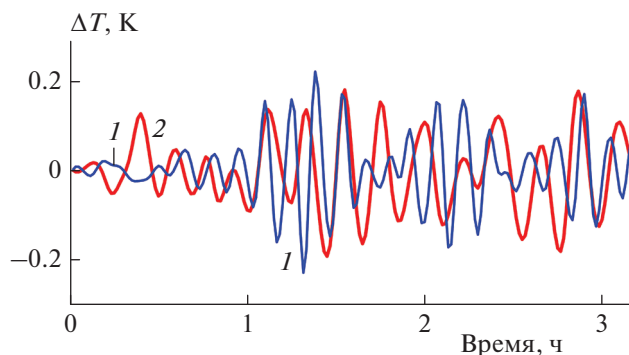


Рис. 19. Вариации температуры на различных высотах над тропосферным источником: 150 км — синяя линия (1), 230 км — красная линия (2). Начальный момент времени соответствует началу расчетов.

ствуют данным наблюдений ПЭС, рассмотренных в разделе 6.4.3 (см. рис. 13).

Результаты эксперимента и численного моделирования, приведенные в данной работе, подтверждают предположения о том, что АВ и ВГВ, возбуждаемые возмущениями приземного давления в периоды метеорологического возмущения,

распространяются в термосферу и приводят к изменениям ее состояния. Ранее в теоретических работах эффекты распространения АВ и ВГВ в термосферу были исследованы достаточно подробно [29, 34, 74–78]. Кроме того, в экспериментальных исследованиях спектров возмущений в ионосфере, ассоциированных с метеорологическими событиями, было показано, что в такие периоды отмечается увеличение амплитуд вариаций ПЭС с периодами в 2–20 и 20–60 мин [30, 79].

Возмущения в термосфере, создаваемые тропосферными источниками, имеют два диапазона частот. Первый, высокочастотный диапазон определяется короткопериодными АВ и ВГВ, которые формируют параметры возмущения непосредственно над тропосферным источником. Второй, низкочастотный диапазон определяется длительностью действия волн, приходящих из нижних слоев атмосферы, и возбуждением в термосфере вторичных ВГВ в результате нелинейных и диссипативных процессов [64, 80–82].

6.3. Вариации параметров плазмы в D- и E-слоях ионосферы под действием тропосферных возмущений

В работах [83, 84] было показано, что фундаментальную роль в формировании ионосферной плазмы в D- и E-слоях ионосферы, приводящей к задержке радиосигналов, играют химические реакции с участием ридберговских состояний в нейтральной среде. К ним относятся: реакции диссоциативной рекомбинации, ассоциативной ионизации [85], реакции обмена при столкновениях ридберговских частиц с атомами и молекулами нейтральной среды, тушения высоковозбужденных частиц. Особое место занимает процесс *I*-перемешивания [86, 87], поскольку он отвечает за образование квантовых резонансных свойств среды распространения радиосигналов в СВЧ-диапазоне.

Подробный анализ влияния коллективных ридберговских состояний на задержку сигналов GPS в D- и E-слоях ионосферы приведен в работе [88]. Отмечено, что частоты переходов между возбужденными состояниями орбитально вырожденных ридберговских комплексов являются резонансными по отношению к несущим частотам сигналов GPS. В работе [89] был предложен квантовый механизм задержки сигнала за счет переходов между автоионизационными вибронами состояниями. Отметим, что при определении ПЭС по кодовым измерениям на двух частотах для минимизации систематической погрешности используется выражение (16), в котором множитель *M*, определенный в (17), не достаточно точно учитывает ионосферную задержку сигнала. Ранее было показано, что ее величина зависит от концентрации и температуры медленных

