

УДК 551.510.536

ДИНАМИКА МЕЗОСФЕРЫ И НИЖНЕЙ ТЕРМОСФЕРЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НАБЛЮДЕНИЙ НА СТЕНДЕ СУРА

© 2020 г. Н. В. Бахметьева¹*, В. Д. Вяхирев¹, Г. И. Григорьев¹, М. Н. Егерев¹, Е. Е. Калинина¹,
А. В. Толмачева¹, И. Н. Жемяков¹, Г. Р. Виноградов¹, К. М. Юсупов²

¹Научно-исследовательский радиофизический институт Нижегородского государственного университета
им. Н.И. Лобачевского (НИРФИ), г. Нижний Новгород, Россия

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия

*e-mail: nv_bakht@nirfi.unn.ru

Поступила в редакцию 04.05.2019 г.

После доработки 22.05.2019 г.

Принята к публикации 26.09.2019 г.

Представлены результаты исследований атмосферной динамики в интервале высот 60–130 км на основе измерения скорости вертикального движения плазмы, температуры и плотности нейтральной компоненты, высоты турбопаузы. Измерения проводились методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы. Метод основан на возмущении ионосферы мощным высокочастотным радиоизлучением, создании периодических неоднородностей в поле стоячей волны, образующейся при отражении от ионосферы мощной радиоволны, излучаемой в зенит и локации неоднородностей пробными радиоволнами. По времени релаксации сигнала, рассеянного неоднородностями, после окончания воздействия на ионосферу определяются параметры нейтральной компоненты, турбулентная скорость и высота турбопаузы. Измерение фазы рассеянного сигнала позволяет определить скорость вертикального движения плазмы. Эксперименты проводились на нагревном стенде СУРА (56.15 N; 46.11 E). В работе приведены и проанализированы высотно-временные зависимости вертикальной скорости и температуры, во многом обусловленные распространением атмосферных волн, во время разных природных явлений. Приведены результаты определения высоты турбопаузы и турбулентной скорости.

DOI: 10.31857/S0016794020010034

1. ВВЕДЕНИЕ

Состояние мезосферы и нижней термосферы, то есть земной атмосферы на высотах 60–130 км, во многом определяется ее температурой и плотностью, составом, электронной концентрацией, горизонтальными и вертикальными движениями, турбулентными явлениями, волновыми процессами. Физические параметры, описывающие состояние этой переходной области между нижней и верхней атмосферой, обеспечивающей взаимодействие термосферы, регулируемой солнечной активностью, и тропосферы, формирующей погоду и климат, испытывают вариации во времени и пространстве. Динамика атмосферы на этих высотах во многом определяет общую картину ее состояния, обеспечивает энергетический обмен между мезосферой и термосферой. Исследование этой области земной атмосферы, ее неоднородной структуры и динамики, проявляющей волновых движений в вариациях характеристик ионизированной и нейтральной составляющих, является одной из актуальных задач физики космической плазмы и распространения радиоволн.

На характеристики и свойства мезосферы и нижней термосферы существенное влияние оказывают турбулентность и атмосферные волны, которые проявляются как в характеристиках сигналов, рассеянных неоднородностями, так и в вариациях температуры и скорости. Важным является определение уровня турбопаузы, т.е. области высот, где турбулентное перемешивание сменяется диффузионным разделением газов. Выше турбопаузы в процессах переноса возрастает роль амбиполярной диффузии, а еще выше – и дрейфа плазмы в электрическом и магнитном полях. Турбулентные образования могут переноситься по высоте вертикальными движениями плазмы и атмосферными волнами.

Экспериментальным исследованиям динамики ионосферы на мезосферно-термосферных высотах, проводимым разными методами, посвящена не одна сотня работ. Здесь приведем лишь несколько публикаций, охватывающих разные аспекты экспериментально-теоретических исследований в этом направлении [Danilov et al., 1979; Хананьян, 1985; Калгин и Данилов, 1993;

Hocking, 1996; Kirkwood, 1996; Fritts and Alexander, 2003; Offermann et al., 2006; Сомсиков, 2011; Карпов и Кшевецкий, 2014; Перминов и др., 2014; Карпов и др., 2016; Vlasov and Kelley, 2014; Медведева и Ратовский, 2017]. Модернизация измерительной техники и развитие новых методов измерений стимулируют исследования атмосферной динамики. Одним из методов, позволяющих получить данные о высотно-временных вариациях параметров нейтральной компоненты, является метод, использующий возмущение ионосферы мощным радиоизлучением нагревного стенда для определения характеристик регулярной, то есть естественной, среды распространения волн.

Целью настоящей работы является исследование динамики нижней ионосферы Земли на основе измерений высотно-временных характеристик сигналов, рассеянных искусственными периодическими неоднородностями (ИПН) ионосферной плазмы, создаваемыми при отражении от ионосферы мощного высокочастотного радиоизлучения нагревного стенда СУРА (56.15 N; 46.11 E), что, в свою очередь, позволяет исследовать вариации температуры и плотности нейтральной компоненты, скорости вертикального регулярного и турбулентного движений среды, определять высоту турбопаузы, исследовать влияние атмосферных волн на изменение этих параметров. В работе приведены, в основном, результаты экспериментов, выполненных на стенде СУРА в 2010–2018 гг. Частично использованы результаты прежних лет, отраженные в приведенных в статье публикациях.

2. МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРНОЙ ДИНАМИКИ

Определение параметров нейтральной компоненты и скорости вертикального движения плазмы в интервале высот 60–120 км проводилось методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы [Беликович и др., 1999, 2006; Бахметьева и др., 1996а, б, 2002, 2005, 2010а, б; Belikovich et al., 2002; Bakhmetieva et al., 2016, 2017а, б, 2018; Tolmacheva et al., 2013, 2015]. В этих работах приведено подробное описание метода и способов определения характеристик ионосферы и нейтральной атмосферы. Метод основан на создании периодических неоднородностей при отражении от ионосферы мощной радиоволны с образованием квазипериодической структуры температуры и концентрации электронов вследствие неравномерного нагрева ионосферной плазмы. В пучностях стоячей волны происходит нагрев электронного газа, в результате чего возникает периодическая структура с пространственным периодом Λ , равным половине длины λ

мощной радиоволны в плазме. Вследствие избыточного давления плазма выталкивается в узлы стоячей волны с образованием неоднородностей электронной концентрации [Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002; Kagan et al., 2002]. Неоднородности рассеивают пробные радиоволны, и при выполнении условия брэгговского рассеяния приемная установка принимает сигнал, интенсивность которого обусловлена синфазным сложением волн, рассеянных каждой неоднородностью. Рассеяние пробных радиоволн на этих неоднородностях обладает резонансными свойствами, то есть принятый сигнал имеет значительную амплитуду при равенстве частот и поляризаций мощной и пробной радиоволн. Последнее условие представляет один из двух способов диагностики неоднородностей [Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002].

Времена развития неоднородностей и их исчезновения (релаксации) после окончания нагрева определяются составом, плотностью и температурой атмосферы, степенью диссоциации и ионизации, что позволяет применять метод, основанный на создании ИПН, для диагностики ионосферы и нейтральной атмосферы. В D -области главную роль в образовании ИПН играет температурная зависимость коэффициента прилипания электронов к нейтральным молекулам, в E -слое — диффузионное перераспределение плазмы под действием избыточного давления электронного газа, и наконец, в области F плазма перераспределяется под воздействием стрикционной силы [Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002]. Релаксация неоднородностей после окончания нагрева в E -слое происходит под действием амбиполярной диффузии и вследствие температурной зависимости коэффициентов отлипания электронов в области D . Измерение фазы рассеянного сигнала позволяет определить скорость вертикального движения плазмы, которая на высотах мезосферы—нижней термосферы равна скорости движения нейтральной компоненты [Гершман, 1974].

Для используемых в данных экспериментах частот передатчиков стенда СУРА 4–6 МГц с эффективной излучаемой мощностью стенда порядка 80–120 МВт относительное возмущение концентрации в неоднородностях может составлять $\Delta N/N \approx 10^{-4}–10^{-3}$ в E -слое и $\Delta N/N \approx 10^{-3}–10^{-2}$ в области D . Уже первые эксперименты показали, что при таких значениях $\Delta N/N$ синфазное сложение сигналов, рассеянных каждой неоднородностью, обеспечивает отношение сигнал/шум $\sim 10–100$ в E -слое и, как правило, немного меньше в области D . Для локации периодических неоднородностей и регистрации рассеянного ими сигнала используется импульсное радиозондирование возмущенной области после прекращения работы стенда на стадии релаксации неоднородно-

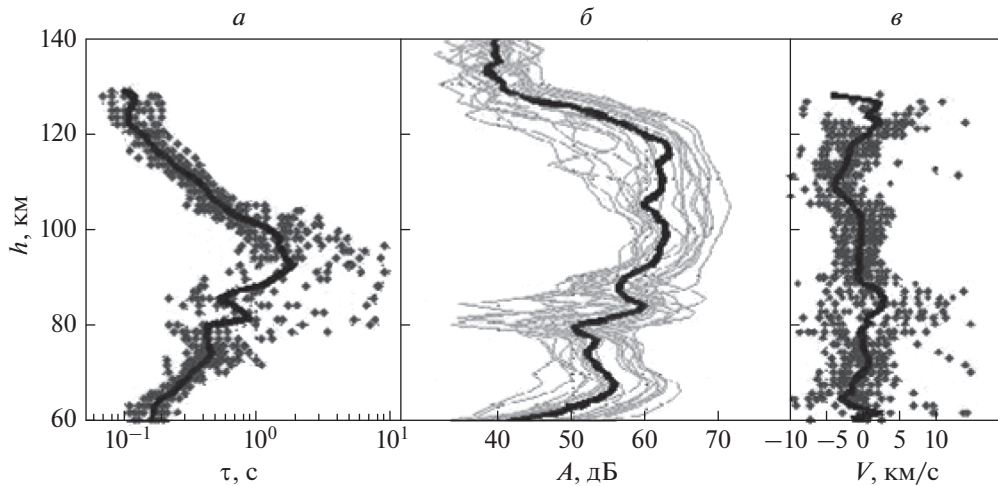


Рис. 1. Высотные профили характеристик рассеянного сигнала 30 сентября 2016 г.: времени релаксации τ – (а); амплитуды A – (б) и скорости вертикального движения плазмы V – (в) для сеанса наблюдений 13:54–13:58. Кривые соответствуют усредненным за 5 мин значениям характеристик на каждой высоте.

