

УДК 550.388.2+551.594

## ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕЗОСФЕРНОГО ОЗОНА ПРИ ВОЗМУЩЕНИИ ИОНОСФЕРЫ ИЗЛУЧЕНИЕМ СТЕНДА «СУРА» С ОДНОВРЕМЕННОЙ ДИАГНОСТИКОЙ ИОНОСФЕРНОЙ ПЛАЗМЫ

А. Ф. Андрианов<sup>1</sup>, Н. В. Бахметьева<sup>2\*</sup>, В. Д. Вяхирев<sup>2</sup>, Е. Е. Калинина<sup>3</sup>,  
А. А. Красильников<sup>1</sup>, Ю. Ю. Куликов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт прикладной физики РАН;

<sup>2</sup> Научно-исследовательский радиофизический институт ННГУ им. Н. И. Лобачевского;

<sup>3</sup> Нижегородский госуниверситет им. Н. И. Лобачевского, г. Нижний Новгород, Россия

Представлены результаты микроволновых наблюдений излучения атмосферы в линии озона при возмущении ионосферы мощным высокочастотным радиоизлучением стенда «Сура» в сентябре 2016 года. Измерение спектра излучения атмосферы в линии озона проводилось методом наземной микроволновой радиометрии. Одновременно осуществлялась диагностика состояния нижней ионосферы в интервале высот 50÷130 км методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы. Наблюдалось уменьшение интенсивности микроволнового излучения атмосферы в линии озона. Результаты измерений амплитуды и фазы сигнала, рассеянного искусственными периодическими неоднородностями, продемонстрировали возмущение параметров нижней ионосферы во время воздействия на неё высокочастотным излучением.

### ВВЕДЕНИЕ

Исследование газового состава атмосферы Земли, в том числе на мезосферных высотах 50÷90 км, много лет продолжает оставаться актуальным. С точки зрения физики ионосферы эта область является нижней ионосферой и называется областью *D*. Концентрация нейтральных частиц в ней на порядки величины превышает концентрацию ионов и электронов. Ионизация области *D* происходит только в дневное время суток и не превышает  $10^3 \text{ см}^{-3}$ . Источниками этой ионизации являются излучение интенсивной солнечной линии Лайман- $\alpha$ , жёсткое рентгеновское излучение Солнца и галактические космические лучи, ультрафиолет и др. [1], при этом на разных высотах преобладают разные источники ионизации. Также область *D* реагирует на солнечные вспышки, геомагнитную активность и техногенные возмущения разного рода.

Плазма на мезосферных высотах (в *D*-области ионосферы) содержит электроны, положительные и отрицательные ионы и ионы-связки — кластерные гидратированные ионы, которые возникают в результате ионизационных, обменных и рекомбинационных процессов [1]. Содержание электронов в этой области влияет на поглощение коротких радиоволн и распространение сверхдлинных радиоволн, при этом электронная концентрация в *D*-области является крайне изменчивой даже в спокойных гелиогеофизических условиях [2]. Ещё одной важной особенностью области *D* является существование отрицательных ионов, концентрация которых на высотах ниже 70 км превышает концентрацию электронов. Состав нейтральных частиц на высотах 50÷90 км достаточно сложен и включает много малых составляющих, которые могут влиять на рекомбинационные процессы. При оценке этого влияния в области *D* озон рассматривается как фактор, способствующий образованию стабильных отрицательных ионов [2, 3].

Одной из важнейших проблем физики средней атмосферы является изучение зависимости высотного распределения концентрации озона от состояния ионосферы на мезосферных высотах.

\* nv\_bakhm@nirfi.unn.ru

Приведём несколько работ, в которых изучалось поведение концентрации мезосферного озона при разного рода возмущениях в земной атмосфере: во время протонных событий 28 октября 2003 года [4], во время полного солнечного затмения 29 марта 2006 года [5], в периоды стратосферных потеплений [6]. В работе [7] исследовалась связь между естественными изменениями полного электронного содержания (ПЭС) в ионосфере и содержанием мезосферного озона в области высот 57÷79 км. По результатам ракетных измерений электронной концентрации в  $D$ -области на станции «Волгоград» и сопоставления их с данными одновременных измерений концентрации озона с искусственного спутника Земли SME найдена значимая корреляция между этими параметрами на высотах 52÷60 км днём и 80 км ночью [8].

Кроме исследования естественных факторов, которые определяют содержание озона в мезосфере, в настоящее время проводится изучение техногенного влияния на озон. Для этого применяются, в том числе, методы искусственного воздействия на ионосферу Земли мощным коротковолновым радиоизлучением. Одной из задач является обнаружение возможного влияния этого воздействия на концентрацию мезосферного озона. Эксперименты такого рода были начаты на стенде «Сура» в 2008 году. В результате было обнаружено новое физическое явление — уменьшение интенсивности микроволнового излучения атмосферы в линии озона (рабочая частота 110,8 ГГц) при модификации нижней ионосферы. При эффективной мощности излучения стенда «Сура» порядка 100 МВт это уменьшение интенсивности составило около 10% [9]. В этих наблюдениях использовался микроволновой спектрометр [10]. В последующие годы эксперименты были продолжены, их результаты отражены в работах [11, 12]. Методика расчёта высотного профиля концентрации озона по измеренным спектрам с использованием модельных высотных профилей озона, температуры и давления [13, 14] содержится в работах [4, 15].

В данной работе представлены результаты микроволновых наблюдений озона, которые были выполнены на стенде «Сура» 30 сентября 2016 года. В отличие от работ [9, 11, 12], в этих экспериментах, наряду с озонными измерениями, проводилась диагностика нижней ионосферы методом создания и локализации искусственных периодических неоднородностей ионосферной плазмы [16, 17]. Исследование состояния нижней ионосферы этим методом проводилось 27–28 сентября (это контрольные дни без дополнительного 30-минутного нагрева) и в период микроволновых наблюдений озона с возмущением ионосферы 30 сентября.

## 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование реакции высотного распределения мезосферного озона на высокочастотный нагрев проводилось методом микроволновой наземной радиометрии с целью измерения спектра излучения атмосферы в линии озона [9, 11, 12] и методом создания искусственных периодических неоднородностей для диагностики состояния нижней ионосферы. Первые результаты этих исследований приведены в работе [18]. Для анализа состояния ионосферы и выбора частот излучения нагревного стенда и диагностической установки для исследования нижней ионосферы методом создания искусственных периодических неоднородностей использовались данные вертикального зондирования с помощью ионозондов DPS-4 (ИЗМИРАН) в г. Троицке (55,49° с. ш.; 37,29° в. д.) и SADI (НИРФИ ННГУ) в п. Васильсурск Нижегородской области (56,1° с. ш.; 46,1° в. д.).

### 1.1. Метод микроволновой радиометрии

Метод микроволновой наземной радиометрии основан на измерениях вращательных спектров излучения малых газовых составляющих (в данном случае озона) в диапазонах миллиметровых и субмиллиметровых волн. Микроволновые наблюдения слабо зависят от погодных условий

и наличия в атмосфере аэрозолей, что является преимуществом по сравнению с наблюдениями в оптическом и инфракрасном диапазонах длин волн. Кроме того, микроволновые наблюдения озона могут выполняться круглосуточно. В последнее десятилетие удалось достичь определённых успехов на пути создания мобильных микроволновых спектрометров [10, 15], что позволило эффективно выполнять наблюдения в сложных экспедиционных условиях.

Микроволновый озонметр состоит из гетеродинного неохлаждаемого приёмника, настроенного на фиксированную частоту 110836,04 МГц (длина волны  $\lambda \approx 2,7$  мм), которая соответствует переходу между вращательными уровнями молекулы озона  $O_3$  с квантовыми числами  $J = 6_{0,6} - 6_{1,5}$ , и многоканального анализатора спектра. На входе приёмника находится модуль, который включает в себя антенну (скалярный рупор) и коммутатор для калибровки интенсивности принимаемого атмосферного излучения в линии озона. Ширина диаграммы направленности рупорной антенны по уровню 3 дБ составляет  $5,4^\circ$ . Однополосная шумовая температура приёмника 2500 К, режим приёма в одной полосе обеспечивается запредельным фильтром с прямыми потерями 0,5 дБ и подавлением зеркального канала более 20 дБ. Анализатор спектра состоит из 31 фильтра с полосой пропускания от 1 до 10 МГц и полной полосой анализа 240 МГц.

Параметры прибора позволяют измерять за 15 мин спектр линии излучения озона с точностью порядка  $1 \div 2\%$ . Измерения спектров теплового излучения атмосферы выполняются методом калибровки по двум «чёрнотельным» эталонам, которые находятся при температуре кипения жидкого азота и при температуре окружающего воздуха.