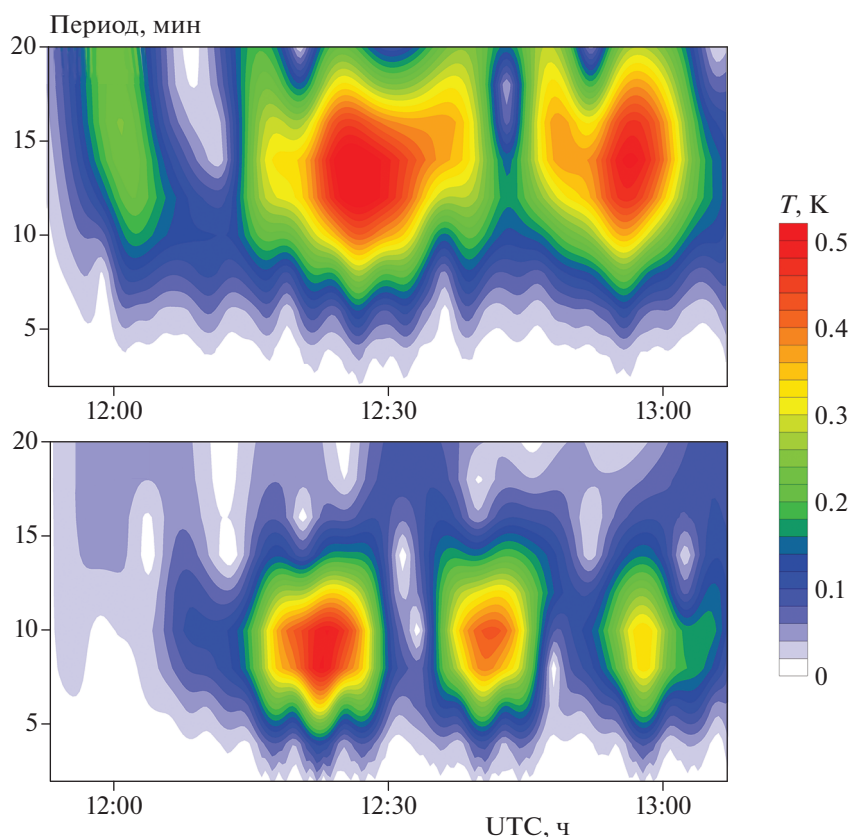


Рис. 20. Результаты моделирования частотных характеристик возмущений температуры на различных высотах над тропосферным источником: 230 км — верхний рисунок, 150 км — нижний рисунок.

электронов и нейтральных частиц среды в D- и E-слоях ионосферы [90].

Вообще говоря, для описания динамики двух-температурной плазмы под действием тропосферных возмущений в первую очередь следует учитывать альтитудное распределение концентрации медленных электронов с энергией до 1 эВ на высотах от 60 до 110 км [88]. Мы не располагали такими данными на момент проведения эксперимента. Поэтому, например, на основании имеющихся данных невозможно корректно определить положение так называемой точки проникновения. Для решения этой задачи информации только о ПЭС недостаточно. Необходимо проводить дополнительные измерения с помощью баллистических ракет или радаров некогерентного рассеяния. При этом временные масштабы ионосферных возмущений определены нами достаточно точно, поскольку в настоящей работе рассматривались не абсолютные величины ПЭС, а их вариации.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе приведены результаты одновременных наблюдений тропосферных и ионосферных возму-

щений в периоды прохождения солнечного терминатора, солнечного затмения и метеорологического шторма. Лидарные наблюдения показали, что за 20–30 мин до начала события в тропосфере появляются возмущения атмосферных параметров с периодами акустических и внутренних гравитационных волн. Анализ временных рядов параметров тропосферы показывает, что продолжительность возмущения зависит от степени разогрева тропосферы. В более холодной тропосфере (прохождение утреннего солнечного терминатора) длительность возмущения не превышает 15 мин. В то же время в разогретой тропосфере (прохождение вечернего солнечного терминатора или начало/окончание солнечного затмения) возмущение длится около 40 мин.

Вертикальная структура и локализация тропосферных возмущений также зависит от температуры среды. В ходе эксперимента установлено, что в случае прохождения утреннего терминатора, когда разогрев тропосферы обусловлен поглощением солнечного излучения, максимум локализации возмущений находится на высоте $h \approx 2.8$ км от поверхности Земли. Для вечернего терминатора $h \approx 4.3$ км. При прохождении солнечного затмения понятие вертикальной локализации тропо-

сферных возмущений является условным. Она наблюдается только в начале и конце затмения на высоте $h \approx 3.5$ км, а в главной фазе затмения генерация АВ и ВГВ существенно ослабевает.

Одновременные спутниковые наблюдения демонстрируют отклик ионосферы (возмущение ПЭС) на тропосферные возмущения. Анализ временных рядов ПЭС позволяет утверждать, что характерный отклик ионосферы наступает через 30–40 мин после появления тропосферного возмущения. При этом период ионосферных возмущений составляет 15–17 мин, а продолжительность не превышает одного часа.

В результате численного моделирования установлено, что в ходе вертикального распространения АВ и ВГВ вверх из тропосферы на высоте от 150 до 230 км от поверхности Земли происходит заметное увеличение периода температурных возмущений с 6–12 до 10–17 мин. Это связано с тем, что в указанном слое нелинейные и диссипативные процессы приводят к образованию в термосфере источников вторичных волн с периодами, большими, чем у первичных. При этом нестационарный характер источника волн и небольшая продолжительность его работы не приводят к значительному разогреву термосферы, т.е. энергия первичных волн расходуется в основном на возбуждение вторичных волн.

