

## Озоносфера как экран тропосферно-ионосферного взаимодействия

А. В. Зализовский

*Радиоастрономический институт НАН Украины,  
ул. Краснознаменная, 4, Харьков, 61002, Украина  
E-mail:zaliz@rian.kharkov.ua*

*Статья поступила в редакцию 7 июля 2009 г.*

Рассматривается влияние озонового слоя в атмосфере над Антарктическим полуостровом на статистическую связь тропосферной погоды с эффектом F-рассеяния (spread-F). Используются данные измерений на станции “Академик Вернадский” в период с 1995 по 2004 гг. во время развития озоновой дыры (11 сентября – 5 октября). Показано, что при низком уровне озона (менее 180 единиц Добсона) условная вероятность появления эффекта ионосферного F-рассеяния над атмосферными фронтами больше, чем при их отсутствии. При высоком уровне озона (более 180 единиц Добсона) статистическая связь между фронтальной активностью и F-рассеянием исчезает, т. е. озоновый слой становится экраном тропосферно-ионосферного взаимодействия. Причина этого, по-видимому, состоит в том, что с увеличением уровня озона усиливается прогрев стратосферы, растут вертикальные температурные градиенты средней атмосферы, что ухудшает условия распространения атмосферных гравитационных волн.

### Введение

Начиная со второй половины XX столетия околоземное космическое пространство интенсивно используется человечеством. В настоящее время трудно представить жизнь цивилизации без возможностей, предоставляемых спутниковыми системами различного назначения, для нормального функционирования которых необходим адекватный учет параметров среды и особенностей ионосферного распространения радиоволн. Науки, изучающие околоземное космическое пространство, развиваются в последнее время в рамках программы “Космическая погода”, целью которой является мониторинг, визуализация, анализ, а также прогноз состояния геокосмоса [1]. Регулярные пространственно-временные вариации параметров околоземной плазмы изучены в настоящее время достаточно хорошо, чего нельзя сказать о спорадических ионосферных образованиях, являющихся важной, но недос-

точно исследованной составляющей космической погоды.

При анализе природных явлений в околоземном космическом пространстве зачастую рассматривают только воздействия “сверху” – корпускулярные и волновые потоки энергии, приходящие от Солнца. При этом предполагается, что энергией, распространяющейся снизу вверх от поверхности Земли и из тропосферы, можно пренебречь. Однако, как было показано ранее [2-5], такой подход справедлив только в первом приближении, а в ряде случаев именно потоки энергии, распространяющиеся снизу, из тропосферы, играют существенную роль в динамике околоземной плазмы. Наиболее мощными источниками тропосферных возмущений являются атмосферные фронты и циклоны [6].

Исследования метеорологических эффектов в ионосфере лучше всего проводить в метеоактивных регионах, расположенных в средних геомагнитных широтах, где спокойный фоно-

вый уровень вариаций параметров околоземного космического пространства облегчает регистрацию метеозффектов. Одним из наиболее соответствующих этим условиям регионов Земли является Антарктический полуостров. Ранее в этом регионе была экспериментально установлена связь эффекта ионосферного F-рассеяния (spread-F) [7] и спорадических слоев E-области ионосферы с приземной погодой в зимнее время, и высказано предположение о том, что роль переносчика энергии из тропосферы в ионосферу играют атмосферные гравитационные волны (АГВ), которые генерируются атмосферными фронтами [4, 5].

Цель настоящей работы состоит в экспериментальном выяснении роли озоносферы в тропосферно-ионосферном взаимодействии. Озоносфера – это область атмосферы с повышенным содержанием озона, расположенная на высотах 10 ÷ 50 км, максимум высотного профиля концентрации озона находится, как правило, на высоте 15 ÷ 20 км. Озон, нагреваемый под действием ультрафиолетового (УФ) излучения Солнца, является основным источником тепла в стратосфере. Поэтому изменения полного содержания озона (ПСО) должны влиять на тепловой баланс средней атмосферы, а следовательно, и на условия распространения АГВ, которые зависят от вертикального профиля температуры. Провести экспериментальную проверку этой гипотезы можно только в Антарктике, поскольку только в этом регионе наблюдаются существенные и быстрые флуктуации ПСО в атмосфере во время развития озоновой дыры [8]. В работе рассматриваются условные вероятности появления эффекта ионосферного F-рассеяния в разных погодных условиях при различных среднесуточных значениях ПСО. В случае, если ПСО влияет на распространение энергии из тропосферы в ионосферу, статистическая связь ионосферного эффекта с погодой должна меняться с изменениями уровня озона.