Информация о концентрации  $O_3$  содержится в измеряемом спектре интегрального радиоизлучения средней атмосферы. С помощью инверсии измеряемых спектров можно получить данные о вертикальном распределении концентрации озона в атмосфере. Определение высотного профиля озона в интервале высот  $20 \div 60$  км по измеренному спектру выполняется по методике, которая описана в работе [15]. Критерием правильности решения обратной задачи является наилучшее соответствие спектральной линии озона, рассчитанной по восстановленному профилю его концентрации, с исходным экспериментальным спектром. Процедура заключается в том, чтобы добиться минимального отличия расчётного спектра озона  $\Delta\tau_{O_3}^C(\nu_j)$  от экспериментального спектра  $\Delta\tau_{O_3}^E(\nu_j)$ . Здесь  $\tau$  — оптическая толщина, связанная с озоном,  $\nu_j$ ,  $j = 1, \dots, 31$  — номер спектрального канала. Для оценки расчётного спектра  $\Delta\tau_{O_3}^C(\nu_j)$  использовались модельные зависимости концентрации озона [13], давления и температуры [14] от высоты. Реально процедура «подгонки» заканчивается при выполнении условия

$$\Sigma[\Delta\tau_{O_3}^C(\nu_j) - \Delta\tau_{O_3}^E(\nu_j)]^2 \leq \Sigma\delta[\Delta\tau_{O_3}^E(\nu_j)],$$

где правая часть представляет собой сумму среднеквадратических ошибок измерения  $\Delta\tau_{O_3}^E(\nu_j)$  по спектральным каналам озонметра. Погрешность определения вертикального распределения концентрации озона по его спектрам, измеренным микроволновым озонметром в спокойной средней атмосфере, не превышает 10%. Получено хорошее согласие результатов наблюдений с помощью микроволнового озонметра с данными озонзондов и с данными бортовых измерений профиля концентрации  $O_3$ .

Микроволновые измерения спектров излучения озона средней атмосферы на рабочей частоте 110836,04 МГц проводились с временем накопления 15 мин. Возмущение (нагрев) ионосферы проводилось 30 сентября 2016 года излучением в зенит с эффективной мощностью около 100 МВт необыкновенной радиоволны на частоте 4,7 МГц с 10:01 до 15:01 MSK в режиме 30 мин — нагрев, 30 мин — пауза. Впервые в озонных экспериментах с нагревом ионосферы во время паузы в работе стенда и в контрольные дни 27 и 28 сентября 2016 года проводилась диагностика ионосферной плазмы и нейтральной атмосферы на высотах  $50 \div 130$  км методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы [16, 17]. Частота

мощного излучения для создания и локации неоднородностей в контрольные дни, как и во время озонных измерений, составляла 4,7 МГц.

## 1.2. Метод, основанный на создании искусственных периодических неоднородностей ионосферной плазмы

Искусственные периодические неоднородности впервые были обнаружены в 1975 году в экспериментах по изучению влияния мощного радиоизлучения на пробные радиоволны, отражённые от  $F$ -области ионосферы [19]. В последующих экспериментах было доказано, что искусственные периодические неоднородности формируются в поле мощной стоячей радиоволны, возникающей вследствие интерференции падающей на ионосферу и отражённой от неё радиоволн, в диапазоне высот от начала области  $D$  (50÷60 км) до высоты отражения мощной радиоволны. В области  $D$  неоднородности образуются вследствие температурной зависимости коэффициента прилипания электронов к молекулам кислорода при тройных соударениях [16, 17]. В области  $E$  периодические неоднородности создаются под действием избыточного давления электронного газа, нагретого в пучностях стоячей волны. В результате неравномерного нагрева электронного газа образуется периодическая структура температуры и, как следствие, концентрации плазмы с пространственным периодом, равным половине длины мощной радиоволны в плазме. Синфазное сложение волн, рассеянных всеми неоднородностями в структуре, обеспечивает резонансный характер рассеяния. Исследование периодической структуры проводится путём локации её пробной радиоволной. В случае, когда нагревный стенд и локационная установка расположены в одном пункте, условие синфазного сложения волн обеспечивается выполнением равенства длин нагревной и пробной (зондирующей) радиоволн [16, 17]. В настоящее время опубликовано большое количество результатов экспериментальных исследований характеристик нейтральной и плазменной составляющих ионосферы указанным методом, некоторые из них представлены в работах [20–27].

В последние годы для создания и локации периодических неоднородностей используется нагревный стенд «Сура», передатчики которого работают для этой цели, как правило, на частотах 4,7 и 5,6 МГц, а для регистрации рассеянного сигнала используется приёмная часть установки частичных отражений. Каждый цикл измерений составляет 15 с, из которых в течение 3 с происходит воздействие на ионосферу с созданием периодических неоднородностей, а в последующие 12 с стенд переключается в режим импульсного локатора, излучая пробные радиоволны той же частоты и поляризации. Создание неоднородностей осуществляется необыкновенной волной, для приёма рассеянного сигнала выделяется волна той же поляризации. Регистрация сигнала, рассеянного искусственными периодическими неоднородностями на стадии их релаксации, осуществляется путём локации возмущённой области импульсами с длительностью 30 мкс с частотой повторения 50 Гц. Рассеянные искусственными неоднородностями сигналы усиливаются приёмником с полосой пропускания 70 кГц, оцифровываются 12-разрядным аналого-цифровым преобразователем и в виде квадратурных компонент регистрируются в интервале действующих высот 0÷750 км с шагом по высоте 0,7 или 1,4 км. В результате получают высотные профили амплитуды и фазы рассеянного сигнала. По уменьшению амплитуды рассеянного сигнала в  $e$  раз определяется время релаксации искусственных неоднородностей после окончания нагрева, а изменение фазы сигнала определяет скорость вертикального движения плазмы [16, 17].

Комбинация двух методов для исследования спектра излучения атмосферы в линии озона при искусственном возмущении ионосферы высокочастотным радиоизлучением стенда «Сура» была впервые реализована в эксперименте в сентябре 2016 года.

### 1.3. Космическая погода в период проведения эксперимента

Последние дни сентября 2016 года были отмечены умеренной геомагнитной возмущённостью, геомагнитный индекс  $K$  изменялся от 3 до 5 единиц, что соответствует состояниям малой и слабой геомагнитной бури. Отметим, что при анализе космической погоды использованы значения локального индекса  $K$ , который показывает отклонение магнитного поля Земли от спокойного состояния в течение каждого трёхчасового интервала мирового времени и вычисляется по данным конкретной обсерватории. Значения индекса  $K$ , приведённые в статье, взяты с сайта ИЗМИРАН [28].

Согласно этим данным, 30 сентября 2016 года, когда проводились озонные измерения, индекс  $K$  был равен  $K = 3$  с 10:00 до 12:00 MSK, после чего вырос до  $K = 4$  и сохранял это значение до 21:00 MSK. В те же часы 27 сентября 2016 года, в течение дня, который мы взяли в качестве контрольного, индекс  $K$  был равен  $K = 3$  с 10:00 до 15:00 MSK, после чего вырос до  $K = 5$ . Из приведённых данных следует, что в оба указанных дня в период с 10:00 до 12:00 MSK возмущённость геомагнитного поля на станции ИЗМИРАН, наиболее близкой к нам, была одинакова ( $K = 3$ ), отличаясь на 1 в другое время. Это даёт нам основание считать 27 сентября контрольным днём. По классификации геомагнитной возмущённости значения  $K = 2\div 3$  характеризуют слабые возмущения,  $K = 4$  и более — возмущённое состояние геомагнитного поля.

Критические частоты слоя  $F_2$  в период наблюдений изменялись от 4,7 до 6,5 МГц. Критическая частота области  $E$  достигала в околополуденные часы значений 2,5÷3,0 МГц. В сутки озонных измерений 30 сентября 2016 года практически весь день на высоте около 100 км наблюдался хорошо развитый полупрозрачный спорадический слой  $E_s$  с критической частотой 4÷5 МГц. Интенсивность сигнала от спорадического слоя  $E_s$  возрастала к концу наблюдений. Отметим, что чем плотнее слой  $E_s$ , тем более интенсивные неоднородности образуются на высотах ниже этого слоя, т. е. в  $D$ -области ионосферы.

## 2. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕЗОСФЕРНОГО ОЗОНА

Микроволновые измерения спектра атмосферы в линии озона показали, что, как и в предыдущих нагревных экспериментах с озонными измерениями [9, 11, 12], изменения интенсивности излучения коррелируют с периодом работы стенда «Сура».