Реакция ионосферы (вариации интегрального параметра ПЭС) на тропосферные возмущения наступает несколько позже, чем наблюдаемые вариации параметров термосферы (в частности, температуры) на высоте 230 км. Однако периоды вариаций температуры на высоте >230 км и ПЭС уже мало различаются, поскольку между параметрами термосферы и ионосферы существует тесная взаимосвязь [91].

Отметим также, что рассмотренные тропосферные возмущения могут приводить к дополнительным сбоям в работе глобальных навигационных спутниковых систем, обусловленным вариациями параметров плазмы в D- и E-слоях ионосферы [90, 92]. В первую очередь это относится к прохождению утреннего солнечного терминатора, когда отклик ионосферы является особенно сильным, но кратковременным (см. рис. 4).

Работа выполнена в рамках госзадания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (регистрационный номер 122040500060-4) и при финансовой поддержке Министерством науки и технологии Тайваня (гранты MOST 109-2111-M-001-001 и MOST 110-2111-M-001-005) и Министерством образования Тайваня в рамках проекта поддержки высшего образования и развития университета Ченг Кунг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бучаченко А.Л., Ораевский В.Н., Похотелов О.А. и др. // УФН. 1996. Т. 166. № 9. С. 1023.
2. Перцев Н.Н., Шалимов С.Л. // Геомагнетизм и аэрномия. 1996. Т. 36. № 2. С. 111.
3. Fritts D.C., Alexander M.J. // Rev. Geophys. 2003. V. 41. № 1. 1003.
4. Fritts D.C., Alexander M.J. // Rev. Geophys. 2012. V. 50. № 3. RG3004.
5. Lastovicka J. // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2006. V. 68. № 3–5. Р. 479.
6. Карнов И.В., Карнов М.И., Борчевкина О.П. и др. // Хим. физика. 2019. Т. 38. № 7. С. 79.
7. Борчевкина О.П., Коренькова Н.А., Лещенко В.С. и др. // Хим. физика. 2020. Т. 39. № 10. С. 80.
8. Карнов М.И., Карнов И.В., Борчевкина О.П. и др. // Геомагнетизм и аэрномия. 2020. Т. 60. № 5. С. 6464.
9. Pulinet S.A., Boyarchuk K.A. Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer, 2004.
10. Klimenko M.V., Klimenko V.V., Zakharenkova I.E. et al. // Earth, Planets and Space. 2012. V. 64. № 6. Р. 441.
11. Ghosh S., Chakraborty S., Sasmal S. et al. // Geomat. Nat. Haz. Risk. 2019. V. 10. № 1. Р. 1596.
12. Audi G., Wapstra A.H., Thibault C. // Nucl. Phys. A. 2003. V. 729. № 1. Р. 337.
13. Голубков Г.В., Бычков В.Л., Готовцев В.О. и др. // Хим. физика. 2020. Т. 39. № 4. С. 51.
14. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987.
15. Mitchell N.J., Thomas L., Prichard I.T. // J. Atmos. Terr. Phys. 1994. V. 56. № 8. Р. 939.
16. Банах В.А., Смалихо И.Н. Когерентные доплеровские ветровые лидары в турбулентной атмосфере. Томск: Изд-во Инс-та оптики атмосферы СО РАН, 2013.
17. Коришунов В.А. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 5. С. 671.
18. Карнов И.В., Кшевцевский С.П. // Геомагнетизм и аэрномия. 2014. Т. 54. № 4. С. 553.
19. Hickey M.P., Schubert G., Walterscheid R.L. // J. Geophys. Res.: Space Phys. 2001. V. 106. № A10. Р. 21543.
20. Drobzheva Y.V., Krasnov V.M. // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2003. V. 65. № 3. Р. 369.
21. Hines C.O. // Nature. 1972. V. 239. № 5367. Р. 73.
22. Петрухин Н.С., Пелиновский Е.Н., Бацына Е.К. // Геомагнетизм и аэрномия. 2012. Т. 52. № 6. С. 854.
23. Yue J., Wang W., Ruan H. et al. // J. Geophys. Res.: Space Phys. 2016. V. 121. № 4. Р. 3555.
24. Дёминов М.Г., Непомнящая Е.В. // Геомагнетизм и аэрномия. 2003. Т. 43. № 6. С. 763.
25. Rideout W., Coster A. // GPS Solutions. 2006. V. 10. № 3. Р. 219.
26. Vierinen J., Coster A.J., Rideout W.C. et al. // Atmos. Meas. Techn. 2016. V. 9. № 3. Р. 1303.
27. Coster A.J., Goncharenko L., Zhang S. et al. // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. № 24. Р. 12041.