В работе используются данные непрерывных измерений параметров приземной погоды, полного содержания озона в атмосфере (спектрофотометром Добсона), параметров ионосферы методом вертикального зондирования и магнитного поля Земли (обсерватория

“Аргентинские острова”, АИА) [9], проводившихся на Украинской антарктической станции (УАС) “Академик Вернадский” в 1995–2004 гг. Станция расположена в 8 км от западного побережья Антарктического полуострова (географические координаты 65°15′ ю. ш., 64°16′ з. д., исправленные геомагнитные координаты (CGM) 50° ю. ш., 9° в. д.), непрерывно работает с 1947 г. До 1996 г. станция называлась “Фарадей” и принадлежала Великобритании.

## 1. Экспериментальные исследования

Ранее было показано [4], что фронтальная активность увеличивает вероятность появления эффекта F-рассеяния в регионе Антарктического полуострова в зимнее время. Возможной причиной такого влияния могут быть АГВ, которые генерируются атмосферными фронтами и, достигая ионосферных высот, модифицируют параметры плазмы.

Поскольку условия распространения АГВ зависят от вертикального профиля температуры средней атмосферы, который, в свою очередь, определяется разогревом атмосферного озона, можно предположить, что изменение ПСО будет сказываться на условиях тропосферно-ионосферного взаимодействия. Для экспериментальной проверки этой гипотезы был выбран сезон максимальных по размаху и быстрых во времени флуктуаций ПСО – антарктическая весна. В это время года уровень ПСО по данным станции “Академик Вернадский” флуктуирует в пределах от 100 до 400 единиц Добсона (е. Д.), причем изменения от дня ко дню иногда превышают значение в 100 е. Д.

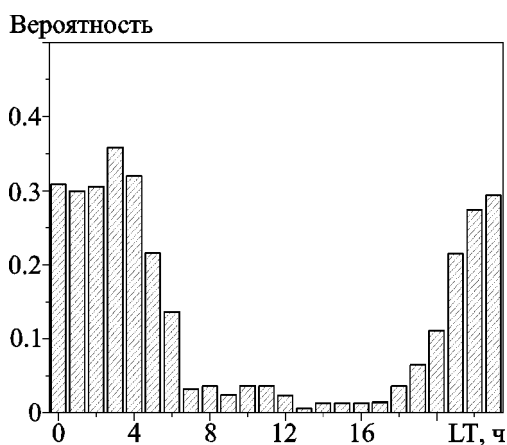
Для того чтобы, с одной стороны, обеспечить достаточный объем выборки, а с другой стороны, минимизировать статистическую неоднородность рядов из-за быстрых изменений циркуляции атмосферы в весеннее время, рассматривался относительно короткий интервал времени длительностью в 25 суток (с 11 сентября по 5 октября) во время развития озоновой дыры.

В качестве анализируемого ионосферного параметра был выбран эффект F-рассеяния.

Оценивались суточные вариации вероятности его появления, а также сравнивались условные вероятности появления эффекта в разных погодных условиях. Вероятность появления определялась путем деления количества ионограмм, на которых наблюдалось F-рассеяние, на полное число ионограмм, где фиксировались отражения от F-области ионосферы. Условные вероятности рассчитывались аналогично, но только по ионограммам, которые регистрировались в данных погодных условиях. Статистическая связь F-рассеяния с погодой определялась путем сравнения условных вероятностей появления F-рассеяния в разных погодных условиях.

На первом этапе были проанализированы суточные вариации вероятности появления F-рассеяния (рис. 1). Как оказалось, эффект регистрируется преимущественно в ночное время. Можно отметить, что такие суточные вариации вероятности появления F-рассеяния характерны для всех сезонов года в этом регионе.