### 2.1. Изменения спектра излучения атмосферы в линии озона

В эксперименте наблюдалось, что при каждом включении нагревного стенда интенсивность измеряемого излучения атмосферы в линии озона на частоте 110836,04 МГц уменьшалась. На рис. 1 приведён усреднённый спектр атмосферной линии озона во время нагрева (красные метки) и в паузах между сеансами воздействия на ионосферу (синие метки). Интенсивность спектра выражена в единицах оптической толщины. Представленные спектры получены для интервала высот 20÷60 км усреднением по трём сеансам нагрева и паузы, начиная с 11:01 MSK. Для наглядности частотная ось для спектра, полученного во время нагрева, смещена вправо на 100 МГц. Вертикальными отрезками показано среднеквадратичное отклонение при вычислении усреднённого спектра. Основным результатом измерений является регистрация уменьшения во время нагрева интенсивности излучения атмосферы в линии озона в среднем на  $(7 \pm 1)\%$  относительно интенсивности излучения во время паузы в работе стенда. Для отдельных сеансов это уменьшение составляло 9%. При этом снижение концентрации озона на высоте 60 км равнялось 19%.

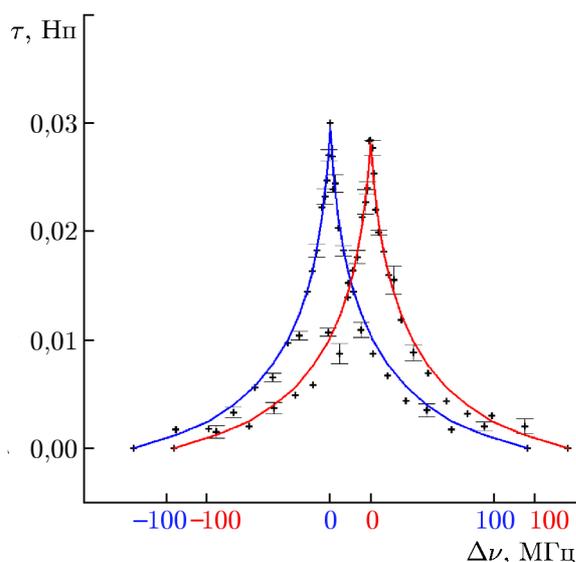


Рис. 1. Спектр излучения атмосферы в линии озона, полученный 30 сентября 2016 года во время сеансов длительного нагрева (красные метки) и в паузах между сеансами (синие метки) в зависимости от величины отстройки от рабочей частоты озонметра 110836,04 МГц. Для наглядности частотная ось для нагревного спектра смещена вправо на 100 МГц. Сплошными кривыми (красной и синей) показаны спектры, рассчитанные по вертикальным распределениям озона во время нагрева и паузы в работе стенда

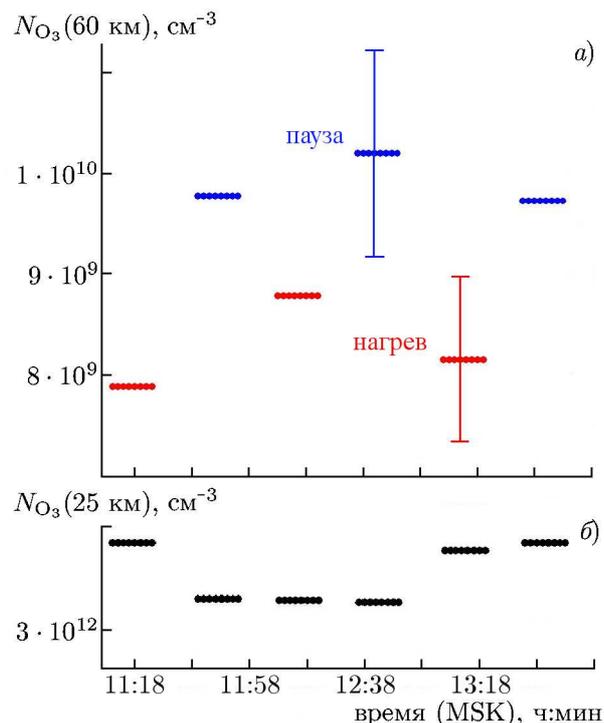


Рис. 2. Усреднённые за сеансы нагрева и паузы вариации концентрации мезосферного озона (высота 60 км, панель *a*) и стратосферного озона (высота 25 км, панель *б*) 30.09.2016. Красными линиями показаны вариации концентрации  $O_3$ , усреднённые для каждого из трёх сеансов длительного нагрева; синими линиями — за время пауз в работе стенда. Вертикальными линиями на верхней панели указана неопределённость 10%

Сплошными кривыми (красной и синей) на рис. 1 изображены спектры, рассчитанные по вертикальным распределениям озона во время нагрева и паузы. Вертикальные профили озона, в свою очередь, определялись по измеренным спектрам по методике, подробно изложенной в работах [5, 15]. Величины общего содержания озона в единицах Добсона в столбе атмосферы в интервале высот от 22 до 60 км следующие:  $X = (143,8 \pm 2,1)$  е. Д. для паузы в работе стенда и  $X = (142,6 \pm 2,3)$  е. Д. для периодов нагрева. Величины  $X$  получены из оценки вертикального распределения озона для каждого измеренного спектра. Видно, что значения  $X$  для возмущённого и невозмущённого состояний мало отличаются друг от друга. Это свидетельствует о том, что в периоды измерений содержание озона определялось, в основном, невозмущённой стратосферой (до 50 км), в которой содержится основное, по сравнению с мезосферой, количество озона. Известно, что содержание озона в мезосфере составляет несколько единиц Добсона, а содержание озона в слое 22÷60 км — порядка 140 е. Д.

Отметим, что относительная величина уменьшения интенсивности линии озона при нагреве ионосферы невелика и в некоторых случаях сопоставима с погрешностью измерений. Это, вероятно, связано с не самыми благоприятными условиями проведения эксперимента, во многом обусловленными тропосферным ослаблением. Тропосферное ослабление радиосигнала во время измерений в среднем изменялось от 0,3861 до 0,4418 Нп при переходе от паузы к сеансам нагрева ( $1 \text{ Нп} = 20 \log_{10} e \text{ дБ}$ ). Это означает, что постепенно росло количество водяного пара в тропосфе-

ре. Укажем, что величина тропосферного ослабления определяется содержанием водяного пара и кислорода в тропосфере и прямого отношения к искусственному возмущению ионосферы не имеет. Во время измерения спектра озона средней атмосферы величина тропосферного ослабления может быть любой. Величины ослабления определяются по измеренным яркостным температурам по спектральным каналам. Для определения тропосферного ослабления используется канал, который наиболее удалён от канала с резонансом линии озона. Измерения спектра проводились 30 сентября, а в это время содержание водяного пара могло сильно изменяться. Во время нагрева содержание осаждённой воды составило 24 мм, а в паузе 20 мм. Эти оценки осаждённой воды сделаны по измеренным величинам тропосферного ослабления и показывают, что содержание водяного пара (осаждённой воды) увеличилось на 4 мм. В средних широтах такая величина соответствует содержанию водяного пара в январе. Понятно, что при большом количестве водяного пара возрастает среднеквадратичная ошибка измеренных спектров излучения озона.

Усреднённые за сеансы нагрева и паузы вариации концентрации мезосферного озона (высота 60 км) представлены на рис. 2а, стратосферного озона (высота 25 км) — на рис. 2б. Красными линиями показаны вариации концентрации  $O_3$  (высота 60 км) по трём сеансам модификации ионосферы; синими линиями — концентрации  $O_3$  на той же высоте во время пауз в работе стенда. Вертикальными линиями на рис. 1б указана неопределённость 10% в оценке концентрации озона на высоте 60 км. Среднее превышение концентрации озона в паузах над концентрацией озона при нагреве составляет  $1,19 \pm 0,02$ . На рис. 2б чёрными линиями показаны вариации концентрации  $O_3$  в стратосфере в это же время. Величина изменений концентрации составила менее 10%, что характеризует естественную изменчивость стратосферного озона.

### 3. ДИАГНОСТИКА НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЫ МЕТОДОМ ИСКУССТВЕННЫХ ПЕРИОДИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Диагностика состояния нижней ионосферы методом создания и локации искусственных периодических неоднородностей позволяет определять параметры ионизованной и нейтральной компонент среды на высотах мезосферы и нижней термосферы. На основе измерения амплитуды и фазы рассеянного сигнала можно определять скорость движения среды, температуру и плотность нейтральной компоненты, электронную концентрацию, некоторые параметры спорадического слоя  $E_s$  и другие характеристики областей ионосферы  $D$  и  $E$  [16, 17]. Рассмотрим вариации характеристик рассеянного сигнала и некоторых параметров нижней ионосферы в период озоновых измерений и в контрольные дни.