стей. По регистрациям в цифровом виде квадратурных компонент рассеянного сигнала с шагом по высоте 0.7–1.4 км и временным разрешением 15 с на каждой высоте рассчитываются амплитуда A и фаза φ рассеянного сигнала, временные зависимости которых затем аппроксимируются линейными функциями вида $\ln A(t) = \ln A_0 - t/\tau$; $\varphi(t) = \varphi_0 + 4\pi Vt/\lambda$. По спаданию амплитуды сигнала в e раз определяется τ – время релаксации ИПН (время релаксации сигнала, рассеянного неоднородностями), по изменению фазы φ во времени – скорость V вертикального движения плазмы. При указанном определении скорости ее положительные значения соответствуют нисходящему движению. На высотах, где влияние атмосферной турбулентности не проявляется, релаксация неоднородностей в E -области обусловлена амбиполярной диффузией с характерным временем

$$\tau = \frac{1}{K^2 D} = \frac{M_i v_{im}}{k_B (T_{e0} + T_{i0}) K^2}, \text{ где } k_B \text{ – постоянная}$$

Больцмана, $K = 4\pi/\lambda$ – волновое число стоячей волны, $\lambda = \lambda_0/n$ – длина волны в среде, n – показатель преломления, D – коэффициент амбиполярной диффузии, M_i – молекулярная масса ионов, T_{e0} и T_{i0} – невозмущенные значения электронной и ионной температур, v_{im} – частота столкновений ионов с нейтральными молекулами. На приведенном выражении для τ основаны способы определения электронной концентрации N , температуры T и плотности ρ нейтральной компоненты, скорости турбулентного движения, масс основных ионов в спорадическом слое E [Беликович и др., 1999; Бахметьева и др., 2005, 2010; Belikovich et al., 2002]. В отсутствие спорадического слоя E (слоя E_s) и турбулентности высотная зависимость времени релаксации ИПН $\tau(h)$

отвечает диффузионному приближению. По отклонению $\tau(h)$ от диффузионного закона определяются турбулентная скорость и высота турбопаузы [Belikovich et al., 2002; Bakhmetieva et al., 2018].

На рисунке 1 приведен пример высотных профилей характеристик рассеянного сигнала 30 сентября 2016 г.: времени релаксации τ – (а); амплитуды A – (б) и скорости вертикального движения плазмы V – (в) для сеанса наблюдений 13:54–13:58. Кривые соответствуют усредненным за 5 мин значениям характеристик на каждой высоте. В данном примере диффузионному закону релаксации отвечает интервал высот ~ 100 – 120 км. Значения времен релаксации находятся в хорошем согласии с диффузионной зависимостью $\tau(h)$. Ниже 100 км начинает влиять атмосферная турбулентность, при этом время релаксации рассеянного сигнала падает. На высоте 85 км локальный рост амплитуды рассеянного сигнала обеспечивается аномально низким спорадическим слоем E . На этой же высоте наблюдается локальный максимум времени релаксации. Для высот D -области амплитуда и время релаксации изменяются с высотой в полном соответствии с температурной зависимостью коэффициента отлипания электронов [Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002]. В приведенном на рис. 1 в примере в течение 5 мин направление скорости вертикального движения постоянно меняется. На высоте около 85 км отрицательные значения V (движения вверх) сменяются положительными (значения вниз). Значения скорости преимущественно захватывают интервал значений от -5 м/с до $+5$ м/с. На рисунке 2 приведена зависимость времени релаксации рассеянного сигнала от времени на трех высотах 28 сентября 2018 г. – (а) и 27 сентября 2018 г. – (б): кружки – высота 100 км, точки – высота 105 км,

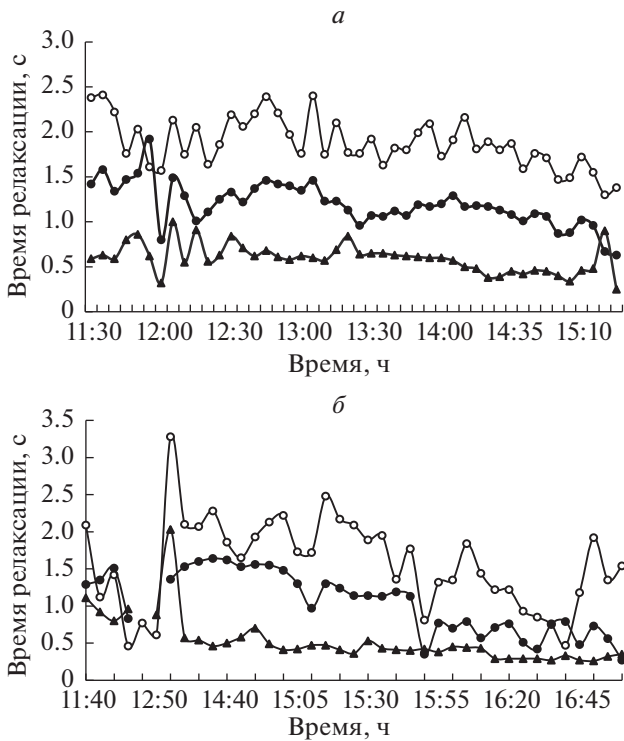


Рис. 2. Зависимость времени релаксации рассеянного сигнала от времени на трех высотах для 28 сентября 2018 г. — (а) и 27 сентября 2018 г. — (б): кружки — высота 100 км, точки — высота 105 км, треугольники — высота 112 км. Хорошо видны волновые движения с периодом от 15 мин до часа и более.

треугольники — высота 112 км. Хорошо видны волнообразные вариации $\tau(t)$ с периодом от 15 минут до часа и более. Резкий рост времени релаксации около 13 ч обусловлен появлением спорадического слоя E , который образовался непосредственно над пунктом наблюдения и зарегистрирован ионозондом.

После прекращения воздействия на ионосферу периодическая структура ниже уровня турбопаузы разрушается под действием как амбиполярной, так и турбулентной диффузии, в результате чего процесс релаксации неоднородностей происходит быстрее, и время релаксации рассеянного сигнала уменьшается по сравнению с диффузионным временем. Процесс влияния атмосферной турбулентности на время релаксации рассеянного сигнала отражен на рис. 1. Видно, что турбулентность начинает влиять на ИПН ниже 100 км, а уровень турбопаузы расположен в интервале высот 95–100 км. Значения времен релаксации находятся в хорошем согласии с диффузионной зависимостью $\tau(h)$, но ниже уровня турбопаузы h_t они заметно отклоняются от нее под влиянием турбулентности.

В работах [Беликович и Бенедиктов, 1995; Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002] подробно рассмотрена задача о влиянии атмосферной турбулентности на амплитуду и время релаксации рассеянного сигнала. В предположении о том, что искажения периодической структуры создаются только полем вертикальной составляющей турбулентной скорости, а объем рассеяния много больше периода неоднородной структуры, равно го половине длины нагревной волны, в работах [Беликович и Бенедиктов, 1995; Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002] получено выражение для скорости турбулентного движения V_t как функции измеренного в эксперименте и диффузионного времен релаксации ИПН. Погрешность этого способа определения турбулентной скорости не превышает нескольких см/с.

3. ИОНОСФЕРА В ПЕРИОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Эксперименты по исследованию ионосферы методом ИПН проводились в годы высокой и низкой солнечной активности, при геомагнитных возмущениях и в спокойных условиях, в условиях распространения перемещающихся ионосферных возмущений и атмосферных волн, развитой турбулентности, при существовании полупрозрачных и экранирующих спорадических слоев E , в заходно-восходный период, в условиях солнечных затмений и в равноденствие [Беликович и др., 1999; Бахметьева и др., 2005, 2010а, 2016, 2017; Толмачева и др. 2013, 2015; Belikovich et al., 2002; Bakhmetieva et al., 2017; Bakhmetieva et al., 2018]. В настоящей работе представлены результаты, полученные, в основном, в экспериментах 2010–2018 гг. Эти годы пришлось на 24 цикл солнечной активности с максимальной активностью в 2014–2015 гг. и средним значением числа Вольфа, равным в отдельные месяцы этих лет ~ 100 –120. В другие годы эксперименты проводились на фоне роста и спада, а также в периоды минимума солнечной активности с числом Вольфа порядка 10. Иногда время наблюдений совпадало с периодами возраставшей геомагнитной активности. Так, во время экспериментов по диагностике нижней ионосферы в марте 2015 г. наблюдалась сильная геомагнитная буря в ночь с 17 на 18 марта. Индекс геомагнитной активности в эти часы на широте станда СУРА достигал 6–8 баллов, что соответствует уровню жесткой геомагнитной бури, а над полигоном, где расположен станд СУРА, наблюдалось полярное сияние. Частное солнечное затмение с максимальной фазой 0.586 произошло 20 марта 2015 г., при этом геомагнитное поле было уже спокойным или слабо возмущенным. В заходно-восходные часы 12–13 августа 2015 г. в период наблюдений ионосферы методом ИПН при сравнительно высокой солнечной активности геомагнитное поле было спокойным с

$Kp = 2-3$. В сентябре 2016 г. при $Kp = 3-4$ в дневные часы 26–28 сентября геомагнитная возмущенность усиливалась в ночные часы до значений $Kp = 6$, но в это время наблюдения не проводились. В дни наблюдений в сентябре и октябре 2017 и 2018 гг. при минимальной солнечной активности геомагнитных возмущений зарегистрировано не было. Таким образом, основной объем приведенных в работе результатов измерений параметров нейтральной компоненты и вертикальной скорости получен в спокойных и слабо возмущенных ионосферных условиях в годы минимальной, высокой и средней солнечной активности.

Для образования искусственных периодических неоднородностей необходимо отражение мощной радиоволны от ионосферы. При используемых для создания периодических неоднородностей частотах 4.7–5.6 МГц это условие выполнялось практически всегда, кроме ночных условий при низкой солнечной активности и в зимние месяцы. Часто во время наблюдений, особенно с мая по сентябрь, наблюдались экранирующие и полупрозрачные спорадические слои E с критическими частотами, иногда достигавшими 9–10 МГц. Экранирующие слои с высокой критической частотой приводят к росту амплитуды стоячей волны, в поле которой образуются неоднородности и, тем самым, улучшают условия приема рассеянного ими сигнала в области D , а сравнительно высокие слои, расположенные выше 120 км – и в E -слое. Кроме этого, как следует из выражения для времени релаксации неоднородностей, τ пропорционально массе ионов. Это дает возможность оценить массу, то есть определить тип преобладающих металлических ионов в слое E_s [Kagan et al., 2002; Бахметьева и др., 2010а].