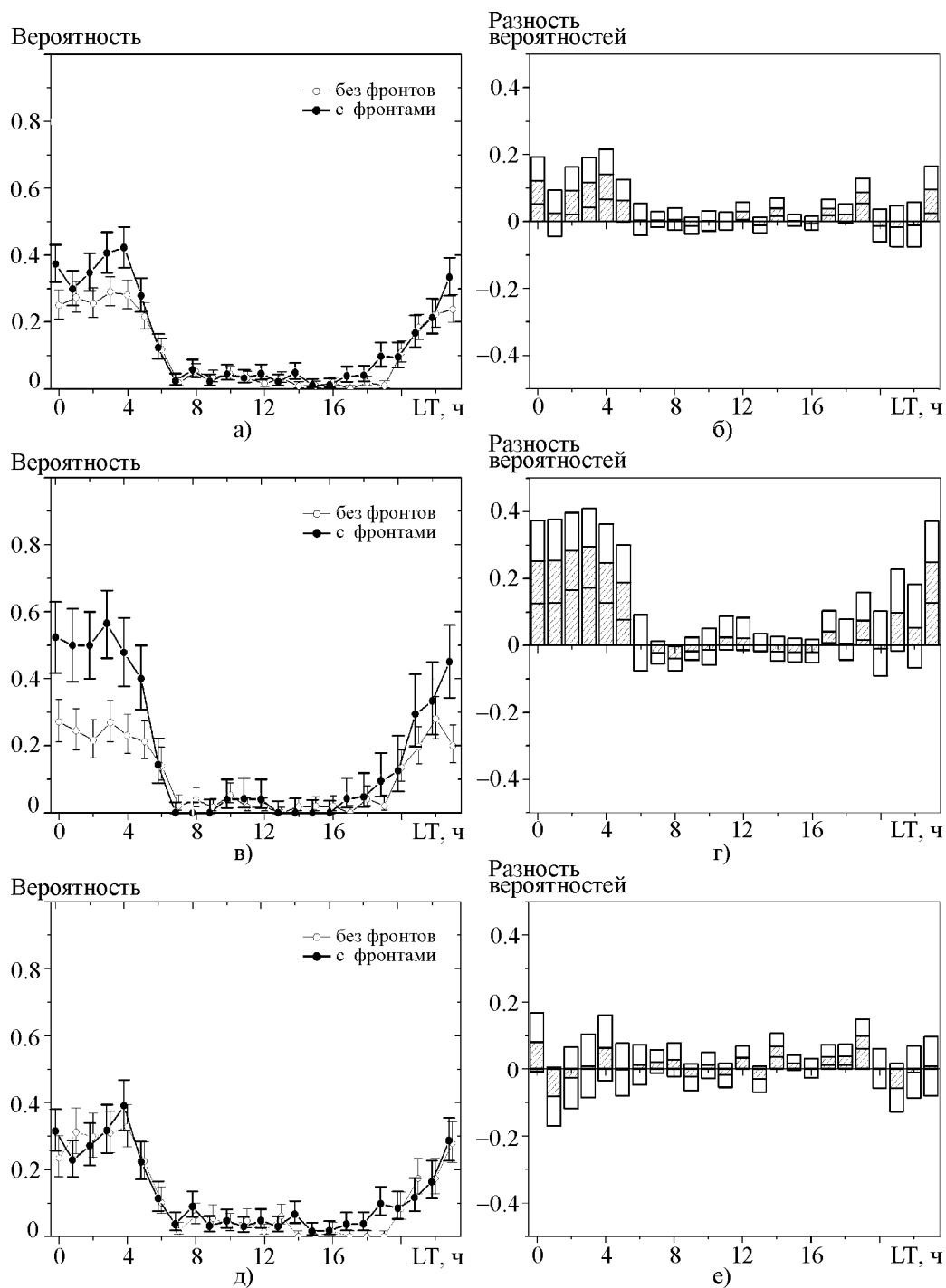
В дальнейшем, с целью исключить “маскирующее” действие ионосферных возмущений, связанных с геомагнитной обстановкой, рассматривались только магнитоспокойные интервалы времени с локальным K-индексом, не превышающим 3.