#### 3.1. Вариации характеристик рассеянного сигнала

На рис. 3 приведена характерная высотно-временная зависимость амплитуды сигнала, рассеянного искусственными периодическими неоднородностями, полученная 27 сентября 2016 года в сеансе 13:10:15 MSK. На нём отображены сигналы, рассеянные неоднородностями области  $D$  (интервал высот  $55 \div 85$  км), сигналы, рассеянные неоднородностями области  $E$  (интервал высот  $85 \div 140$  км), сигнал от спорадического слоя  $E_s$  (интервал высот  $90 \div 100$  км), а в конце сеанса регистрации — характерный сигнал, рассеянный метеорным следом. Такие сигналы регистрировались в течение всего периода наблюдений. По уменьшению амплитуды в  $e$  раз определялось время релаксации рассеянного сигнала. В области  $E$  релаксация неоднородностей обусловлена

амбиполярной диффузией с характерным временем

$$\tau_r = \frac{1}{K^2 D} = \frac{M \nu_{im}}{\kappa (T_{e0} + T_{i0}) K^2},$$

где  $\kappa$  — постоянная Больцмана,  $K = 4\pi/\lambda$  — волновое число стоячей волны,  $\lambda = \lambda_0/n$  — длина волны в среде,  $D$  — коэффициент ambiполярной диффузии,  $M_i$  — молекулярная масса ионов,  $T_{e0}$  и  $T_{i0}$  — фоновые (невозмущенные) температуры электронов и ионов соответственно,  $\nu_{im}$  — частота столкновений ионов с молекулами. Выражение для времени релаксации лежит в основе определения большинства параметров нижней ионосферы [16, 17]. На рис. 4 представлены высотные зависимости времени релаксации (слева) и амплитуды рассеянного сигнала (справа) для контрольного дня 27 сентября в сеансе с продолжительностью 30 мин с началом в 13:45:00 MSK (а) и для дня озонных измерений 30 сентября в сеансе с началом в 13:50:04 MSK (б). Тонкими линиями и точками на графиках показаны результаты измерений амплитуды  $A$  и определённого по ней времени релаксации  $\tau_r$ , полученные в каждом сеансе измерений с длительностью 12 с, кривые отражают среднюю за 30 мин величину измеряемого параметра на каждой высоте. Графики амплитуды и времени релаксации для удобства построены в условных единицах: время релаксации умножено на 2, а амплитуда — на некоторый коэффициент для того, чтобы они соответствовали одной шкале. Это будет учитываться при анализе измеренных величин.

На рис. 4 видны основные отличия в характеристиках рассеянного сигнала в контрольные дни и в день озонных измерений с длительным (в течение 30 мин) воздействием на ионосферу. Отметим, что непосредственно во время длительного 30-минутного воздействия диагностика ионосферы методом создания и локализации искусственных периодических неоднородностей не проводилась, т. к. для возмущения ионосферы использовались все 3 передатчика стенда «Сура». В результате об эффективности нагрева нижней ионосферы можно было судить по отличиям параметров рассеянного сигнала, полученным в контрольные дни и в день длительного воздействия на ионосферу по данным измерений методом искусственных периодических неоднородностей в 30-минутных паузах между сеансами нагрева. Видно, что высотные профили как амплитуды, так и времени релаксации рассеянного сигнала в контрольный день и в день озонных измерений заметно различаются. Одним из отличий является более значительный разброс результатов единичных измерений амплитуды и времени релаксации рассеянного сигнала в интервале высот 60–130 км в день озонных измерений, чем в контрольный день 27 сентября. Видно, что 27 сентября профиль  $A(h)$  имеет два максимума на высотах 70 и 108 км, формируемых рассеянием на периодических неоднородностях областей  $D$  и  $E$  соответственно. В последнем случае максимум амплитуды сигнала наблюдается вблизи максимума электронной концентрации слоя  $E$ . Минимальное значение амплитуды сигнала достигается на высоте 82–83 км, где амплитуда приближается к уровню естественных помех. В некоторой окрестности высот вблизи указанного уровня искусственные периодические неоднородности не образуются вследствие роста концентрации атомарного кислорода, что в конечном результате приводит к прекращению образования неоднородностей, которое на этих высотах происходит за счет прилипания электронов [16,17]. На рис. 4б в высотном профиле

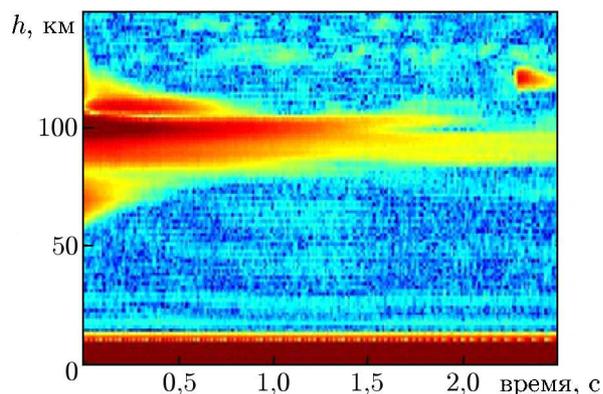


Рис. 3. Пример высотно-временной зависимости амплитуды сигнала, рассеянного искусственными периодическими неоднородностями ионосферной плазмы в контрольный день 27.09.2016 в сеансе с началом в 13:10:25 MSK (красный цвет соответствует большей амплитуде). Показаны сигналы, рассеянные искусственными неоднородностями в областях  $D$ ,  $E$  и в слое  $E_s$ , а также сигнал, рассеянный метеорным следом

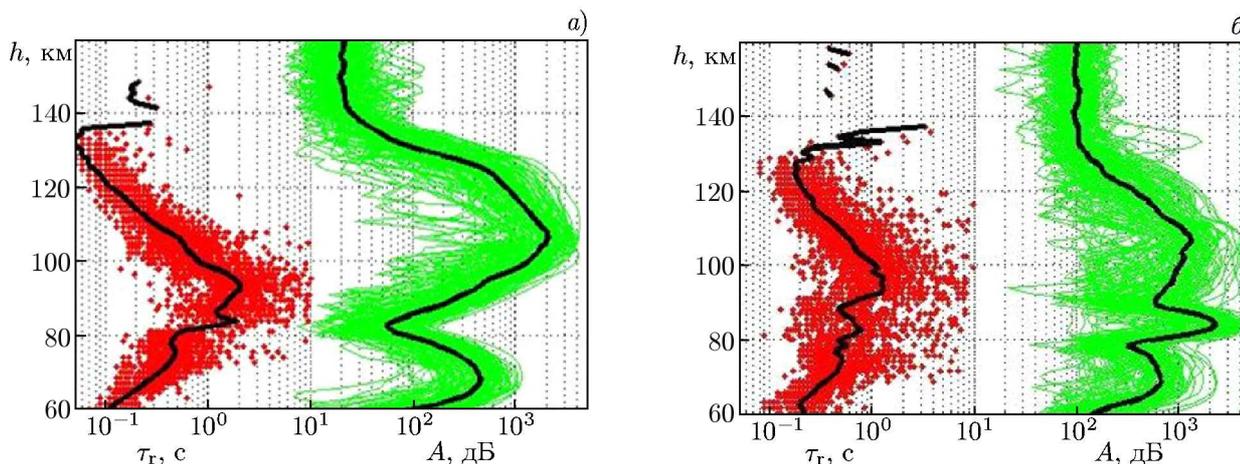


Рис. 4. Высотные зависимости времени релаксации (слева на рисунках) и амплитуды рассеянного сигнала (справа на рисунках) для контрольного дня 27 сентября в сеансе с продолжительностью 30 мин с началом в 13:45:00 MSK (а) и для дня озонных измерений 30 сентября в сеансе с началом в 13:50:04 MSK (б)

амплитуды на высоте около 85 км имеется локальный максимум, обусловленный существованием спорадического слоя  $E_s$ . Величина этого максимума амплитуды значительно превышает амплитуду рассеянного сигнала в области  $E$ . В нижней части области  $D$  амплитуда рассеянного сигнала в среднем меньше при длительном нагреве, чем в его отсутствие. В работах [16, 20] показано, что амплитуда рассеянного сигнала в нижней ионосфере пропорциональна невозмущённой концентрации электронов.