4. ВЫСОТНО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ ПЛАЗМЫ

Вертикальные движения являются одной из составляющих общей циркуляции атмосферы. До настоящего времени этот тип движений атмосферы по-прежнему остается наименее изученным. Результаты многолетних измерений скорости вертикального движения на основе создания ИПН суммированы в [Беликович и др., 1999; Великович et al., 2002]. Они включают исследования 80–90 гг. прошлого века. В экспериментах 1990–1992 гг. были изучены сезонно-суточные вариации вертикальной скорости, получен сезонный ход среднесуточных и среднемесячных значений V на высотах 97–117 км. Был выявлен сложный характер сезонно-суточных вариаций скорости: выше 90 км преобладали движения вверх (до 70% всех данных). Среднемесячные значения скорости составили порядка 1 м/с на высотах ниже 100 км, увеличиваясь до 5 м/с с ростом высоты. Результа-

ты исследования вертикальных движений в разных природных условиях содержатся также в работах [Бахметьева и др., 1996б, 2010а, 2016, 2017]. Отметим, что существующие модели циркуляции средней атмосферы дают на высотах 80–100 км средние значения скоростей вертикальных движений до нескольких см/с [Измерения ..., 1978; Каримов, 1983]. Цифровая регистрация квадратурных компонент рассеянного сигнала позволяет регистрировать быстрые флуктуации вертикальной скорости. Основными особенностями вариаций скорости в нижней ионосфере являются: быстрые временные вариации, то есть изменение величины, а часто и направления скорости в течение 15 с, т.е. за время одного измерения; большие значения скорости, достигающие 10 м/с за время одного измерения; усредненные за пятиминутный интервал времени значения скорости, как правило, изменяются от -5 м/с до $+5$ м/с; сравнительно большие значения вертикальной скорости обусловлены волновыми движениями в атмосфере; во временной зависимости вертикальной скорости проявляются волновые движения с периодом от 5–10 мин до 4–5 ч, длины волн по высоте составили 5–25 км [Бахметьева и др., 1996б, 2010а, 2016, 2017; Беликович и др., 1999; Великович et al., 2002; Bakhmet'eva et al., 2018].

Приведем несколько примеров высотно-временных вариаций вертикальной скорости. На рисунках 3а, 3б показаны высотные профили вертикальной скорости V и амплитуды рассеянного сигнала A для двух сеансов измерений 9 августа 2017 г. Кривые с точками соответствуют усредненным за 5 мин значениям характеристик на каждой высоте. На высотах 90–100 км рост амплитуды рассеянного сигнала обусловлен существованием спорадического слоя E с повышенной электронной концентрацией относительно ее фонового значения в E -области. На этих же высотах происходит смена направления скорости и переход ее через нулевое значение. В большинстве случаев смена направления скорости, когда на некоторой высоте движение вверх сменяется движением вниз, соответствует высоте максимума спорадического слоя E , что означает образование слоя E_s непосредственно над пунктом наблюдения в результате перераспределения заряженных частиц в магнитном поле Земли (теория ветрового сдвига) [Гершман, 1974; Гершман и др., 1976; Whitehead, 1961; Mathews, 1998]. Если следовать теории ветрового сдвига, согласно которой спорадический слой E , то есть слой ионизации с повышенным значением электронной концентрации относительно фоновой области E образуется вследствие перераспределения металлических ионов в неоднородном поле скоростей в присутствии магнитного поля, то на высоте слоя E_s скорость должна принимать нулевое значение или иметь градиент нужного направления для

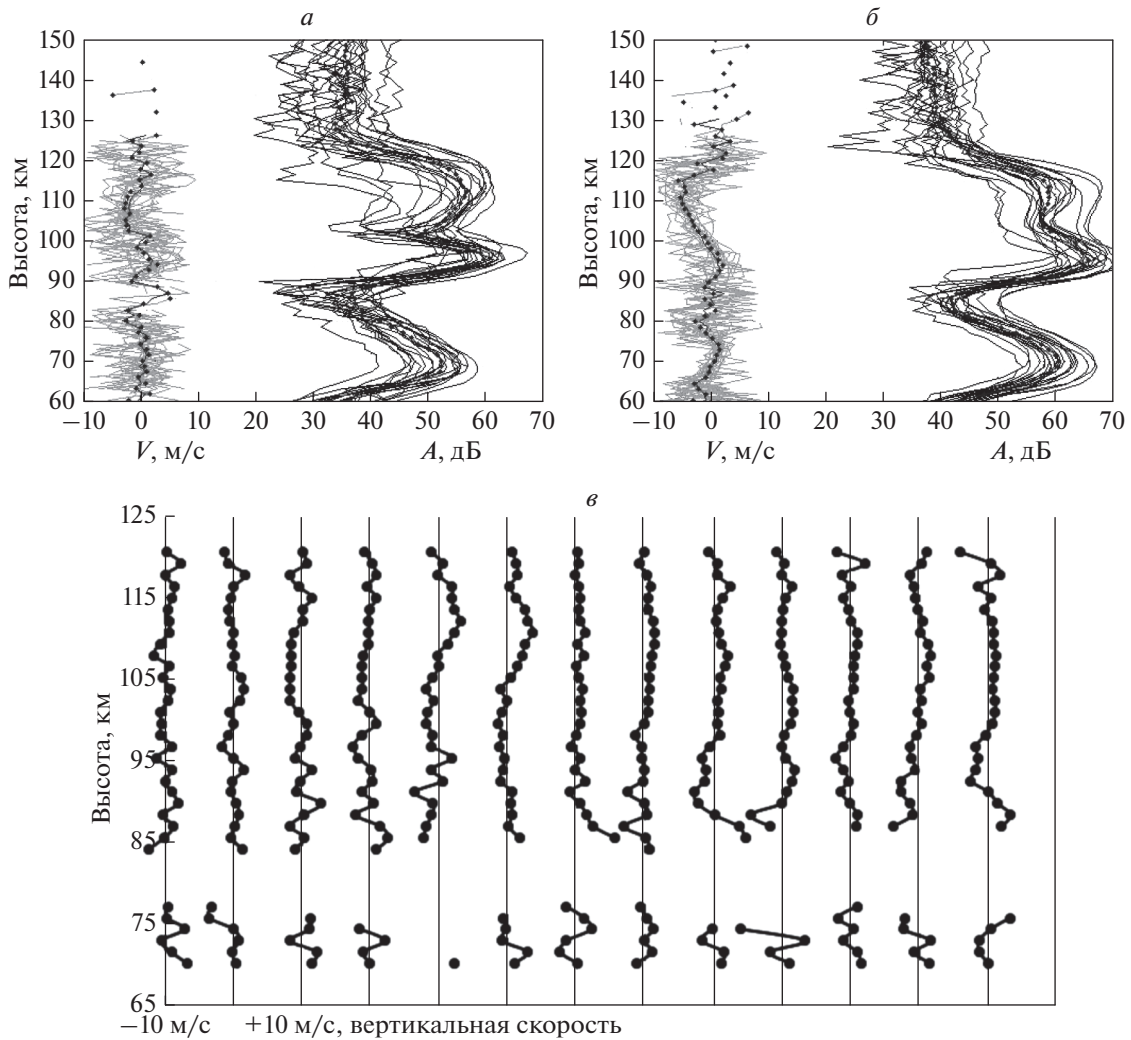


Рис. 3. Высотные профили скорости вертикального движения плазмы V и амплитуды рассеянного сигнала A для двух пятиминутных сеансов измерений 9 августа 2017 г. в 18:00 – (а) и 18:40 – (б), кривые с точками соответствуют усредненным за 5 мин значениям характеристик на каждой высоте.

Последовательные высотные профили скорости вертикального движения плазмы 28 сентября 2018 г. за часовой интервал наблюдений с 13:00 до 14:00 – (в). Профили построены с интервалом 5 мин. Границы изменения скорости от -10 м/с до $+10$ м/с, вертикальные линии проходят через нулевое значение скорости.

“столки” ионов, а за ними и электронов, в тонкие слои плазмы. В большинстве наших наблюдений слоя E_s это имело место [Бахметьева и др., 2005, 2010а].

На рисунке 3в приведены высотные профили скорости, полученные 28 сентября 2018 г. за часовой интервал наблюдений с 13:00 до 14:00. Профили построены с интервалом 5 мин, границы от -10 м/с до $+10$ м/с соответствуют каждой паре вертикальных линий, проходящая между ними вертикаль отвечает нулевому значению скорости. На рисунке 3в показана постоянная смена направления скорости с высотой, более глубокие вариации в области D и в нижней части E -слоя выше 85 км. Область высот выше 85 км характеризуется развитием атмосферной турбулентности. Отсут-

ствие данных в интервале высот 76–85 км обусловлено ростом содержания атомарного кислорода, препятствующего образованию ИПН в области D [Беликович и др., 1999; Belikovitch et al., 2002].

На рисунке 4а показана зависимость усредненных за 5 мин значений скорости вертикального движения плазмы 28 сентября 2018 г. для трех высот D -области 28–66 км, 76 км и 85 км, а на рис. 4б – для трех высот E -слоя – 100 км, 105 км и 112 км. Размах вариаций скорости составил от -6 до $+6$ м/с в области D и от -3 до $+3.5$ м/с в E -слое. Видны волнообразные вариации скорости с постоянной сменой направления и периодом от 5 мин до часа в области D и до 3 ч в E -слое, что свидетельствует об интенсивной динамике исследуемой области высот.

Вариации вертикальной скорости с течением времени обусловлены рядом причин, одной из которых является постоянное существование в нижней ионосфере волновых процессов различной природы, в том числе внутренних гравитационных волн (ВГВ) и приливов. На рисунке 4б размах колебаний скорости и период волновых движений нарастают с высотой. Эти же особенности отражены на рис. 5а, 5б, 5в на котором приведены изменения скорости во времени в вечерние часы 12 августа 2015 г. Пунктирными линиями на рисунках показаны сглаженные методом скользящего среднего по пяти точкам значения скорости, которые иллюстрируют ее рост с высотой с изменением максимального периода вариаций от 25–30 мин на высоте 100 км до ~100 мин на высоте 105 км и до ~2.5 ч на высоте 112 км. Наиболее заметные волновые проявления в вариациях скорости наблюдались во время солнечных затмений и в периоды захода и восхода Солнца. Они обусловлены переходом к сумеречному или ночному (в зависимости от фазы затмения) режиму ионосферы и прохождением терминатора через пункт наблюдения. На рисунке 6 показана скорость вертикального движения плазмы во время частного затмения Солнца 20 марта 2015 г. на трех высотах, точки соответствуют значениям скорости на высоте 100 км, кружки – на высоте 110 км, треугольники – на высоте 115 км. Фазы затмения – начало, максимальная фаза и окончание показаны вертикальными линиями. Каждая точка соответствует пятиминутному усреднению значений скорости. Общим на рис. 5 и 6 являются нарастающие вариации скорости с приближением к максимальной фазе затмения и в предзаходный период и увеличение периода вариаций.

5. ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ НЕЙТРАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ

В соответствии с алгоритмом обработки амплитуды рассеянного сигнала, описанном в разделе 2.2, получены значения температуры и плотности нейтральной компоненты в интервале высот 90–120 км, определен уровень турбопаузы. Приведем и обсудим несколько примеров их высотно-временных вариаций.

5.1. Температура и плотность нейтральной атмосферы

Как отмечалось выше, основой для определения параметров нейтральной атмосферы, а именно температуры и плотности нейтральной компоненты в нижней части E-слоя на высотах 90–120 км, является экспериментально полученная высотная зависимость времени релаксации $\tau(h)$ сигнала, рассеянного периодическими неоднородностями [Беликович и др., 1999; Belikovich et al.,

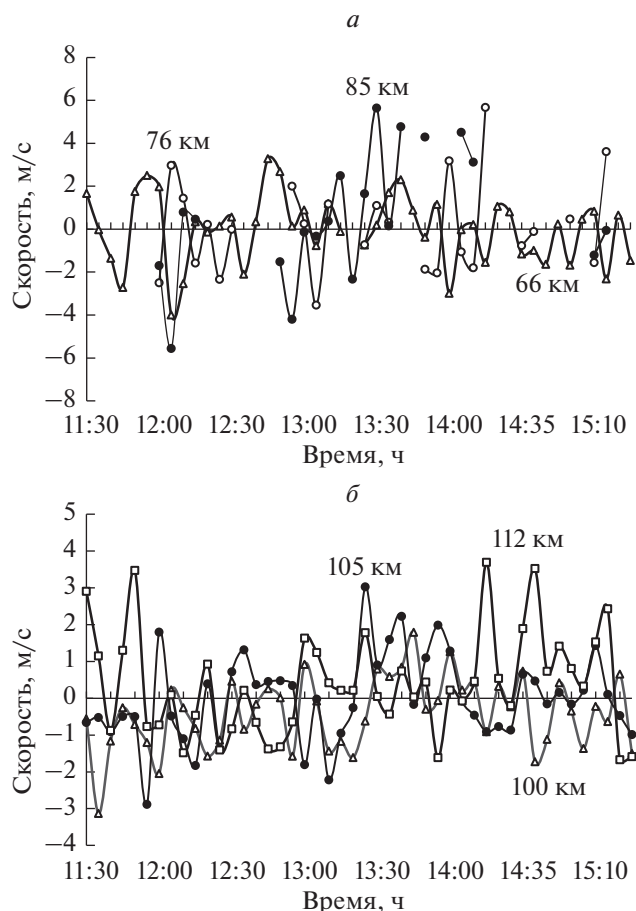


Рис. 4. Зависимость усредненных за 5 мин значений скорости вертикального движения плазмы 28 сентября 2018 г. для трех высот D-области – 66 км и 85 км – (а) и для трех высот E-слоя – 100 км, 105 км и 112 км – (б). Хорошо видны волновые движения с периодом от 5 мин до часа на рис. 4а и до 3-х ч – на рис. 4б.

2002]. Результаты определения температуры в разных ионосферных условиях приведены в работах [Беликович и др., 1999; Бахметьева и др., 2010б; Толмачева и др., 2013; Bakhmet'eva et al., 2013; Tolmacheva et al., 2013, 2015]. В данном разделе рассмотрено несколько примеров определения температуры и плотности, полученных, в основном, в недавних экспериментах 2016–2018 гг.

На рисунке 2б, где приведен пример зависимости времени релаксации τ рассеянного сигнала на трех действующих высотах 27 сентября 2018 г., время релаксации подвержено колебаниям с разными периодами. Так как по высотной зависимости $\tau(h)$ определяются параметры нейтральной компоненты, следует ожидать подобных закономерностей и в высотно-временных изменениях температуры и плотности. На рисунке 7а приведены зависимости температуры нейтральной компоненты от времени для трех высот 27 сентября 2018 г. по усредненным за 5-ти минутный интервал зна-

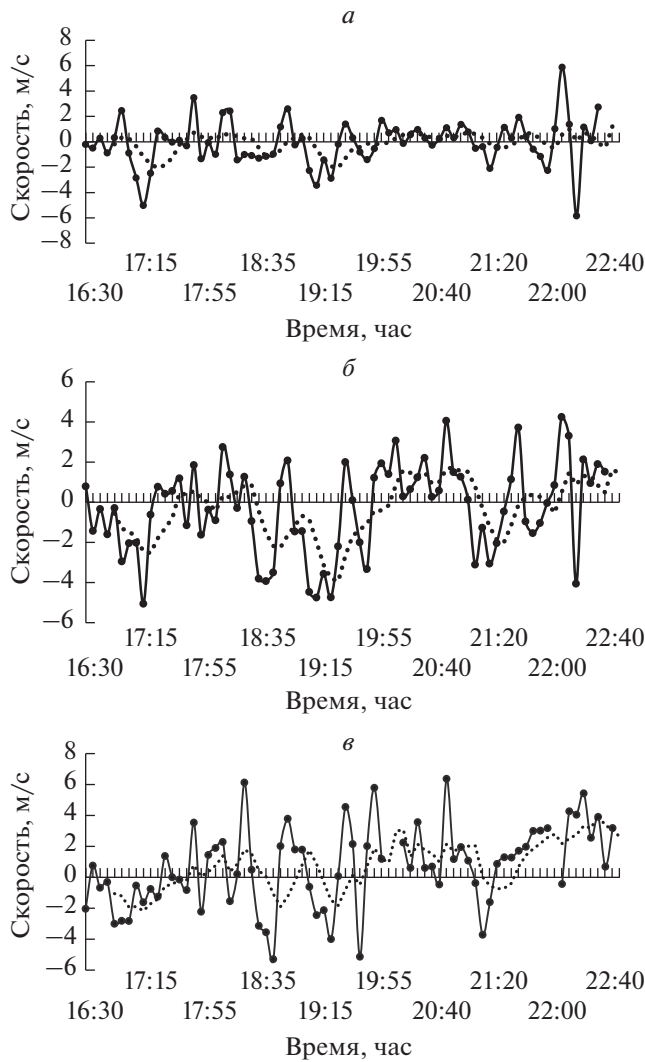


Рис. 5. Изменения скорости во времени в вечерние часы 12 августа 2015 г.: (а) – высота 100 км, (б) – высота 105 км, (в) – высота 112 км. Пунктирными линиями на рисунках показаны сглаженные методом скользящего среднего по пяти точкам значения скорости, которые демонстрируют рост скорости с высотой с изменением максимального периода ее вариаций от 25–30 мин на высоте 100 км, до 100 мин на 105 км и до 220 мин на 112 км.

чений времени релаксации. Видно, что наиболее глубокие вариации температуры имеют место на высоте 100 км. Для нее же получены и самые большие значения T , временами достигающие 300 К. Эти особенности можно объяснить, если учесть, что высота 100 км уже очень близка к турбулентной области, где погрешность определения атмосферных параметров возрастает. Однако нехарактерные для этих высот значения температуры 50 К пока непонятны. Наибольшее число данных о температуре получено для высоты 105 км. Видны, в частности, колебания температуры с размахом до 10–100 К в соседних пятиминутных

циклах усреднения. На высоте 112 км получено ограниченное число значений температуры, что в данном конкретном случае связано с более частым нарушением диффузионной аппроксимации времени релаксации на этой высоте по сравнению с нижними высотами. Эти особенности высотно-временных вариаций температуры, несомненно, связаны с интенсивными динамическими процессами в нижней термосфере, природа которых не всегда очевидна.

На рисунке 7б приведены зависимости температуры нейтральной компоненты в дневные часы на высоте 100 км для 26 сентября 2016 г. и 28 сентября 2017 г. Измерения в эти дни проводились в схожей ионосферной и спокойной геомагнитной ситуации. Интервалы изменений температуры являются типичными на этих высотах. В эти дни прослеживается в целом подобие временных вариаций с выраженными периодами от 15 мин до полутора часов.

Заметные волновые возмущения нейтральной компоненты в нижней части E -области проявлялись в наблюдениях ионосферы методом ИПН во время солнечных затмений и в заходно-восходные часы. На рисунке 8а приведены зависимости температуры и плотности нейтралов от времени во время частного затмения Солнца 20 марта 2015 г. с максимальной фазой 0.586. Вертикальными линиями отмечены начало, максимальная фаза и время окончания затмения. К максимальной фазе затмения температура снизилась в среднем на 100 К, испытывая глубокие вариации и восстанавливаясь до прежних значений к моменту окончания затмения. Сопоставляя эти вариации с временными изменениями скорости вертикального движения, показанными на рис. 6, а также с изменениями электронной концентрации, представленными в работах [Бахметьева и др., 2017; Bakhmetieva et al., 2017a], мы делаем вывод о значительном изменении во время затмения как ионизованной, так и нейтральной составляющих атмосферы на этих высотах. Отметим также высокую корреляцию изменений нейтральной температуры и плотности. Интенсивные проявления волновых движений в параметрах нейтральной компоненты отражены на рис. 8б, который относится к периоду восхода Солнца 13 июня 2015 г. Резонно предположить, что эти проявления обеспечиваются прохождением терминатора через пункт наблюдения.

Периоды волн, вносящих вклад в вариации атмосферных параметров, соответствуют внутренним гравитационным волнам [Хайнс, 1975; Каримов, 1983; Брюнелли и Намгаладзе, 1988; Григорьев, 1999; Fritts and Alexander, 2003; Сомских, 2011; Карпов и др., 2016; Борчевкина и Карпов, 2018]. Развитую динамику нижней термосферы и различия в изменениях температуры и плотности

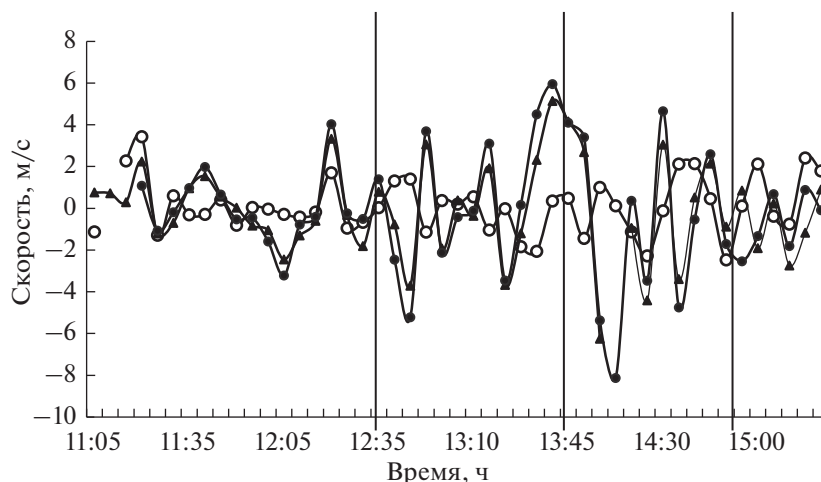


Рис. 6. Скорость вертикального движения плазмы во время частного затмения Солнца 20 марта 2015 г. на трех высотах: точки соответствуют значениям скорости на высоте 100 км, кружки — на высоте 110 км, треугольники — на высоте 115 км. Фазы затмения — начало, максимальная фаза и окончание показаны вертикальными линиями.