**Рис. 1.** Суточная вариация вероятности появления F-рассеяния 11 сентября – 5 октября в 1995–2004 гг.

На следующем этапе анализировалась связь эффекта F-рассеяния с наличием атмосферных фронтов над станцией во время развития озоновой дыры. Считалось, что над станцией в данный момент находится атмосферный фронт, если северо-восточная составляющая скорости ветра (которая с высокой вероятностью сопровождает атмосферные фронты на УАС) превышала 2.5 м/с или в течение трехчасового синоптического срока выпадали существенные осадки, а именно: дождь, дождь со снегом, снег, ухудшавший видимость до 4 км и менее, или ливневые осадки.

На рис. 2, а показаны суточные вариации условных вероятностей появления F-рассеяния над атмосферными фронтами и в отсутствие фронтов. Как видно, условная вероятность наблюдения эффекта в ночное время при наличии фронтальной активности несколько выше, чем в спокойных метеорологических условиях. Разности условных вероятностей для этого случая приведены ниже (см. рис. 2, б, заштрихованные столбцы – разности вероятностей, не заштрихованные столбцы – среднеквадратические отклонения оценки разности вероятностей). На рис. 2, в изображены суточные вариации условных вероятностей наблюдения F-рассеяния только для дней, характеризовавшихся среднесуточным значением ПСО ниже 180 е. Д. На рис. 2, г приведена разность условных вероятностей наблюдения эффекта F-рассеяния в присутствии фронтов и в их отсутствие для этих же дней. И если после введенного условия оценка вероятности появления F-рассеяния в спокойных метеорологических условиях изменилась мало (рис. 2, в), то в присутствии атмосферных фронтов условная вероятность регистрации F-рассеяния заметно возросла. Отличие вероятностей появления эффекта в присутствии и в отсутствие атмосферных фронтов в ночное время стало практически двукратным (рис. 2, в, г). В дни, которые характеризовались относительно высоким (более 180 е. Д.) уровнем ПСО, статистическая связь эффекта F-рассеяния с фронтальной активностью практически исчезает (рис. 2, д, е). То есть озоновый слой



**Рис. 2.** Условные вероятности появления  $F$ -рассеяния на УАС над атмосферными фронтами и в их отсутствие в 1995–2004 гг. с 11 сентября по 5 октября (а, в, д) и разности этих условных вероятностей (б, г, е): а, б) – во все дни, независимо от уровня озона; в, г) – в дни со среднесуточным значением ПСО меньшим, чем 180 е. Д; д, е) – в дни со среднесуточным значением ПСО большим, чем 180 е. Д.

является своего рода экраном, не пропускающим тропосферные гидродинамические возмущения в верхние слои атмосферы.

## 2. Обсуждение результатов эксперимента и интерпретация

Приведенные выше экспериментальные факты свидетельствуют о том, что при малом содержании озона эффект ионосферного F-рассеяния сильнее зависит от циклонической активности, что свидетельствует о влиянии атмосферного озона на тропосферно-ионосферное взаимодействие.

Воздействие погоды в тропосфере на состояние ионосферы возможно благодаря распространению АГВ, которые переносят энергию атмосферных фронтов на высоты ионосферы [2-5, 7]. Одним из возможных механизмов генерации АГВ являются вынужденные колебания объемов воздуха над фронтом в окрестности тропопаузы, выше которой устойчивые инверсионные слои стратосферы ограничивают восходящие потоки воздуха, формирующиеся в тропосфере над атмосферным фронтом [2]. На высотах F-области ионосферные неоднородности могут возбуждаться, например, за счет механизма пространственного резонанса АГВ и дрейфа плазмы [7].

Из тропосферы в ионосферу АГВ распространяются сквозь стратосферу и мезосферу, которые отличаются друг от друга знаками вертикального градиента температуры. В стратосфере температура с высотой растет, в мезосфере – падает. Существование стратосферы и мезосферы в атмосфере Земли обусловлено наличием озона, который, поглощая УФ излучение Солнца, нагревает стратосферу, из-за чего вертикальный профиль температуры средней атмосферы искривляется, и на высотах порядка 55 км отмечается локальный температурный максимум (стратопауза).