Высотные зависимости времени релаксации  $\tau_r$  рассеянного сигнала в этих сеансах также имеют выраженные отличия. Более изрезанный характер профиля  $\tau_r(h)$  на рис. 4б, более значительный разброс величины  $\tau_r$  на высотах 60÷120 км, рост усреднённых значений  $\tau_r$  практически на всех высотах, кроме высоты вблизи 85 км, отличает наблюдения после 30-минутного нагрева от наблюдений в контрольные дни. Уменьшение среднего времени релаксации на высоте около 95 км на рис. 4а и на высотах 97÷98 км на рис. 4б обусловлено влиянием турбулентности нейтральной компоненты [16, 17, 27]. Отметим также, что максимальная высота, на которой можно определить время релаксации, была около 135 км в контрольный день и на 10 км ниже в день озонных измерений.

На рис. 5а приведена высотно-временная зависимость амплитуды рассеянного сигнала за весь день озонных измерений 30 сентября 2016 года. Величина амплитуды представлена в яркостном виде в децибелах (масштаб отличается от рис. 4б). Красными вертикальными полосами на рис. 5а показаны 30-минутные интервалы воздействия на ионосферу излучением стенда «Сура» (первый сеанс нагрева — не полностью). Как правило, первая минута 30-минутного цикла (конец паузы, начало нагрева) отводилась для работы ионозонда САДИ. На рис. 5а отражены основные особенности высотно-временных вариаций амплитуды рассеянного сигнала в паузах при работе стенда «Сура». Отметим, что в таком представлении амплитуда сигнала усредняется за каждые 12 с его регистрации после 3 с, в первые доли секунды которых образуются искусственные периодические неоднородности. Видно, что в интервале высот 60÷85 км наблюдаются рассеянные сигналы в области  $D$ , амплитуда которых растёт с течением времени, интервал высот приёма этих сигналов также расширяется к концу наблюдений. В интервале высот 85÷95 км наблюдается устойчивый сигнал в течение всего дня. Нижняя граница этого интервала с течением времени снижается почти до 80 км. Амплитуда данного сигнала сопоставима с амплитудой рассеянного сигнала от области  $E$ . Можно полагать, что такие длительно существующие стабильные сигналы обеспечи-

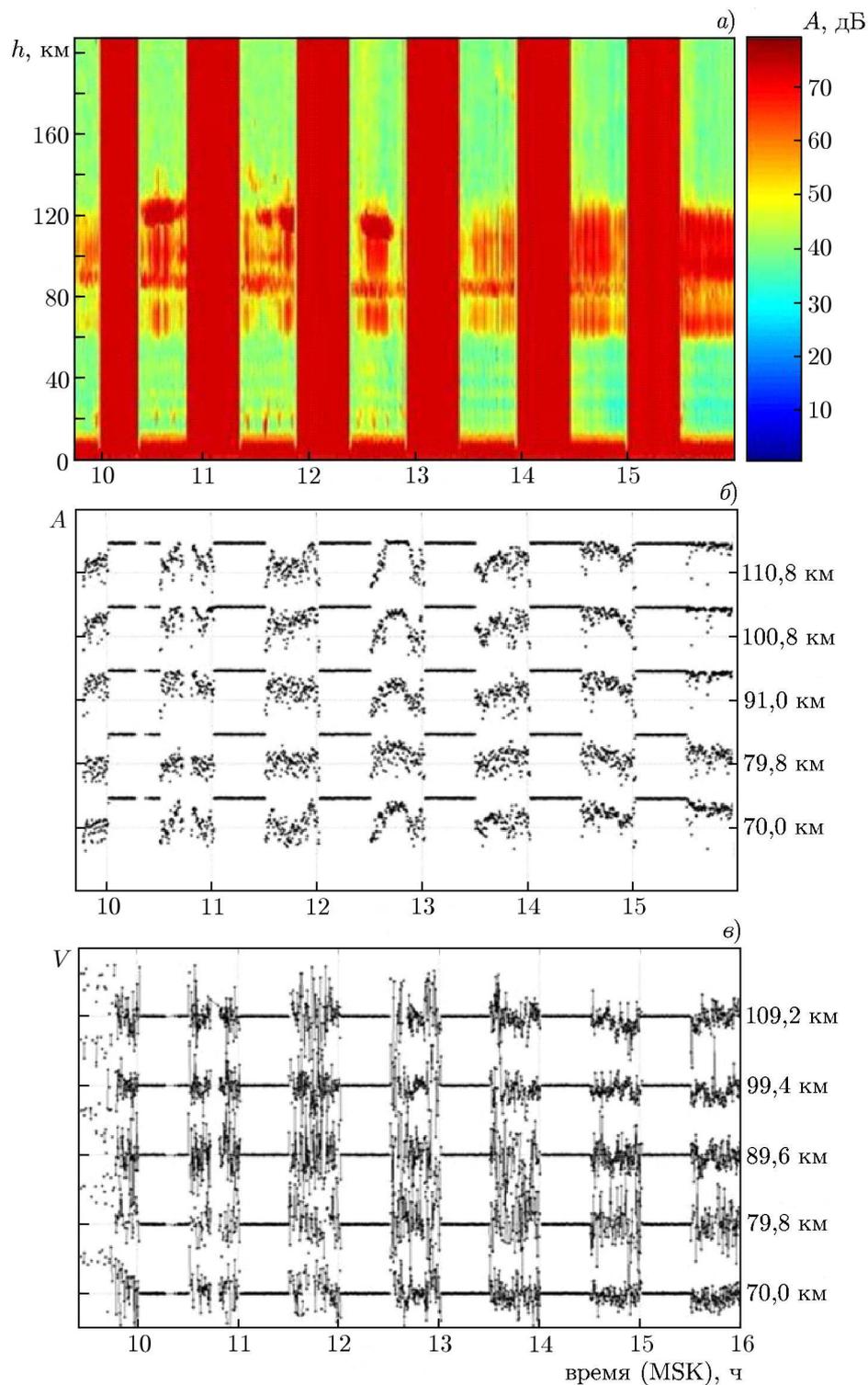


Рис. 5. Высотно-временная зависимость амплитуды рассеянного сигнала (в яркостном виде, панель а), временные зависимости амплитуды рассеянного сигнала (для пяти выделенных высот, панель б) и скорости вертикального движения среды (для пяти выделенных высот, панель в) за весь день озонных измерений 30.09.2016. Красными вертикальными полосами показаны 30-минутные интервалы нагрева, интервал изменений скорости от  $-10$  до  $+10$  м/с, положительные значения соответствуют движению вниз

ваются слоями ионизации, характерными для спорадического слоя  $E_s$ . Хотя, как правило, нижней границей образования слоя  $E_s$  является высота 90 км, такие низкие или, как их иногда называют, «подслойные» слои  $E_s$ , т. е. слои, образовавшиеся ниже высоты максимума регулярного слоя  $E$ , в наблюдениях встречаются довольно часто [21, 25, 26]. Они не регистрируются ионозондом, но доступны исследованиям методом частичных отражений и методом создания и локации искусственных периодических неоднородностей [16, 17, 25, 26]. На рис. 5а хорошо видно, что чем этот слой интенсивнее, тем больше амплитуда рассеянного сигнала в области  $D$ .

В интервале 90÷130 км наблюдается сигнал, рассеянный периодическими неоднородностями в области  $E$ , амплитуда которого в среднем растёт со временем. Три ярких «пятна» на высотах 115÷125 км после первого, второго и третьего сеансов длительного нагрева представляют собой сигналы, рассеянные периодическими неоднородностями слоя  $E_s$ , и по интенсивности выходят за пределы динамического диапазона приёмной аппаратуры. Отражение мощной волны от полупрозрачного слоя  $E_s$  с критической частотой 4,5 МГц при рабочей частоте 4,7 МГц привело к улучшению образования искусственных периодических неоднородностей в области  $D$ . После пятого сеанса длительного нагрева и до окончания наблюдений рассеянные сигналы от искусственных периодических неоднородностей в областях  $D$  и  $E$  возросли до максимального уровня, что было вызвано снижением высоты отражения мощной волны от слоя  $F_2$ .

На рис. 5б для пяти высот областей  $D$  и  $E$  приведено изменение амплитуды рассеянного сигнала во времени, а на рис. 5в — изменение во времени скорости вертикального движения среды. Горизонтальными линиями обозначены интервалы нагрева. Каждая точка на графиках рис. 5б, в получена с интервалом измерения 15 с. На рис. 5б видно, что амплитуда рассеянного сигнала испытывает значительные вариации во времени и имеет, как правило, меньшие значения сразу после нагрева, что, очевидно, связано с длительным воздействием на ионосферу. Скорость вертикального движения (см. рис. 5б) также испытывает глубокие вариации (от  $-10$  до  $+10$  м/с), постоянно изменяясь по направлению (отрицательные значения скорости соответствуют движению вверх) и по величине.