на разных высотах иллюстрирует рис. 9, на котором представлены их вариации 28 сентября 2018 г. на высотах 100 км и 105 км. Хорошо видны ярко выраженные волновые движения с периодом от 15 мин до двух часов и более, наблюдается сложная картина временных вариаций температуры с размахом колебаний от ~ 10 –15 до ~ 100 К. Средние за весь период наблюдений значения температуры ~ 170 К мало отличаются на обеих высотах. Однако видны и значительные отличия в характере временных изменений температуры и плотности на высотах 100 и 105 км. Так, на высоте 105 км после 13 ч имели место короткие 10-ти минутные колебания с размахом до 40 К на фоне более долгопериодных волн с периодом ~ 80 мин. В то же время на высоте 100 км минимальный размах колебаний температуры, составляющий ~ 20 К с 15-ти минутным периодом, сопровождается проявлением волновых движений с размахом колебаний ~ 100 К и периодом ~ 25 –30 мин и колебаний с размахом ~ 150 К и периодом около 1.5 ч.

В работах [Бахметьева и др., 2010б, 2017; Толмачева и др., 2013; Tolmacheva et al., 2013] обсуждался вопрос о взаимосвязи вариаций температуры, вертикальной скорости и влияния на них атмосферных волн и неустойчивостей среды. На рисунке 10 приведены два примера усредненных за 5 мин высотных профилей температуры и вертикальной скорости, изменяющихся “в фазе” (сентябрь 2010 г.), т.е. когда во всем высотном интервале одновременно растут температура и модуль скорости (рис. 10а), и максимальные и значения температуры достигаются на тех же высотах, что и значения модуля скорости, и “в противофазе” (сентябрь 2014 г.), когда практически во всем интервале высот локальный максимум температуры приходится на высоты с локаль-

ными минимумами модуля скорости (рис. 10б). Высотный масштаб вариаций температуры и скорости составил 5–20 км. Подобные профили скорости подробно рассмотрены в [Бахметьева и др., 2010б, 2017; Толмачева и др., 2013; Tolmacheva et al., 2013]. В работах [Толмачева и др., 2013; Vakhmetieva et al., 2016] приведены и обсуждаются примеры экспериментальных высотных профилей температуры $T(h)$ с отрицательным высотным градиентом и с последующим развитием возмущений атмосферных параметров. Как показано в [Толмачева и др., 2013] важную роль в вариациях температуры нейтральной компоненты играет неустойчивость среды, связанная со значительным убыванием температуры с высотой. В приближении линейной высотной зависимости температуры достаточным условием развития неустойчивости является выполнение критерия $dT/dh < -(10-12 \text{ К/км})$. Возбуждение ВГВ различных периодов и связанные с ними неустойчивости должны приводить к турбулизации среды. Нами получено, что в возмущенной волнами атмосфере ниже высоты турбопаузы могут быть значительные до 5–7 м/с значения турбулентной скорости. В работе [Толмачева и др., 2013] на основе анализа большого объема высотно-временных зависимостей температуры и скорости сделан вывод о том, что при распространении ВГВ выше 100 км могут наблюдаться конвективные неустойчивости, что обеспечивает перенос энергии из турбулентной области в нижнюю термосферу.

Таким образом, определение атмосферных параметров методом ИПН показывает, что во временных зависимостях параметров нижней ионосферы регулярно наблюдаются значительные волнообразные вариации с периодами от 5–10 мин до нескольких часов. Высотные профили

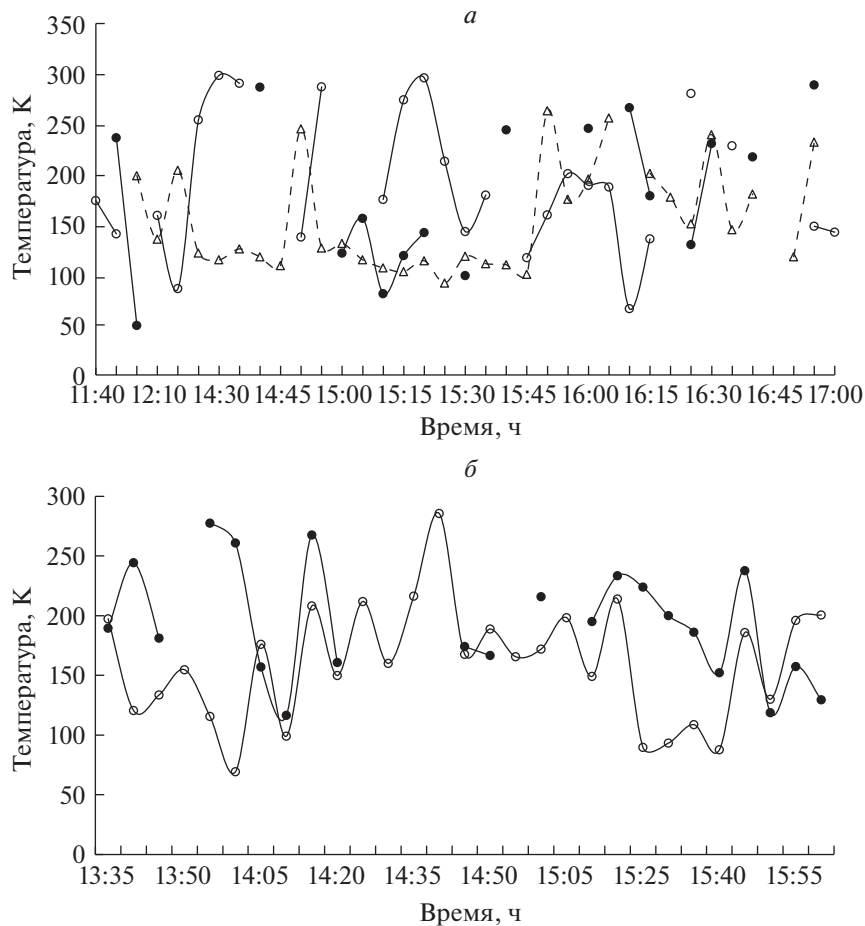


Рис. 7. Зависимость усредненной по интервалу 5 мин температуры нейтральной компоненты от времени 27 сентября 2017 г. на трех высотах – 100 км (кружки), 105 км (треугольники) и 112 км (точки) – (а) и температура нейтральной компоненты на высоте 100 км 26 сентября 2016 г. (точки) и 28 сентября 2017 г. (кружки) – (б).

температуры и плотности нейтральной компоненты, скорости вертикального движения плазмы и в разные периоды наблюдений характеризуются масштабом высотных вариаций от 5 км до 15–30 км.

5.2. Высота турбопаузы

Значительный вклад в динамику мезосферы и нижней термосферы вносят турбулентные движения нейтральной компоненты. Существует много методов исследования турбулентных образований, их использование обусловлено возможностями измерительной аппаратуры. Среди них оптический ракетный способ измерения параметров турбулентности и вертикальной скорости ветра в диапазоне высот 20–120 км [Андреева и др., 1991], радиолокационный способ измерения параметров [Галедин и др., 1981; Кокин и Пахомов, 1986], метод, использующий вертикальное зондирование ионосферы и прием сигналов, обратно рассеянных естественными неоднородностями ионосферной плазмы [Schlegel K. et al., 1977].

Метод исследования мезосферы и нижней термосферы на основе создания и локации ИПН позволяет определить некоторые характеристики атмосферной турбулентности. Как обсуждалось выше, в результате ее влияния искусственные периодические неоднородности в *E*-слое разрушаются (релаксируют) быстрее, чем под влиянием амбиполярной диффузии. Более быстрая релаксация неоднородностей начинается на уровне турбопаузы – высоты в атмосфере, ниже которой преобладает турбулентное перемешивание. Выше нее доминирующим процессом является процесс амбиполярной диффузии. Не останавливаясь подробно на разных определениях высоты турбопаузы, которые приводятся в [Tolmacheva et al., 2019], будем считать ее высотой такой уровень h_t , ниже которого на время релаксации рассеянного сигнала начинает влиять турбулентная диффузия. В примере, приведенном на рис. 1, влияние турбулентности начинается ниже 100 км и, очевидно, уровень турбопаузы находится вблизи этой высоты.

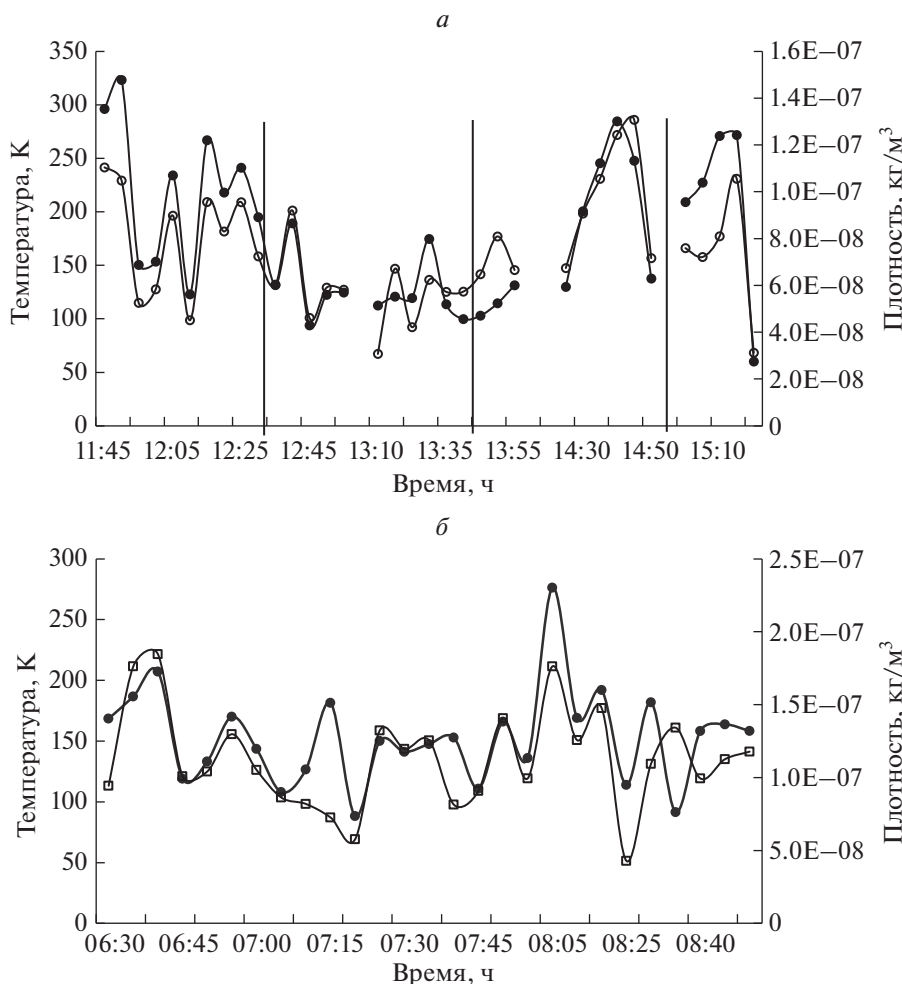


Рис. 8. Температура (кружки) и плотность (точки) нейтральной компоненты на высоте 100 км во время частного затмения Солнца 20 марта 2015 г., фазы затмения – начало, максимальная фаза и окончание показаны вертикальными линиями – (а) и температура (точки) и плотность (кружки) нейтральной компоненты на высоте 105 км после восхода Солнца 13 июня 2015 г. Интервал усреднения 5 мин.