Рассмотрим особенности вертикального распространения АГВ. Дисперсионное соотношение для АГВ описывается следующим выражением [10]:

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

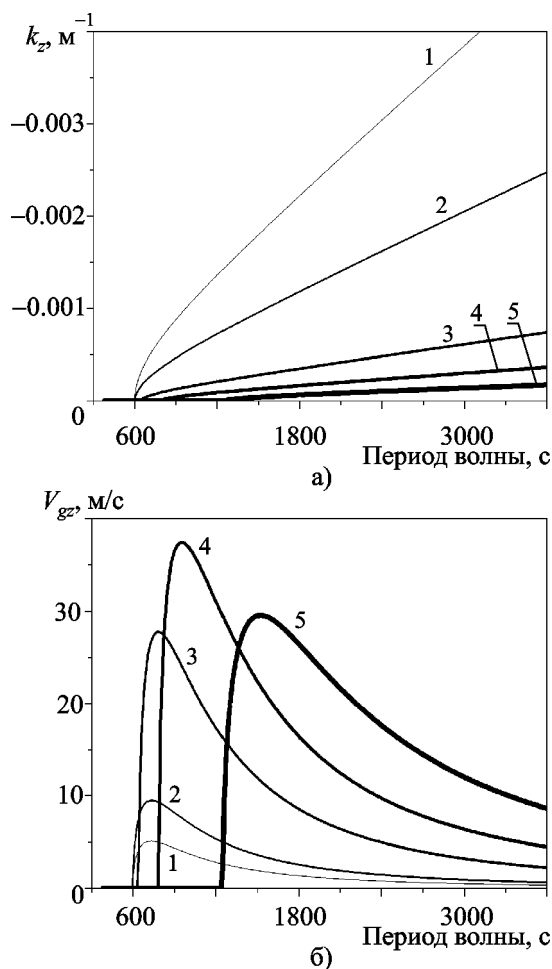
Здесь  $H$  – высота однородной атмосферы;  $\omega$  – частота АГВ;  $k_x$  и  $k_z$  – горизонтальная и вертикальная проекции волнового вектора АГВ;  $u_s$  – скорость звука;  $\omega_g$  – частота Бранта-Вяйсяля (частота устойчивости атмосферы), связанная с параметрами сухой идеальной неизотермической атмосферы следующим образом [11]:

$$\omega_g^2 = \frac{g}{T} \left( \frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_p} \right), \quad (2)$$

где  $c_p$  – удельная теплоемкость газа при постоянном давлении,  $g$  – ускорение свободного падения,  $T$  – температура.

Рассмотрим подробнее дисперсионное соотношение (1). Зависимость вертикальной проекции действительной части волнового вектора от периода волны для АГВ с разными горизонтальными проекциями волнового вектора (длинами волны в горизонтальной плоскости  $\lambda_x = 8, 15, 50, 100$  и  $200$  км) представлена на рис. 3, а. Ненулевые действительные значения вертикальной проекции волнового вектора появляются только для периодов больших, чем обратное значение частоты устойчивости. Для волн с меньшими периодами значение вертикальной проекции волнового вектора чисто мнимое, что означает невозможность распространения таких волн в среде. Можно отметить, что с ростом длины волны значения периода отсечки несколько увеличиваются.

На рис. 3, б продемонстрировано поведение вертикальной составляющей групповой скорости АГВ  $V_{gz} = \frac{\partial \omega}{\partial k_z}$  как функции периода волны. Как показывает моделирование для периода Бранта-Вяйсяля, равного 10 минутам, волна с горизонтальной длиной порядка  $100 \div 120$  км имеет максимальную вертикальную скорость



**Рис. 3.** Зависимости вертикальных компонент волнового вектора (а) и вертикальной групповой скорости (б) АГВ от периода волны для среды с частотой  $\omega_g = 10 \text{ мин}^{-1}$  при разных длинах волны в горизонтальной плоскости: кривая 1 –  $\lambda_x = 8 \text{ км}$ , кривая 2 –  $\lambda_x = 15 \text{ км}$ , кривая 3 –  $\lambda_x = 50 \text{ км}$ , кривая 4 –  $\lambda_x = 100 \text{ км}$ , кривая 5 –  $\lambda_x = 200 \text{ км}$

распространения, приближающуюся к 40 м/с (рис. 3, б). Такая волна может достичь F-области ионосферы за время порядка полутора часов. Период волны, для которого вертикальная составляющая групповой скорости максимальна, увеличивается с ростом длины волны, и его значение приблизительно на 20 % больше периода отсечки.