28. *Borchevskina O.P., Adamson S.O., Dyakov Y.A. et al.* // Atmosphere. 2021. V. 12. № 9. 1116.
29. *Kurdyayeva Y., Borchevskina O., Karpov I. et al.* // Adv. Space Res. 2021. V. 68. № 3. P. 1390.
30. *Polyakova A.S., Perevalova N.P.* // Adv. Space Res. 2013. V. 52. № 8. P. 1416.
31. *Куницын В.Е., Сураев С.Н., Ахмедов Р.Р.* // Вестн. МГУ. Сер. 3, Физика. астрономия. 2007. № 2. С. 59.
32. *Yigit E., Aylward A.D., Medvedev A.S.* // J. Geophys. Res.: Atmos. 2008. V. 113. № D19. D19106.
33. *Gavrilov N., Kshevetskii S. D.* // Adv. Space Res. 2015. V. 56. № 9. P. 1833.
34. *Дьяков Ю.А., Курдяева Ю.А., Борчевкина О.П. и др.* // Хим. физика. 2020. Т. 39. № 4. С. 56.
35. *Borchevskina O.P., Kurdyayeva Y.A., Dyakov Y.A., et al.* // Atmosphere. 2021. V. 12. № 11. 1384.
36. *Mzé N., Hauchecorne A., Keckhut P. et al.* // J. Geophys. Res.: Atmos. 2014. V. 119. № 21. P. 12069.
37. *Khaykin S.M., Hauchecorne A., Mzé N. et al.* // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. № 4. P. 1251.
38. *Gong S., Yang G., Xu J. et al.* // Atmosphere. 2019. V. 10. № 2. 81.
39. *Матвиенко Г.Г., Бабушкин П.А., Бобровников С.М. и др.* // Опт. атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 9. С. 726.
40. *Yuan T., Heale C.J., Snively J.B. et al.* // J. Geophys. Res.: Atmos. 2016. V. 121. № 2. P. 579.
41. *Huang K.M., Liu H., Liu A.Z. et al.* // J. Geophys. Res.: Space Phys. 2021. V. 126. № 4. e2020JA028918.
42. Lidar: Range-resolved optical remote sensing of the atmosphere / Springer series in optical sciences. V. 102 / Ed. Weitkamp C. N.Y.: Springer-Verlag, 2005.
43. *Коришунов В.А.* // Экол. приб. сист. 2009. № 12. С. 3.
44. *Астафьева Н.М.* // УФН. 1996. Т. 166. № 11. С. 1145.
45. *Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П.* GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН, 2006.
46. *Дэвис К.* Радиоволны в ионосфере. Пер. с англ. Ковалевского И.В., Кропоткина А.П. М.: Мир, 1973.
47. *Zhang W., Zhang D.H., Xiao Z.* // Ann. Geophys. 2009. V. 27. № 4. P. 1613.
48. *Шагимуратов И.И., Черняк Ю.В., Захаренкова И.Е. и др.* // Хим. физика. 2013. Т. 32. № 9. С. 81.
49. *Шагимуратов И.И., Черняк Ю.В., Захаренкова И.Е. и др.* // Соврем. пробл. дист. зондир. Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 1. С. 197.
50. *Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А.* Физика ионосферы. М.: Наука, 1988.
51. *Artru J., Farges T., Lognonne P.* // Geophys. J. Intern. 2004. V. 158. № 3. P. 1067.
52. *Григорьев Г.И.* // Изв. вузов. Радиофизика. 1999. Т. 42. № 1. С. 3.
53. *Савина О.Н.* // Геомагнетизм и аэрономия. 1996. Т. 36. № 2. С. 104.
54. *Григорьев Г.И., Савина О.Н.* // Изв. вузов. Радиофизика. 2002. Т. 45. № 8. С. 664.
55. *Leble S., Perelomova A.* // Appl. Math. Model. 2013. V. 37. № 3. P. 629.
56. *Бахметьева Н.В., Григорьев Г.И., Толмачёва А.В. и др.* // Изв. вузов. Радиофизика. 2017. Т. 60. № 2. С. 113.
57. *Лебле С.Б., Смирнова Е.С.* // Хим. физика. 2020. Т. 39. № 4. С. 68.
58. *Karpov I.V., Kshevetskii S.P.* // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2017. V. 164. P. 89.
59. *Kshevetskii S.P.* // Nonlin. Proc. Geophys. 2001. V. 8. № 1–2. P. 37.
60. *Кшевецкий С.П.* // Журн. вычисл. математики и мат. физики. 2001. Т. 41. № 2. С. 295.
61. *Кшевецкий С.П.* // Журн. вычисл. математики и мат. физики. 2001. Т. 41. № 12. С. 1870.
62. *Kurdyayeva Y.A., Kshevetskii S.P., Gavrilov N.M. et al.* // Pure Appl. Geophys. 2018. V. 175. № 10. P. 3639.
63. *Gavrilov N.M., Kshevetskii S.P.* // Earth. Planet. Space. 2014. V. 66. № 1. 88.
64. *Кшевецкий С.П., Куличков С.Н.* // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 1. С. 52.
65. *Gavrilov N.M., Kshevetskii S.P.* // Adv. Space Res. 2013. V. 51. № 7. P. 1168.
66. *Кшевецкий С.П., Гаврилов Н.М.* // Геомагнетизм и аэрономия. 2003. Т. 43. № 1. С. 74.
67. *Васильев П.А., Карпов И.В., Кшевецкий С.П.* // Хим. физика. 2017. Т. 36. № 12. С. 56.
68. *Kurdyayeva Y., Kulichkov S., Kshevetskii S. et al.* // Ann. Geophys. 2019. T. 37. № 3. C. 447.
69. *Kshevetskii S., Kurdyayeva Y., Kulichkov S. et al.* // Pure Appl. Geophys. 2020. V. 177. № 11. P. 5567.
70. *Cai X., Burns A.G., Wang W. et al.* // Geophys. Res. Lett. 2020. V. 47. № 18. e2020GL088838.
71. *Klimenko M.V., Klimenko V.V., Despirak I.V. et al.* // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2018. V. 180. P. 78.
72. *Борчевкина О.П., Карпов И.В., Карпов А.И.* // Хим. физика. 2017. Т. 36. № 12. С. 51.
73. *Hersbach H., Bell B., Berriefford P. et al.* // Quart. J. Roy. Met. Soc. 2020. V. 146. № 730. P. 1999.
74. *Gavrilov N.M., Kshevetskii S.P., Koval A.V.* // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2020. V. 208. 105381.
75. *Fritts D.C., Vadas S.L.* // Ann. Geophys. 2008. V. 26. № 12. P. 3841.
76. *Kshevetskii S.P., Gavrilov N.M.* // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2005. V. 67. № 11. P. 1014.
77. *Vadas S.L.* // J. Geophys. Res.: Space Phys. 2007. V. 112. № A6. A06305.
78. *Yigit E., Medvedev A.S.* // Adv. Space Res. 2015. V. 55. № 4. P. 983.
79. *Azeem I., Barlage M.* // Adv. Space Res. 2018. V. 61. № 7. P. 1931.
80. *Schubert G.* // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. № D7. D07106.
81. *Hickey M.P., Walterscheid R.L., Schubert G.* // J. Geophys. Res.: Space Phys. 2011. V. 116. № A12. A12326.
82. *Vadas S.L., Liu H.L.* // J. Geophys. Res.: Space Phys. 2009. V. 114. № 10. A10310.