В работе [Tolmacheva et al., 2019] подробно проанализированы результаты измерений времени релаксации рассеянного сигнала в экспериментах, выполненных, основном, в весенние и осенние сезоны 2006–2015 гг. и приведены результаты определения высоты турбопаузы. Сделан вывод о том, что в осенние сезоны на широте станда СУРА средний уровень турбопаузы h_t составлял 99–102 км с тенденцией к снижению до 94 км в вечерние часы. В целом уровень турбопаузы варьировал в интервале высот 94–106 км с периодами от 10–15 до 30–40 мин, что естественно связать с распространением ВГВ на этих высотах, а также с их генерацией вследствие развития конвективных неустойчивостей [Tolmacheva et al., 2013]. В условиях развитой конвективной неустойчивости при значительном повышении температуры нейтралов область с турбулентностью может повышаться до 110 км. Эти выводы [Tol-

macheva et al., 2019] подтверждаются результатами экспериментов, выполненных на стенде СУРА в 2015–2018 гг. На рисунках 11а, 11б представлены примеры временных вариаций высоты турбопаузы h_t по наблюдениям в послеполуденные часы 28 сентября 2018 г. и 27 сентября 2017 г. Каждая точка на рис. 11 соответствует усреднению времени релаксации по интервалу 5 мин. Высота турбопаузы h_t располагается в интервале 91–101 км в первом случае и в интервале 91–107 км во втором. Общим в изменении величины h_t в эти дни является ее изменчивость с течением времени и колебательный характер вариаций. На рис. 11б интервал изменения высоты турбопаузы расширяется в область больших значений. Отметим, что в условиях, сходных по геомагнитной и солнечной активности в дни, близкие к осеннему равноденствию, характер изменения уровня турбопаузы во времени различен. Особенно интересен в этой связи

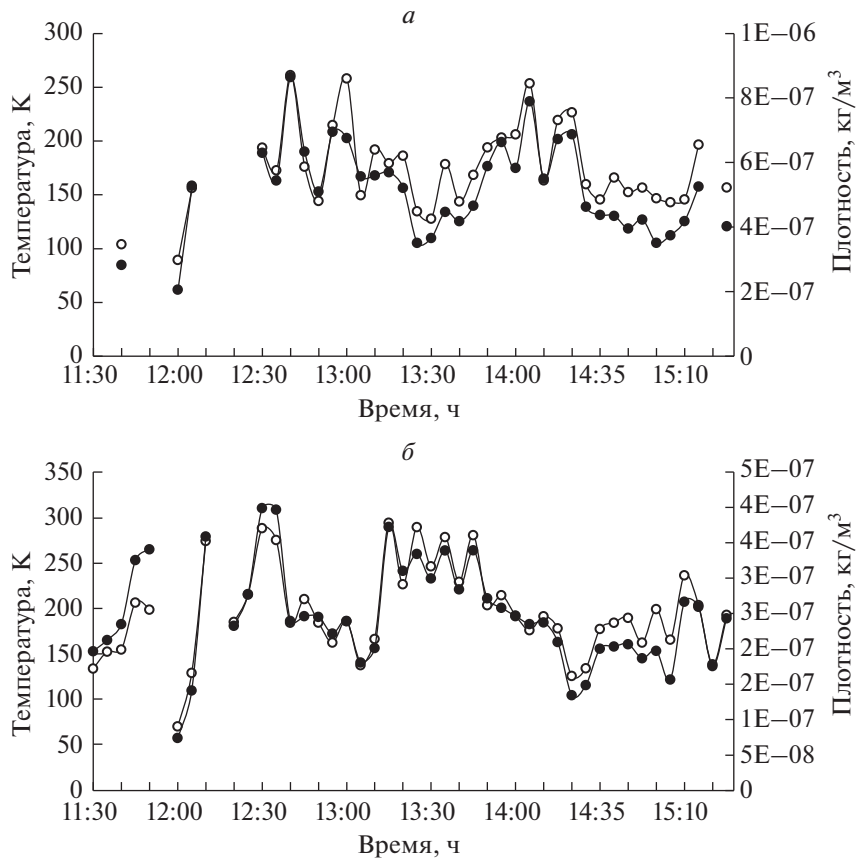


Рис. 9. Зависимость температуры (кружки) и плотности (точки) нейтральной компоненты от времени 28 сентября 2018 г. на высоте 100 км – (а) и 105 км – (б). Хорошо видны ярко выраженные волновые движения с периодом от 15 мин до двух часов и более.

пример, приведенный на рис. 11б, на котором видно, что уровень турбопаузы испытывает нарастающие по амплитуде и глубине колебания с преимущественным периодом 15–25 мин. На рис. 7б, где приведен пример вариаций нейтральной температуры со временем, видны подобные нарастающие колебания температуры тех же периодов. Таким образом, наблюдается определенная корреляция вариаций температуры и уровня турбопаузы, характер которой предстоит выяснить.

5.3. Скорость турбулентных движений

Уменьшение времени релаксации относительно времени диффузионного расплывания неоднородностей позволяет определять вертикальную компоненту турбулентной скорости вплоть до высоты турбопаузы, вблизи которой турбулентная скорость приближается к нулю.

Так как скорость турбулентных движений V_t определяется по отклонению экспериментальной высотной зависимости $\tau(h)$ от диффузионной, временные вариации V_t и $\tau(h)$ имеют схожие особенности. Время релаксации и, соответственно,

турбулентная скорость, подвержены быстрым флуктуациям с характерным временем 15 с. Иногда наблюдаются глубокие вариации $\tau(t)$, которые не укладываются в рамки ошибок измерений, а отражают реально происходящие на этих высотах процессы. В вариациях турбулентной скорости также наблюдаются быстрые флуктуации и волнообразные изменения во времени, поэтому при ее определении обычно используются усредненные значения времени релаксации с интервалом усреднения от 1 до 15 мин. Эксперименты, проведенные в разные годы, показали, что в целом минутные значения V_t изменялись от близких к нулю значений до 5 м/с [Бахметьева и др., 1996; Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002]. В возмущенные периоды (волновые явления, сильно развитая турбулентность) скорость V_t возрастала до 7 м/с. Средние скорости турбулентных движений за сеанс продолжительностью 6–7 ч на высотах ниже турбопаузы составляли обычно $V_t \approx 1–2$ м/с, уменьшаясь с высотой до близких к нулю значений. Очевидно, эту высоту можно считать высотой турбопаузы h_t . Часто наблюдалось значительное увеличение V_t в утренние и не-

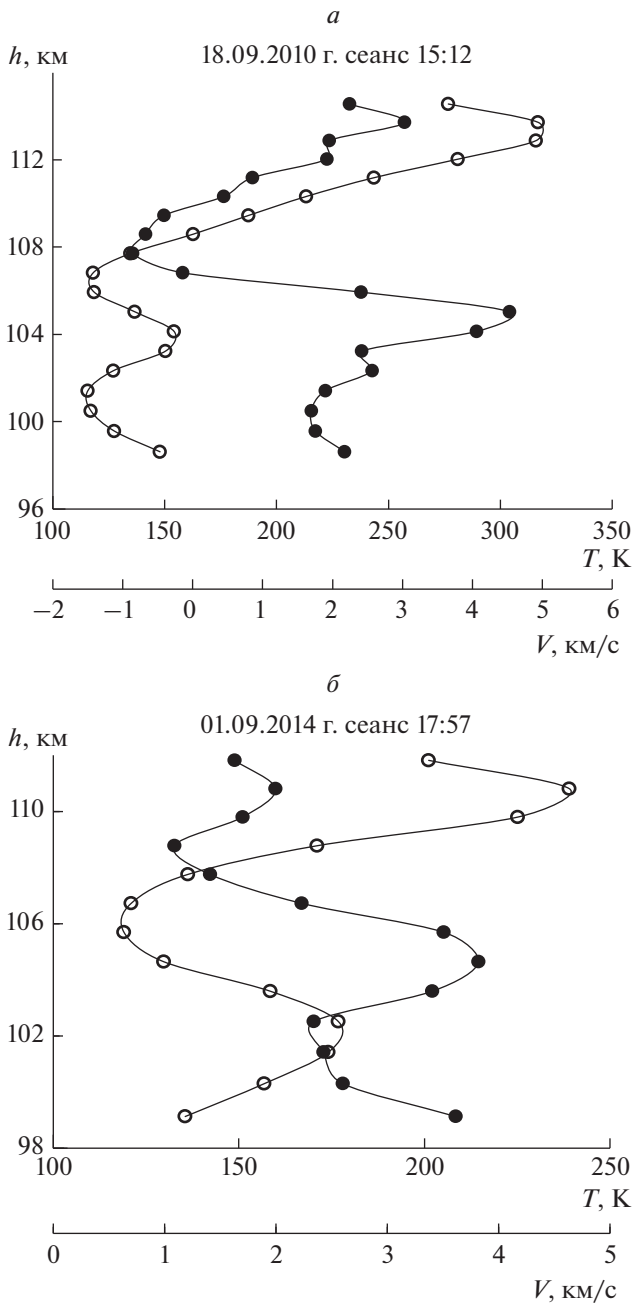


Рис. 10. Примеры высотных профилей температуры (точки) и скорости вертикального движения V (кружки), изменяющихся в фазе – (а) и в противофазе – (б).