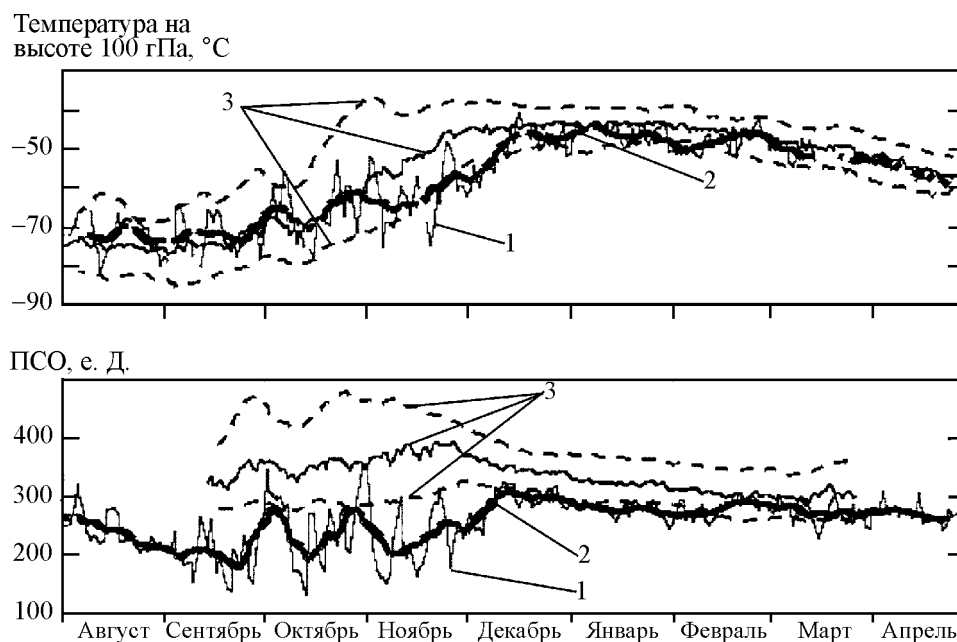
С увеличением частоты Бранта–Вяйсяля вертикальная групповая скорость АГВ растет и ее максимум смещается в область мень-

ших длин волн и периодов. Так, например, для  $\omega_g = \frac{2\pi}{300} \text{ с}^{-1}$  максимальная вертикальная групповая скорость АГВ приближается к 80 м/с, а минимальное время достижения ими F-области ионосферы уменьшается до 45 мин.

Очевидно, основным параметром среды, влияющим на условия распространения АГВ, является частота Бранта–Вяйсяля. Она зависит от соотношения между вертикальным профилем температуры в атмосфере (первое слагаемое в (2)) и адиабатическим вертикальным градиентом температуры (второе слагаемое). То есть вертикальный профиль температуры существенно влияет на условия распространения АГВ. Таким образом, в мезосфере при отрицательных вертикальных градиентах температуры  $dT/dz$  значение  $\omega_g$  уменьшается с ростом модуля градиента, а с ним уменьшается и диапазон частот АГВ, которые могут распространяться в этом слое. Значения  $dT/dz$  изменяются в зависимости от географических координат и сезона. Так, например, на  $70^\circ$  ю. ш. среднее его значение в июле порядка  $-2 \text{ К/км}$ , тогда как в январе около  $-6 \text{ К/км}$  [12].

Абсолютная величина  $|dT/dz|$  в мезосфере растет с усилением разогрева озоносферы. Во время развития озоновой дыры при уменьшении ПСО УФ излучение поглощается слабее, тепла выделяется меньше, что ведет к уменьшению температуры стратопазы и модуля температурного градиента в мезосфере, увеличению частоты устойчивости и, как следствие, к расширению пространственно-временного спектра АГВ, распространяющихся из тропосферы в ионосферу. Вероятно, именно поэтому при низком уровне озона усиливается воздействие фронтальной активности на турбулизацию ионосферной плазмы.