Таким образом, диагностика нижней ионосферы методом создания и локации искусственных периодических неоднородностей показала, что в день озонных измерений, когда возмущение ионосферы проводилось в течение сеансов нагрева с длительностью 30 мин, высотные профили амплитуды и времени релаксации сигнала, рассеянного искусственными периодическими неоднородностями, значимо отличались от измерений в контрольные дни. По окончании нагрева в первые минуты паузы амплитуда сигнала существенно меньше средних значений. По сравнению с днями наблюдений, когда длительного нагрева ионосферы не проводилось, наблюдался рост амплитуды сигнала в областях  $D$  и  $E$  к концу дня и снижение высоты образования искусственных неоднородностей до 55 км, хотя обычно они наблюдаются, начиная с высоты 65÷70 км. Это означает рост интенсивности неоднородностей электронной концентрации при воздействии на ионосферу и общее увеличение возмущённости нижней ионосферы. Также на указанных высотах имели место значительные вариации скорости вертикального движения среды.

### 3.2. Характеристики нейтральной компоненты

Метод исследования нижней ионосферы Земли на основе создания искусственных периодических неоднородностей позволяет определять такие характеристики её нейтральной составляющей на высотах 90÷120 км, как температура и плотность [16, 17, 24]. Непосредственное измерение фазы рассеянного сигнала даёт возможность найти скорость вертикального движения плазмы

$$V = \frac{\lambda}{4\pi} \frac{d\varphi}{dt} = \frac{c}{4\pi fn} \frac{\Delta\varphi}{\Delta t},$$

где  $f$  — частота пробной волны, равная частоте мощной радиоволны, создающей периодическую структуру,  $n$  — показатель преломления,  $\Delta\varphi/\Delta t$  — изменение фазы рассеянного сигнала со временем. Положительные значения скорости соответствуют движению вниз. Отметим, что на указанных высотах плазма является малой примесью и движется со скоростью нейтральной компоненты [29]. Поэтому измеренную скорость плазмы  $V$  можно считать скоростью вертикального движения нейтральной компоненты. На рис. 6а приведены результаты измерения вертикальной скорости  $V$  на мезосферных высотах 60; 66 и 70 км для контрольных измерений 27 сентября 2016 года. Каждая точка на графике получена усреднением значений скорости за интервал 5 мин. При таком подходе все колебания с периодом меньше интервала усреднения сглаживаются и не отражаются на рисунке. На рис. 6а отчётливо видны хорошо выраженные волнообразные вариации скорости с периодами 10; 15 и 30 мин. Волновые вариации параметров ионосферы и нейтральной атмосферы с такими периодами соответствуют распространению внутренних гравитационных волн (ВГВ). Размах средних вариаций скорости составил от 1,0 до 5,5 м/с, хотя в единичных измерениях (каждые 15 с) скорость изменялась от  $-10$  до  $+10$  м/с.

В работах по диагностике ионосферы методом искусственных периодических неоднородностей было показано, что в высотно-временных характеристиках нижней ионосферы и нейтральной атмосферы, определяемых по измерениям параметров сигналов, рассеянных неоднородностями, регулярно регистрируются атмосферные возмущения с параметрами, характерными для ВГВ [16, 17, 24, 26, 27]. Очевидно, что проявления атмосферных волн наблюдались и в день озонных измерений. На рис. 6б для четырёх мезосферных высот приведены вариации вертикальной скорости для измерений 30 сентября 2016 года в периоды пауз в работе нагревного стенда. Здесь полученные в каждом сеансе измерений значения скорости усреднены по интервалу 15 мин (каждой паузе соответствуют 2 точки на графике). Видно, что размах колебаний скорости по сравнению с контрольным днём в целом увеличился и, например, для высоты 60 км он составил более 8 м/с, для высот 66 и 75 км — около 4 м/с и для высоты 70 км — более 2 м/с. На рис. 6б также видно, что в этот день средние значения скорости в основном отрицательны, т. е. преимущественными движениями на мезосферных высотах были движения, направленные вверх. Отсутствие данных, получаемых методом создания и локализации искусственных периодических неоднородностей непосредственно во время 30-минутного воздействия на ионосферу (это обусловлено методикой проведения эксперимента с необходимостью использовать для нагрева все три передатчика стенда «Сура») не позволяет достоверно оценить параметры волн во время нагрева, т. к. в результате данные о параметрах сигнала и вертикальной скорости имеются только во время пауз в работе стенда (см. рис. 5б, в и рис. 6б). Отметим, что длительные сеансы нагрева использовались в работах [30–32] с целью исследования искусственных ВГВ и перемещающихся ионосферных возмущений, возбуждаемых при воздействии на ионосферу. Согласно этим исследованиям, при использовании в экспериментах режиме излучения мощной радиоволны (30 мин — нагрев, 30 мин — пауза) возбуждаются ВГВ с периодами от  $15\div 30$  до  $150\div 180$  мин. Нельзя исключить проявления искусственных ВГВ в колебаниях вертикальной скорости на рис. 6б.

Метод исследования ионосферы и нейтральной атмосферы, основанный на создании и локализации искусственных периодических неоднородностей, позволяет определять температуру нейтральной компоненты выше  $85\div 90$  км [16]. Это связано с влиянием на создаваемые неоднородности атмосферной турбулентности, в результате которой на меньших высотах время релаксации  $\tau_r$  уменьшается по сравнению с диффузионным временем (см. рис. 4). В контрольный день температура нейтральной компоненты определялась в интервале высот  $90\div 135$  км. На рис. 6в приведён график изменения температуры на высоте 100 км в контрольный день 27 сентября 2016 года. Из него видно, что в вариациях температуры присутствуют колебания практически тех же периодов, что и в вариациях вертикальной скорости. Значения температуры на высоте 100 км изменялись