большое в послеполуденные часы, а наименьшими были значения скорости вблизи местного полудня. Быстрые вариации турбулентной скорости показаны на рис. 12, где приведен пример ее изменений во времени на высоте 100 км для наблюдений 12 августа 1999 г. (на следующий день после частного затмения Солнца). Кружками показаны значения скорости, полученные с интервалом 15 с, точками и кривой – значения, сглаженные методом скользящего среднего по интервалу времени

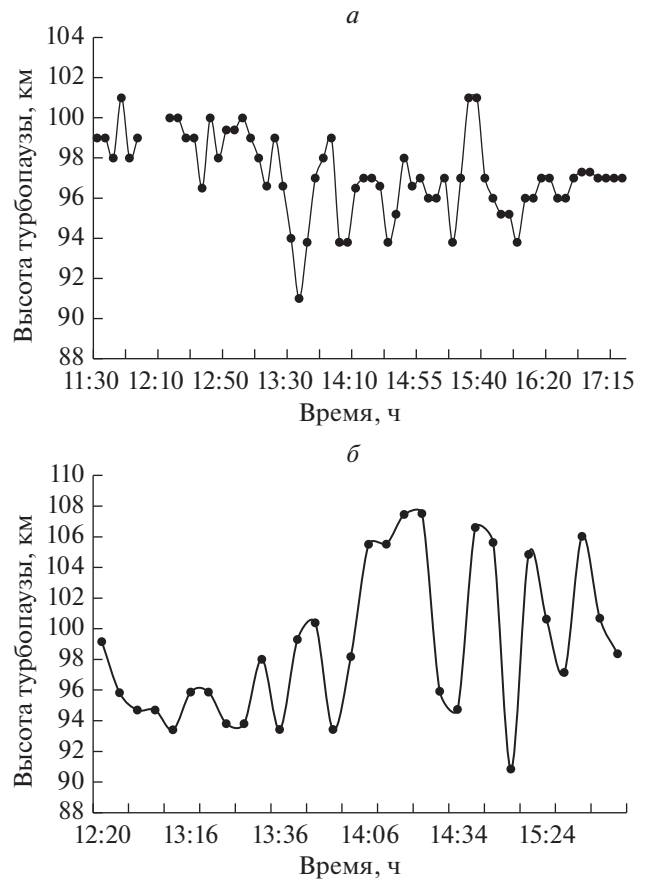


Рис. 11. Зависимость высоты турбопаузы от времени по наблюдениям в послеполуденные часы 28 сентября 2018 г. – (а) и 27 сентября 2017 г. – (б).

5 мин. Приведенный пример дает представление о глубине и характере флуктуаций турбулентной скорости. Видны ее вариации с периодами от 10 до 90 мин и размахом колебаний от 0.5 до 5 м/с. Отметим, что столь большие флуктуации V_t свидетельствуют о том, что турбулентность в объеме рассеяния проявляет себя как нестационарный случайный процесс. Корреляция минутных (средних за минуту) изменений турбулентной скорости на разных высотах в ряде случаев высока, например, коэффициент корреляции достигал 0.9 на высотах 97 и 101 км по данным 27 февраля 1991 г. [Bakhmet'eva et al., 1996]. В ряде сеансов наблюдалась высокая корреляция турбулентной V_t скорости на высоте 97 км и скорости вертикального движения V на высоте 101 км, что может свидетельствовать о перемежаемости турбулентности, то есть о “забросе” областей с развитой турбулентностью на большие высоты крупномасштабными вертикальными движениями. Одной из причин возникновения атмосферной турбулентности является возбуждение ее внутренними гравитационными волнами [Хайнс, 1975; Брюнелли и Намгаладзе, 1988; Fritts and Alexan-

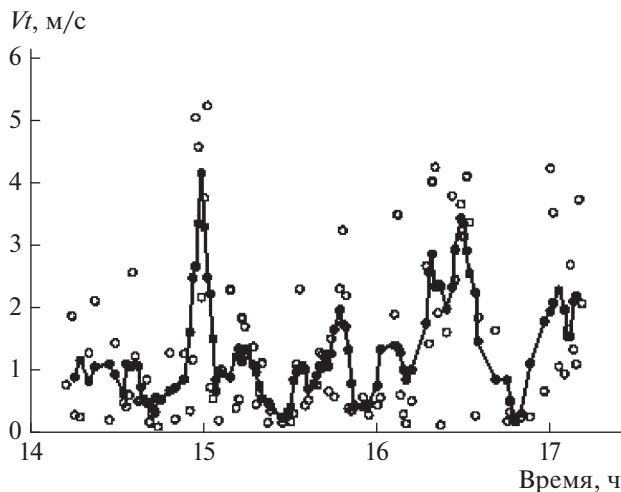


Рис. 12. Зависимость скорости турбулентного движения V_t от времени на высоте 100 км 12 августа 1999 г., точки соответствуют регистрации сигнала каждые 15 с, кривая — данным, сглаженным методом скользящего среднего по интервалу времени 5 мин.

der, 2003], что находит отражение в колебательном характере вариаций турбулентной скорости.

Конкурирующим с турбулентностью процессом, влияющим на образование ИПН и характеристики рассеянного сигнала, является спорадический слой E (слой E_s), который, напротив, вызывает увеличение времени релаксации на высоте слоя (рис. 1 и рис. 2б), что обусловлено пропорциональностью времени релаксации рассеянного сигнала массе иону. Так как слой E_s содержит атомарные положительные ионы металлов, в том числе, тяжелые ионы железа, магния, кальция, то средняя масса ионов на высотах слоя E_s возрастает, что приводит к увеличению времени релаксации и росту амплитуды рассеянного сигнала вследствие роста коэффициента отражения пробных радиоволн от слоя. Этот факт неоднократно отмечался в экспериментах по наблюдению ИПН, что позволило разработать способ определения массы, то есть, типа преобладающих ионов в спорадическом слое E [Бахметьева и др., 2005; Бахметьева и др., 2010а].

6. ПАРАМЕТРЫ АТМОСФЕРНЫХ ВОЛН

Результаты многолетних экспериментов по исследованию ионосферы на стенде СУРА методом ИПН показывают, что во временных вариациях времени релаксации рассеянного сигнала, параметров нейтральной атмосферы — температуры, плотности, турбулентности скорости, высоты турбопаузы, а также скорости вертикального движения плазмы постоянно присутствуют колебательные движения различных периодов. Колебания с периодом больше 5 мин обычно интерпре-

тируют как результат распространения ВГВ Хайнс, 1975; Госсард и Хук, 1978; Брюнелли и Намгаладзе, 1988; Григорьев, 1999; Fritts and Alexander, 2002]. Наиболее ярко волновые движения проявляются в высотно-временных зависимостях скорости вертикального движения. Как правило, скорость меняет направление, модуль скорости обычно растет с высотой. С ростом высоты нарастает амплитуда волновых движений, иногда достигающая 12–15 м/с, вносящих вклад в вариации вертикальной скорости. В работах [Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002] приведены данные о запаздывании волновых колебаний $V(t)$ с ростом высоты, что соответствует направленной вниз вертикальной компоненте фазовой скорости со значениями около 60–100 м/с, практически не зависящей от периода волны. Вертикальные длины волн, определенные по высотным профилям $V(h)$, лежат в интервале от 3–5 км до 30 км. Спектры волн представляют собой степенную функцию частоты с показателем порядка 1 и резким изломом вблизи частоты Бранта–Вяйсяля (частоты собственных колебаний элемента воздуха в вертикальном направлении), что позволяет эту частоту определить экспериментально. По данным спектрального анализа вариаций вертикальной скорости в разные периоды измерений достоверно выделены периоды волновых движений продолжительностью 5–10, 15, 20, 30–40, 60 мин. В отдельные дни особенно продолжительных измерений наблюдались интенсивные волновые движения с периодами 1.5; 2–2.5; 3.3 и более 4 ч.

В работах [Бахметьева и др., 2002; Бахметьева и др., 2010б; Толмачева и др., 2013] на основе полученных в многолетних экспериментах высотно-временных зависимостей параметров нейтральной компоненты проанализировано влияние атмосферных волн на развитие неустойчивостей среды в нижней ионосфере. Во многих случаях наблюдаются возмущения этих параметров, часто имеющие нестабильный характер, искажающие их высотные профили. Эти особенности были объяснены влиянием распространения ВГВ и нарушением условий гидродинамической устойчивости среды. [Бахметьева и др., 2002; Бахметьева и др., 2010; Толмачева и др., 2013]. Применение критериев развития неустойчивостей среды к развитию пространственно-временных вариаций атмосферных параметров, сопоставление с характеристиками волновых и турбулентных движений, полученных в экспериментах, подтверждают вывод о значительном влиянии неустойчивостей и атмосферных волн на динамику мезосферы нижней термосферы в интервале высот 90–120 км.

7. ВЫВОДЫ

В работе приведены результаты исследования динамики мезосферы и нижней термосферы Земли на основе анализа высотно-временных вариаций параметров нейтральной компоненты и скорости вертикального движения, полученных методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы. Температура и плотность нейтральной компоненты, высота турбопаузы и скорость турбулентных движений, а также скорость вертикального регулярного движения плазмы определялись по измерениям амплитуды и фазы сигнала, рассеянного неоднородностями. Высокое временное разрешение используемого метода позволило выявить быстрые временные вариации параметров как одну из основных особенностей динамики мезосферы и нижней термосферы, в том числе изменение величины и направления вертикальной скорости в течение одного измерения за время 15 с. В большинстве случаев смена направления скорости соответствует высоте максимума спорадического слоя E. Большие по сравнению с моделями атмосферной циркуляции значения скорости свидетельствуют о значительном влиянии атмосферных волн. Высотно-временные вариации параметров нейтральной компоненты убедительно продемонстрировали существенное влияние на них волновых процессов. Изменения во времени происходят с периодичностью, характерной для ВГВ. Амплитуда волн может достигать 50 К и более в вариациях температуры и до 12–15 м/с в вертикальной скорости. Наибольшие вариации параметров имеют место во время затмений Солнца и в заходно-восходные часы, что обусловлено прохождением через пункт наблюдения “терминаторных” волн. На высотный профиль амплитуды и времени релаксации оказывает влияние мезосферно-термосферная турбулентность. Ниже высоты турбопаузы определяется скорость турбулентного движения среды, которая в отдельных случаях достигает нескольких м/с. В осенние месяцы уровень турбопаузы располагается в интервале высот 90–108 км.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Государственного задания № 5.8092.2017/8.9 и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 18-05-00293 (проведение и анализ результатов экспериментов на стенде СУРА в 2018 г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– Андреева Л.А., Клюев О.Ф., Портнягин Ю.И., Хананьян А.А. Исследование процессов в верхней атмосфере

методом искусственных облаков. Л.: Гидрометеиздат, 174 с. 1991.

– Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Коротина Г.С. Определение скоростей турбулентных движений в нижней ионосфере с помощью искусственных периодических неоднородностей // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 36. № 5. С. 180–183. 1996.

– Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Григорьев Г.И., Толмачева А.В. Влияние акустико-гравитационных волн на вариации параметров нижней ионосферы по наблюдениям с помощью искусственных периодических неоднородностей // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 45. № 3. С. 233–242. 2002.

– Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Бубукина В.Н., Гончаров Н.П., Игнатьев Ю.А. Сезонно-суточные вариации скорости вертикальных движений на высотах мезосферы и нижней термосферы вблизи Нижнего Новгорода // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 36. № 5. С. 120–129. 1996.

– Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Каган Л.М., Понятов А.А. Заходно-восходные характеристики спорадических слоев ионизации в нижней ионосфере, наблюдаемые методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 48. № 1. С. 16–32. 2005.

– Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Бубукина В.Н., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е., Комраков Г.П., Толмачева А.В. Результаты определения электронной концентрации в E-области ионосферы по временам релаксации искусственных периодических неоднородностей с разными масштабами // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 51. № 6. С. 477–485. 2008.

– Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Егеров М.Н., Толмачева А.В. Искусственные периодические неоднородности, волновые явления в нижней ионосфере и спорадический слой E // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 53. № 2. С. 77–90. 2010а.

– Бахметьева Н.В., Григорьев Г.И., Толмачева А.В. Искусственные периодические неоднородности, гидродинамические неустойчивости и динамические процессы в мезосфере-нижней термосфере // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 53. № 11. С. 695–711. 2010б.

– Бахметьева Н.В., Бубукина В.Н., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е., Комраков Г.П. Реакция нижней ионосферы на частные солнечные затмения 1 августа 2008 г. и 20 марта 2015 г. по наблюдениям рассеяния радиоволн неоднородностями ионосферной плазмы // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 59. № 10. С. 873–886. 2016.

– Бахметьева Н.В., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е., Комраков Г.П. Нижняя ионосфера Земли во время частных солнечных затмений по наблюдениям вблизи Нижнего Новгорода // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 57. № 1. С. 64–78. 2017.

– Беликович В.В., Бенедиктов Е.А. Влияние атмосферной турбулентности на релаксацию сигнала, рассеянного искусственными периодическими неоднородностями // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 35. № 2. С. 91–99. 1995.

– Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Толмачёва А.В., Бахметьева Н.В. Исследование ионосферы с помощью

- искусственных периодических неоднородностей. — Н. Новгород: Изд-во ИПФ РАН, 155 с. 1999.
- *Беликович В.В., Бахметьева Н.В., Калинина Е.Е., Толмачева А.В.* Новый способ определения электронной концентрации в E-области ионосферы по временам релаксации искусственных периодических неоднородностей // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 49. № 9. С. 744–750. 2006.
- *Борчевкина О.П., Карпов И.В.* Наблюдения вариаций полного электронного содержания в области солнечного терминатора в ионосфере // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Т. 15. № 1. С. 299–305. 2018.
- *Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А.* Физика ионосферы. М.: Наука, 528 с. 1988.
- *Галедин И.Ф., Неелов И.О., Пахомов С.В.* Оценки коэффициента турбулентной диффузии в мезосфере радиолокационным методом // Тр. Центральной астрофизической обсерватории. Вып. 144. С. 22–27. 1981.
- *Гершман Б.Н.* Динамика ионосферной плазмы. М.: Наука, 256 с. 1974.
- *Гершман Б.Н., Игнатьев Ю.А., Каменецкая Г.Х.* Механизмы образования спорадического слоя E_s на разных широтах. М.: Наука, 108 с. 1976.
- *Госсард Э., Хук У.* Волны в атмосфере. — М.: Мир, 532 с. 1978.
- *Григорьев Г.И.* Акустико-гравитационные волны в атмосфере Земли (обзор) // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 42. № 1. С. 3–25. 1999.
- Измерение ветра на высотах 90–100 км наземными методами. Под ред. Портнягина Ю.И., Шпренгера К. Л.: Гидрометеиздат, 343 с. 1978.
- *Калгин Ю.А., Данилов А.Д.* Определение параметров вихревой диффузии в мезосфере и нижней термосфере // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 33. № 6. С. 119–125. 1993.
- *Каримов К.А.* Внутренние гравитационные волны в верхней атмосфере. Фрунзе: Илим, 80 с. 1983.
- *Карпов И.В., Кшевцевский С.П.* Механизм формирования крупномасштабных возмущений в верхней атмосфере от источников АГВ на поверхности Земли // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 54. № 4. С. 553–562. 2014.
- *Карпов И.В., Кшевцевский С.П., Борчевкина О.П., Радицкий А.В., Карпов А.И.* // Возмущения верхней атмосферы и ионосферы, инициированные источниками акустико-гравитационных волн в нижней атмосфере // Хим. физика. Т. 35. № 1. С. 59–64. 2016.
- *Кокин Г.А., Пахомов С.В.* Турбулентный режим области D зимой 1983–1984 гг. // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 26. № 5. С. 714–717. 1986.
- *Медведева И.В., Ратовский К.Г.* Сравнительный анализ атмосферной и ионосферной изменчивости по измерениям температуры области мезопаузы и максимума электронной концентрации NmF2 // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 57. № 2. С. 236–248. 2017.
- *Перминов В.И., Семенов А.И., Медведева И.В., Перцев Н.Н.* Изменчивость температуры в области мезопаузы по наблюдениям гидроксильного излучения на средних широтах // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 54. № 2. С. 246–256. 2014.
- *Сомсиков В.М.* Солнечный терминатор и динамические явления в атмосфере (обзор) // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 51. № 6. С. 723–735. 2011.
- *Толмачева А.В., Григорьев Г.И., Бахметьева Н.В.* Вариации параметров верхней атмосферы, полученные методом искусственных периодических неоднородностей плазмы // Хим. физика. Т. 32. № 9. С. 89–96. 2013.
- *Хайнс К.О.* Атмосферные гравитационные волны / Термосферная циркуляция. Ред. Уэбб У. М.: Мир. С. 85–99. 1975.
- *Ханьян А.А.* Вертикальная структура ветра и турбулентности в нижней термосфере средних широт / Исследование динамических процессов в верхней атмосфере. Ред. Лысенко И.А. М.: Гидрометеиздат, С. 59–63. 1985.
- *Bakhmetieva N.V., Bubukina V.N., Vyakhirev V.D., Grigoriev G.I., Kalinina E.A., Tolmacheva A.V.* The Results of Comparison of Vertical Motion Velocity and Neutral Atmosphere Temperature at the Lower Thermosphere Heights / Proc. 5th V Intern. Conference / Atmosphere, Ionosphere, Safety. Kaliningrad, Russia, June 19–25 2016. P. 197–202. 2016.
- *Bakhmetieva N.V., Vyakhirev V.D., Kalinina E.E., Komrakov G.P.* Earth's Lower Ionosphere during Partial Solar Eclipses According to Observations near Nizhny Novgorod // Geomagn. Aeronomy. V. 57. № 1. P. 58–71. 2017a.
- *Bakhmetieva N.V., Bubukina V.N., Vyakhirev V.D., Grigoriev G.I., Kalinina E.E., Tolmacheva A.V.* The Results of Comparison of Vertical Motion Velocity and Neutral Atmosphere Temperature at the Lower Thermosphere Heights // Russ. J. Phys. Chem. B. V. 11. № 6. P. 1017–1023. 2017b.
- *Bakhmet'eva N.V., Grigoriev G.I., Tolmacheva A.V., Kalinina E.E.* Atmospheric Turbulence and Internal Gravity Waves Examined by the Method of Artificial Periodic Irregularities // Russ. J. Phys. Chem. B. V. 12 № 3. P. 510–521. 2018.
- *Belikovich V.V., Benediktov E.A., Tolmacheva A.V., Bakhmet'eva N.V.* Ionospheric Research by Means of Artificial Periodic Irregularities — Copernicus GmbH, Katlenburg-Lindau, Germany, 160 p. 2002.
- *Danilov A.D., Kalgin U.A., Pokhunkov A.A.* Variation of the turbopause level in the polar regions // Space Research XIX (83). P. 173–176. 1979.
- *Fritts D.C., Alexander M.J.* Gravity waves dynamics and effects in the middle atmosphere // Rev. Geophys. V. 41. № 1. 2003.
<https://doi.org/10.1029/2001RG000106>
- *Hocking W.K.* Dynamical coupling processes between the middle atmosphere and lower ionosphere // J. Atmos. Terr. Phys. 1996. V. 58. № 6. P. 735–752.
- *Kagan L.M., Bakhmet'eva N.V., Belikovich V.V., Tolmacheva A.V.* Structure and dynamics of sporadic layers of ionization in the ionospheric E region // Radio Sci. V. 37. № 6. P. 1106–1123. 2002.
- *Kirkwood S.* Seasonal and tidal variations of neutral temperatures and densities in the high latitude lower thermosphere measured by EISCAT // J. Atmos. Terr. Phys. V. 58. № 6. P. 735–752. 1996.

- *Mathews J.D.* Sporadic E: current views and recent progress // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* V. 60. № 4. P. 413–435. 1998.
- *Offermann D., Jarisch M., Oberheide J., Gusev O., Wohltmann I., Russel III J.M., Mlynczak M.G.* Global wave activity from upper stratosphere to lower thermosphere: A new turbopause concept // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* V. 68. № 15. P. 1709–1729. 2006.
- *Schlegel K., Brekke A., Haug A.* Some characteristics of the quiet polar D-region and mesosphere obtained with the partial reflection method // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 40. № 2. P. 205–213. 1977.
- *Tolmacheva A.V., Grigoriev G.I., Bakhmetieva N.V.* The Variations of the Atmospheric Parameters on Measurements Using the Artificial Periodic Irregularities of Plasma // *Russ. J. Phys. Chem. B.* V. 7. № 5 P. 663–669. 2013.
- *Tolmacheva A.V., Bakhmetieva N.V., Grigoriev G.I., Kalinina E.E.* The main results of the long-term measurements of the neutral atmosphere parameters by the artificial periodic irregularities techniques // *Adv. Space Res.* V. 56. № 6. P. 1185–1193. 2015.
- *Tolmacheva A.V., Bakhmetieva N.V., Grigoriev G.I., Egerev M.N.* Turbopause Range Measured by the Method of the Artificial Periodic Irregularities // *Adv. Space Res.* 2019. V. 64. № 2. P. 1968–1974.
- *Vlasov M.N., Kelley M.C.* Specific features of eddy turbulence in the turbopause region // *Ann. Geophys.* 2014. V. 32. P. 431–442.
- *Whitehead J.D.* Recent work on mid-latitude and equatorial sporadic-E // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 51. № 5. P. 401–424. 1989.