Зависимость температуры средней атмосферы от ПСО подтверждается данными прямых измерений температуры в стратосфере на высоте изобарической поверхности 100 гПа над Антарктическим полуостровом в весеннее время (рис. 4). При рассмотрении вариаций среднесуточных значений температуры и ПСО в сентябре–ноябре можно отметить высокий уровень корреляции между ними, а также тот факт, что изменения температуры



**Рис. 4.** Вариации температуры в стратосфере на уровне 100 гПа над Антарктическим полуостровом (верхняя панель) и ПСО, зарегистрированные на станции “Фарадей”–“Академик Вернадский” (нижняя панель), в августе 1995 г. – апреле 1996 г. (рисунок взят с сайта <<http://www.antarctica.ac.uk/>>): 1 – среднесуточные значения величин, 2 – 11-суточное скользящее среднее, 3 – средние значения величин в 1957–1972 гг. (штриховыми линиями отмечены минимальные и максимальные значения)

несколько отстают от изменений ПСО. Это говорит о температурной инерции среды, которая позволяет объяснить зависимость “погодной чувствительности” F-рассеяния от ПСО в ночное время.

### Выводы

В работе приведены экспериментальные факты, свидетельствующие о существенной роли озона в цепочке энергообмена между тропосферой и ионосферой. Для экспериментального исследования эффекта были использованы естественные колебания полного содержания озона в атмосфере над Антарктикой, которые, как оказалось, изменяют статистическую связь эффекта ионосферного F-рассеяния с фронтальной активностью тропосферы.

Причина участия озона в тропосферно-ионосферном энергообмене предположительно состоит в том, что, поглощая УФ излучение Солнца, озон определяет тепловой баланс средней атмосферы, который, в свою очередь,

влияет на условия распространения АГВ. Одним из основных параметров атмосферы с точки зрения распространения АГВ является вертикальный градиент температуры в мезосфере, который определяет частотное окно распространяющихся снизу вверх АГВ. При ослаблении прогрева озоносферы, что происходит зимой из-за продолжительной ночи и низких углов Солнца в дневное время или при малых значениях ПСО во время развития озоновой дыры, модуль отрицательного градиента температуры в мезосфере уменьшается, при этом расширяется частотное окно АГВ, способных распространяться сквозь мезосферу. Вероятно, поэтому во время развития озоновой дыры (а также зимой [4]) статистическая связь эффекта F-рассеяния с погодой возрастает, турбулизация плазмы F-области ионосферы усиливается над атмосферными фронтами.

Таким образом, нагреваясь под действием УФ излучения Солнца, озоносфера превращается в своего рода экран для АГВ, распростра-

няючихся снизу вверх. Она отфильтровывает часть пространственно-временного спектра волн, чем существенно ослабляет воздействие тропосферных процессов на состояние верхних слоев атмосферы и ионосферу.

Автор считает своим приятным долгом поблагодарить чл.-корр. НАН Украины Ю. М. Ямпольского за помощь и полезные советы при работе над статьей, проф. Боева А. Г., а также сотрудников отдела радиофизики геокосмоса Радиоастрономического института НАН Украины, принявших активное участие в обсуждении полученных результатов, зимовщиков, работавших на станции “Фарадей” – “Академик Вернадский” в 1995–2004 гг., усилиями которых был собран экспериментальный материал, и НАНЦ МОН Украины за многолетнее сотрудничество.

Работа выполнена при частичной поддержке украинско-российского гранта, финансирующегося НАН Украины (грант 0108U004878) и Российским фондом фундаментальных исследований (грант 08-02-90437-Укр).

## Литература

1. Програма фундаментальних досліджень НАН України „Розробка теорії, методів та інформаційних технологій комплексного вивчення сонячно-земних зв’язків як основи прогнозування „космічної погоди””. <[http://www.nas.gov.ua/Activity/ScientificEffort/ComplexProgram/Documents/04\\_konkurs.mht](http://www.nas.gov.ua/Activity/ScientificEffort/ComplexProgram/Documents/04_konkurs.mht)>
2. А. Д. Данилов, Э. С. Казимировский, Г. В. Вергасова, Г. Я. Хачикян. Метеоэффекты в ионосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 272 с.
3. Ю. М. Ямпольский, А. В. Зализовский, Л. Н. Литвиненко, Г. В. Лизунов, К. Гровс, М. Молдвин. Вариации магнитного поля в Антарктике и сопряженном регионе (Новая Англия), стимулированные циклонической активностью // Радиофизика и радиоастрономия. – 2004. – Т. 9, №2. – С. 130-151.
4. А. В. Зализовский, Ю. М. Ямпольский. F-рассеяние как индикатор тропосферно-ионосферного взаимодействия // Радиофизика и Радиоастрономия. – 2007. – Т. 12, №1. – С. 33-42.
5. Зализовский А. В. Роль тропосферных процессов в формировании спорадических слоев E-области ионосферы над Антарктическим полуостровом // Радиофизика и радиоастрономия. – 2008. – Т. 13, № 1. – С. 26-38.