83. Голубков Г.В., Манжелей М.И., Лушников А.А. // Хим. физика. 2014. Т. 33. № 7. С. 101.
84. Голубков Г.В., Манжелей М.И., Берлин А.А. и др. // Хим. физика. 2016. Т. 35. № 1. С. 5.
85. Golubkov M.G., Ozerov G.K., Adamson S.O. et al. // Chem. Phys. 2015. V. 462. P. 28.
86. Голубков Г.В., Иванов Г.К., Балашов Е.М. и др. // Хим. физика. 1998. Т. 17. № 6. С. 81.
87. Голубков Г.В., Иванов Г.К., Балашов Е.М. и др. // ЖЭТФ. 1998. Т. 114. Вып. 1(7). С. 100.
88. Kuverova V.V., Adamson S.O., Berlin A.A. et al. // Adv. Space Res. 2019. V. 64. № 10. P. 1876.
89. Голубков Г.В., Манжелей М.И., Эппельбаум Л.В. // Хим. физика. 2018. Т. 37. № 5. С. 63.
90. Голубков Г.В., Голубков М.Г., Манжелей М.И. // Хим. физика. 2014. Т. 33. № 2. С. 64.
91. Rishbeth H. // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 1998. V. 60. № 14. P. 1385.
92. Голубков Г.В., Манжелей М.И., Берлин А.А. и др. // Хим. физика. 2021. Т. 40. № 3. С. 86.