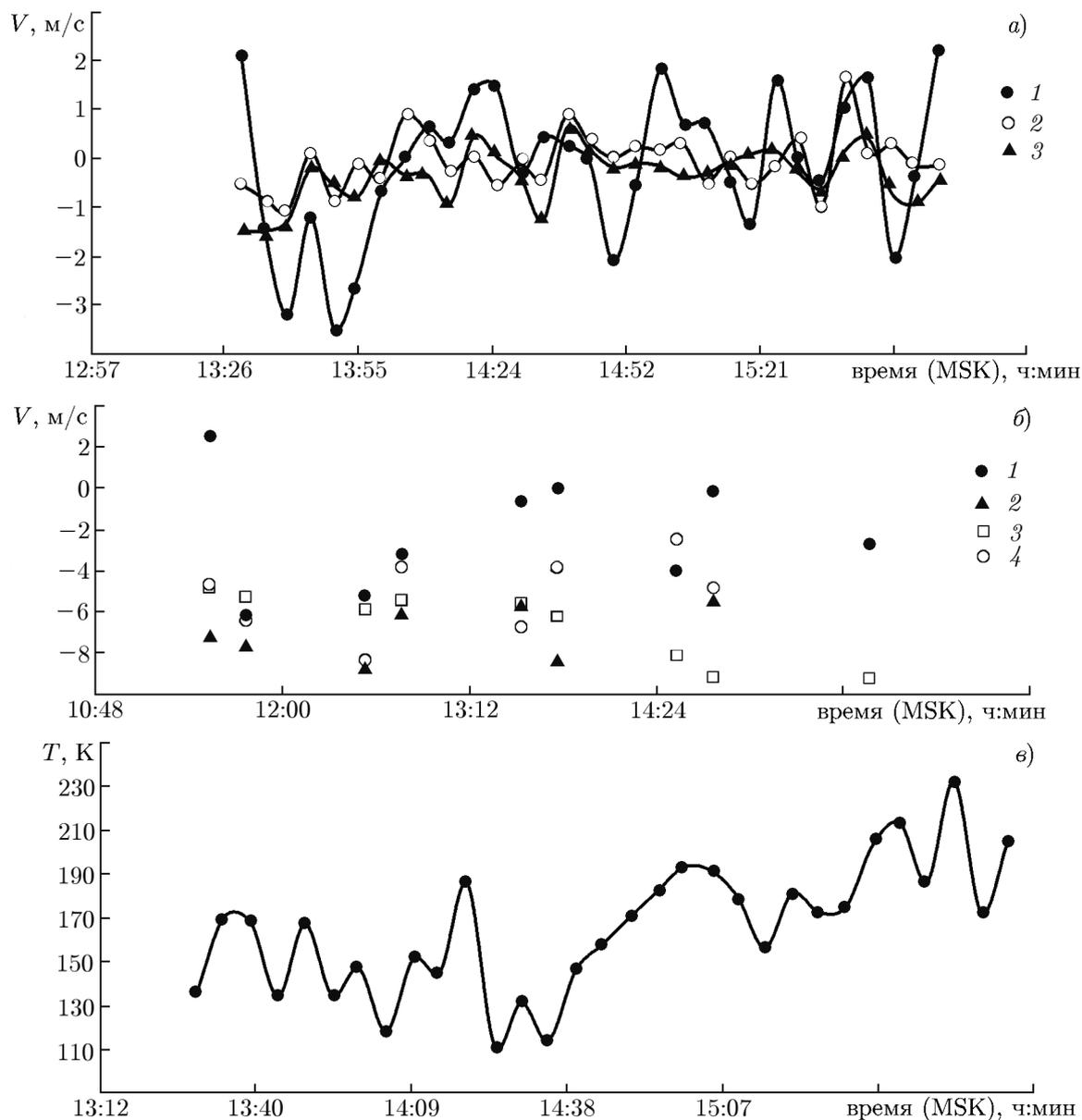


Рис. 6. Результаты измерения вертикальной скорости  $V$  на мезосферных высотах — 60 км (1), 66 км (2), 70 км (3) и 75 км (4) для контрольного дня 27.09.2016 (каждая точка на графике получена усреднением значений скорости за интервал 5 мин, панель а) и в день озонных измерений 30.09.2016 (каждая точка на графике получена усреднением значений скорости за интервал 5 мин, панель б). Зависимость температуры нейтральной компоненты на высоте 105 км 27.09.2016 (панель в)

от 110 до 230 К. Указанные величины лежат в диапазоне изменений температуры нейтральной компоненты на этих высотах [33]. Для 30 сентября 2016 года, когда проводились озонные измерения с длительным нагревом ионосферы, вследствие роста искусственной возмущённости нижней ионосферы получено лишь несколько значений температуры для высот 100÷125 км, что обусловлено уменьшением интервала высот «диффузионной части» высотного профиля времени релаксации рассеянного сигнала. В свою очередь, это ограничивает применение методики определения температуры нейтральной компоненты во время длительных искусственных возмущений.

Приведённое сравнение характеристик рассеянного сигнала, полученных в дни проведения озонных измерений при длительном нагреве ионосферы, и в контрольные дни, указывает на сильное возмущение нижней ионосферы во время длительного 30-минутного нагрева. Это означает, параметры плазмы нижней ионосферы изменялись при длительном нагреве, в том числе, на мезосферных высотах, где исследовалось влияние нагрева на спектр излучения атмосферы в линии озона. Это изменение выразилось в росте вариаций амплитуды и времени релаксации рассеянного сигнала, а также вертикальной скорости среды в областях  $D$  и  $E$  под влиянием искусственной турбулизации среды.

#### 4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В работах [9, 11, 12], в которых представлены результаты первого и последующих экспериментов по исследованию микроволнового излучения атмосферы в линии озона при воздействии на ионосферу мощным высокочастотным радиоизлучением (2009–2013 годы), основным результатом является регистрация уменьшения интенсивности излучения атмосферы в линии озона, коррелирующее с периодами воздействия на ионосферу. В этих работах на основе методики расчёта, представленной в [5, 13], делается предположение об уменьшении при нагреве концентрации озона на мезосферных высотах. В работах [9, 12] рассмотрена возможная причина этих изменений, связанная с генерацией ВГВ при периодическом нагреве области  $E$  ионосферы (динамо-области), их распространением вниз на высоты мезосферы и соответствующим изменением температуры и давления нейтральной атмосферы. В свою очередь, это влияет на содержание озона и спектр его микроволнового излучения. Указывается также на возможное влияние химии ионов на взаимосвязь изменений электронной концентрации при нагреве ионосферы и содержания озона.

Гипотеза о влиянии ВГВ на вариации озона при нагреве, о котором сообщается в работах [9, 11], критически обсуждается в работе [34] на основе рассмотрения особенностей фотохимии озона в страто-мезосфере. В ней сделан вывод о том, что указанные в работах [9, 11] величины уменьшения концентрации озона находятся на уровне естественных флуктуаций. Отмечается сложность решаемой задачи и необходимость измерения нескольких характеристик ионосферы и нейтральной атмосферы при проведении нагревных озонных экспериментов. Это пожелание мы попытались учесть в эксперименте, результаты которого представлены в данной работе.

В работе [7] по результатам ракетных экспериментов делается вывод об обратной зависимости между электронной концентрацией и объёмным отношением смеси озон–воздух в дневные часы на высотах  $52 \div 60$  км, где преобладают отрицательные ионы. Таким образом, возможно, при росте электронной концентрации содержание озона уменьшается. Неясен, правда, механизм такой зависимости. В работе [8] приводятся данные как о положительной, так и отрицательной корреляции между электронной концентрацией, точнее ПЭС, и содержанием мезосферного озона в условиях полярной ионосферы на высотах  $57 \div 79$  км.

При нагреве ионосферы мощным коротковолновым радиоизлучением растёт температура плазмы и изменяется концентрация электронов [35, 36]. В работе [37] на основе уравнений для поля мощной волны и температуры электронов и уравнения баланса ионизации с учётом температурной зависимости констант рекомбинации для первичных ионов и ионов-связок рассчитана электронная концентрация в области  $D$ , которая уменьшается на высотах ниже 70 км и, напротив, возрастает в области выше 70 км. Подобный расчёт дан в работах [38, 39], но приведённые там результаты изменения параметров плазмы области  $D$  во время её нагрева для современных стенов представляются нереальными. Теоретическая модель ионной химии во время нагрева области  $D$  мощными радиоволнами представлена в работе [40]. Показано, что с ростом температуры электронов при нагреве растёт коэффициент прилипания электронов и уменьшается рекомбина-

ция. Первый процесс вызывает уменьшение электронной концентрации в нижней части области  $D$ , второй — её рост в верхней части, что соответствует результатам расчёта [37]. Экспериментальное подтверждение этой модели содержится в работе [41].

Таким образом, из приведённого краткого обзора нагревных явлений в области  $D$  и возможных причин изменения спектра микроволнового излучения атмосферы в линии озона, а также измерений спектра с одновременной диагностикой ионосферы методом искусственных периодических неоднородностей следует, что механизм воздействия нагрева ионосферы на концентрацию мезосферного озона требует дальнейшего изучения в теоретическом и экспериментальном планах.

На основе результатов экспериментов, приведённых в работах [9, 11, 12] и подтверждённых в данной работе, с уверенностью можно констатировать следующее. При нагреве ионосферы мощным коротковолновым радиоизлучением наблюдается корреляция уменьшения интенсивности спектра атмосферы в линии озона с периодом возмущения нижней ионосферы. Проведённая нами диагностика нижней ионосферы при воздействии на неё мощным радиоизлучением стенда «Сура» показала, что при работе стенда наблюдались сильные возмущения в области  $D$ , т. е. на мезосферных высотах, где измерялся спектр излучения атмосферы в линии озона. Эти возмущения проявились в динамической перестройке нижней части области  $D$ , в том числе, возможно, под действием ВГВ [12]. Это привело к ухудшению условий образования искусственных периодических неоднородностей (уменьшению амплитуды рассеянного ими сигнала сразу после прекращения нагрева с последующим восстановлением в паузе) и возмущению электронной концентрации в области  $D$ , в результате чего снизилась высота появления неоднородностей. Наблюдались также волновые вариации скорости вертикального движения в областях  $D$  и  $E$  и вариации температуры нейтральной компоненты на высотах области  $E$ . Таким образом, можно заключить, что в экспериментах по диагностике нижней ионосферы методом резонансного рассеяния пробных радиоволн на искусственных периодических неоднородностях доказана корреляция развития возмущений в нижней ионосфере при воздействии на неё мощным коротковолновым радиоизлучением и уменьшения спектра излучения атмосферы в линии озона.

Очевидно, что для обоснования утверждения о влиянии нагрева ионосферы на концентрацию мезосферного озона, содержание которого существенно меньше, чем в стратосфере, необходим детальный анализ ионной химии в области нагрева, одновременное проведение озонных измерений и измерение электронной концентрации области  $D$  в невозмущённых условиях и в условиях искусственного воздействия (это можно осуществить методом частичных отражений), измерение параметров нейтральной компоненты, расчёт возмущений с учётом фотохимии и ионно-рекомбинационных процессов. Эти вопросы выходят за рамки данной работы. Некоторые из них будут более подробно рассмотрены в дальнейшем и учтены при планировании и проведении будущих экспериментов. Отметим, что эксперимент, аналогичный рассматриваемому в настоящей работе, проведён нами в сентябре 2018 года. В нём также наблюдалось уменьшение интенсивности микроволнового излучения атмосферы и линии озона, коррелирующее с нагревом ионосферы и соответствующим изменением параметров среды.