6. Черногор Л. Ф. Тропический циклон как элемент системы Земля – атмосфера – ионосфера – магнитосфера // Космічна наука і технологія. – 2006. – Т. 12, №2/3. – С. 16-26.
7. Гершман Б. Н., Казимировский Э. С., Кокоуров В. Д., Чернобровкина Н. А. Явление F-рассеяния в ионосфере. – М.: Наука, 1984. – 143 с.
8. Farman J. C., Gardner B. D., and Shanklin J. D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx Interaction // Nature. – 1985. – Vol. 315. – P. 207-210.
9. Электромагнитные проявления геофизических эффектов в Антарктиде. / Под ред. Л. Н. Литвиненко, Ю. М. Ямпольского. – Харьков: Радиоастрономический ин-т НАН Украины, 2005. – 331 с.: ил.
10. Б. Е. Брюнелли, А. А. Намгаладзе. Физика ионосферы. – М.: Наука, 1988. – 528 с.
11. А. Гилл. Динамика атмосферы и океана. Том 1. – М.: Мир, 1986. – 397 с.  
А. Гилл. Динамика атмосферы и океана. Том 2. – М.: Мир, 1986. – 410 с.
12. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели) / Ред. коллегия: Ю. С. Седунов (председатель), С. И. Авдюшин, Е. П. Борисенков, О. А. Волковицкий, Н. Н. Петров, Р. Г. Рейтенбах, В. И. Смирнов, А. А. Черников. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 509 с.

## Озонасфера як екран тропосферно-іоносферної взаємодії

А. В. Зализовський

Розглядається вплив озонового шару в атмосфері над Антарктичним півостровом на статистичний зв’язок тропосферної погоди з ефектом F-розсіяння (spread-F). Використано дані вимірювань на станції “Академік Вернадський” в період з 1995 до 2004 рр. під час розвитку озонової діри (11 вересня – 5 жовтня). Показано, що за низького рівня атмосферного озону (менше 180 одиниць Добсона) умовна ймовірність появи іоносферного ефекту F-розсіяння над атмосферними фронтами вища, ніж з їх відсутністю. З високим рівнем озону (понад 180 одиниць Добсона) статистичний зв’язок між фронтальною активністю та F-розсіянням зникає, тобто озоновий шар стає екраном тропосферно-іоносферної взаємодії. Причина цього, очевидно, полягає в тому, що з вищим рівнем озону зростають прогрів стратосфери та вертикальні температурні градієнти середньої атмосфери, що погіршує умови поширення атмосферних гравітаційних хвиль.



## **Ozonsphere as a Shield of the Troposphere-to-Ionosphere Energy Transfer**

**A. V. Zalizovski**

The impact of the ozone layer over the Antarctic Peninsula on the statistical correlation between the tropospheric weather and ionospheric spread-F phenomenon is investigated. The data obtained at the Akademik Vernadsky Station from 1995 through 2004 on the days of the ozone hole development (from 11 September till 5 October) are used. It has been found that under low ozone conditions (less than 180 D. U.) the conditional probability of the spread-F appearance increases in the presence of atmospheric fronts and reduces when they are absent. Under high ozone conditions (more than 180 D. U.), statistical relationship between frontal activity and spread-F phenomenon disappears, i. e. the ozone layer becomes in a sense a shield of troposphere-to-ionosphere energy transfer. Apparently, a reason for this is increasing of stratospheric temperature and vertical temperature gradients of middle atmosphere under high ozone conditions, which worsens the conditions for atmospheric gravity wave propagation.