Авторы выражают благодарность И. Н. Жемякову за помощь в обработке результатов измерений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства промышленности Нижегородской области (контракт № 13 от 26.12.2017). Работа Вяхирева В. Д. выполнялась при финансовой поддержке Минобрнауки (проект 3.1844.2017/4.6). Эксперимент по возмущению ионосферы в 2018 г. проведён в рамках экспедиционной части проекта РФФИ (грант 18-05-00293).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брюнелли Б. Е., Намгаладзе А. А. Физика ионосферы. М.: Наука, 1988. 528 с.
2. Данилов А. Д., Власов В. Н. Фотохимия ионизованных и возбуждённых частиц в нижней ионосфере. Ленинград: Гидрометеиздат, 1973. 190 с.
3. Reid G. C. // *Adv. Atomic Molecular Phys.* 1976. V. 12. P. 375.
4. Degenstein D. A, Lloyd N. D., Bourassa A. E., et al. // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32, No. 3. Art. no. L03S11.
5. Куликов Ю. Ю., Красильников А. А., Дёмкин В. М., Рыскин В. Г. // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2008. Т. 44, № 4. С. 522.
6. Маричев В. Н., Матвиенко Г. Г., Лисенко А. А. и др. // *Опт. атм. океана.* 2014. Т. 27, № 1. С. 46.
7. Пахомов С. В., Князев А. К. // *Геомагнетизм и аэрономия.* 1988. Т. 28, № 6. С. 976.
8. Muscari G., Pezzopane M., Romaniello V., et al. // *Memorie Jella Societa Astronomica Italiana.* 2005. V. 76. P. 1 007.
9. Куликов Ю. Ю., Фролов В. Л., Григорьев Г. И. и др. // *Геомагнетизм и аэрономия.* 2013. Т. 53, № 1. С. 102.
10. Kulikov Y. Y., Krasilnikov A. A., Ryskin V. G., et al // 30th Annual Seminar «Physics of Auroral Phenomena», *Proc.* 2007. P. 218.
11. Куликов Ю. Ю., Фролов В. Л. // *Химическая физика.* 2013. Т. 32, № 11. С. 26.
12. Куликов Ю. Ю., Григорьев Г. И., Красильников А. А., Фролов В. Л. // *Изв. вузов. Радиофизика.* 2012. Т. 55, № 1–2. С. 57.
13. Keating G. M., Pitts M. C., Young D. E. // *Handbook for MAP.* 1989. V. 31. P. 1.
14. Barnett J. J., Corney M. // *Handbook for MAP.* 1985. V. 16. P. 47.
15. Красильников А. А., Куликов Ю. Ю., Мазур А. Б. и др. // *Геомагнетизм и аэрономия.* 1997. Т. 37, № 3. С. 174.
16. Беликович В. В., Бенедиктов Е. А., Толмачёва А. В., Бахметьева Н. В. Исследование ионосферы с помощью искусственных периодических неоднородностей. Нижний Новгород: ИПФ РАН, 1999. 155 с.
17. Belikovich V. V., Benediktov E. A., Tolmacheva A. V., Bakhmeteva N. V. *Ionospheric Research by Means of Artificial Periodic Irregularities.* Katlenburg-Lindau, Germany: Copernicus GmbH, 2002. 160 pp.
18. Kulikov Y. Y., Andrianov A. F., Bakhmetieva N. V., et al. // *Thesis of the International symposium «Atmospheric radiation and dynamics» (ISARD-2017) 27–30 июня 2017 года.* St.Petersburg: SPBU, 2017. P. 238.
19. Беликович В. В., Бенедиктов Е. А., Гетманцев Г. Г. и др. // *Письма в ЖЭТФ.* 1975. Т. 22, вып. 10. С. 497.
20. Беликович В. В., Бенедиктов Е. А. // *Изв. вузов. Радиофизика.* 2002. Т. 45, № 6. С. 502.
21. Бахметьева Н. В., Беликович В. В., Каган Л. М., Понятов А. А. // *Изв. вузов. Радиофизика.* 2005. Т. 48, № 1. С. 16.
22. Bakhmetieva N. V., Grigoriev G. I., Tolmacheva A. V. // *Baltic Astronomy.* 2013. V. 22, No. 1. P. 15.
23. Бахметьева Н. В., Бубукина В. Н., Вяхирев В. Д., et al. // *Изв. вузов. Радиофизика.* 2016. Т. 59, № 10. С. 873.
24. Tolmacheva A. V., Bakhmetieva N. V., Grigoriev G. I., Kalinina E. E. // *Adv. Space Res.* 2015. V. 56, No. 6. P. 1 185.
25. Бахметьева Н. В., Беликович В. В. // *Изв. вузов. Радиофизика.* 2008. Т. 51, № 11. С. 956.

26. Бахметьева Н. В., Беликович В. В., Егерев М. Н., Толмачёва А. В. // Изв. вузов. Радиофизика. 2010. Т. 53, № 2. С. 77.
27. Бахметьева Н. В., Бубукина В. Н., Вяхирев В. Д. и др. // Химическая физика. 2017. Т. 36, № 12. С. 44.
28. <http://forecast.izmiran.ru/indexb.php>.
29. Гершман Б. Н. Динамика ионосферной плазмы. М.: Наука, 1974. 256 с.
30. Бурмака В. П., Домнин И. Ф., Урядов В. П., Черногор Л. Ф. // Изв. вузов. Радиофизика. 2009. Т. 52, № 11. С. 859.
31. Черногор Л. Ф., Фролов В. Л. // Изв. вузов. Радиофизика. 2012. Т. 55, № 1–2. С. 14.
32. Черногор Л. Ф., Панасенко С. В., Фролов В. Л., Домнин И. Ф. // Изв. вузов. Радиофизика. 2015. Т. 58, № 2. С. 85.
33. Медведева И. В., Белецкий А. Б., Перминов В. И. и др. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8, № 4. С. 127.
34. Беккер С. З., Козлов С. И., Тасенко С. В. // Геомагнетизм и аэрономия. 2016. Т. 56, № 6. С. 796.
35. Гуревич А. В., Шварцбург А. Б. Нелинейная теория распространения радиоволн в ионосфере. М.: Наука, 1973. 272 с.
36. Гуревич А. В. // Успехи физ. наук. 2007. Т. 177, № 11. С. 1145.
37. Иткина М. А., Кротова З. Н. // Изв. вузов. Радиофизика. 1981. Т. 24, № 4. С. 415.
38. Кузьмин И. С., Моисеева Д. С., Морозов Д. В., Ступицкий Е. Л. // Труды 25 Всеросс. открытой конф. «Распространение радиоволн» 3–9 июля 2016 года. Томск, 2016. Т. 2. С. 233.
39. Моисеева Д. С., Морозов Д. В., Ступицкий Е. Л. // Труды 25 Всеросс. открытой конф. «Распространение радиоволн» 3–9 июля 2016 года. Томск, 2016. Т. 2. С. 237.
40. Tomko A. A., Ferraro A. J., Lee H. S. // J. Atmos. Terr. Phys. 1980. V. 42. P. 275.
41. Kero A., Vierinen J., Enell C.-F., et al. // Ann. Geophys. 2008. V. 26. P. 2273.

Поступила в редакцию 28 ноября 2018 г.; принята в печать 30 мая 2019 г.

**A STUDY OF THE DENSITY VARIATIONS OF MESOSPHERIC OZONE  
IN THE CASE OF IONOSPHERIC PERTURBATION BY THE “SURA” FACILITY  
RADIATION WITH SIMULTANEOUS DIAGNOSTICS OF IONOSPHERIC PLASMA**

*A. F. Andrianov, N. V. Bakhmetieva, V. D. Vyakhirev, E. E. Kalinina, A. A. Krasilnikov, and  
Yu. Yu. Kulikov*

We present the results of microwave observations of atmospheric radiation in the ozone line in the case of ionospheric perturbation by powerful high-frequency radio emission from the “Sura” facility in September 2016. The atmospheric-radiation spectrum in the ozone line was measured by the method of the ground microwave radiometry. The state of the lower ionosphere was simultaneously diagnosed in the altitude range 50–130 km using the method of resonant scattering of radio waves from the artificial periodic irregularities of ionospheric plasma. A decrease in the intensity of the microwave atmospheric radiation in the ozone line and perturbation of the parameters of the lower ionosphere when it was subject to the high-frequency radiation were observed on the basis of the measurements of the amplitude and the phase of the signal scattered by the artificial periodic irregularities.