

УДК 551.510.535

Ю. М. Ямпольский¹, А. В. Зализовский¹, Е. М. Занимонский¹,
Г. В. Лизунов², В. Н. Лисаченко¹

¹Радіоастрономічний інститут НАН України, Харків

²Інститут космічних досліджень НАН України — НКА України, Київ

Связь атмосферной и космической погодных систем

Надійшла до редакції 08.01.08

Стаття підсумовує результати трирічних досліджень проблеми переносу потужних атмосферних збурень на висоті геокосмосу. Основним транспортними агентами, що здійснюють такий енергообмін, є атмосферні гравітаційні хвилі (АГХ). У лінійному наближенні їхнє поширення вгору призводить до періодичної модуляції плазмових та польових характеристик іоносфери. Нелінійне зростання амплітуд АГХ викликає турбулізацію плазми, проявами котрої є утворення спорадичних структур на висотах E- та F-областей іоносфери. Обидва механізми трансформації АГХ в електродинамічні збурення проілюстровано на базі даних багаторічних спостережень отриманих в Антарктиді, Новій Англії (США) та Європі.

ВВЕДЕНИЕ

Процессы в геокосмосе в основном формируются радиационной и корпускулярной активностью Солнца. В этой связи разработка концепции «космическая погода» (КП) на стадии ее иницирования Национальным научным фондом США (1994—1995 гг.) была сориентирована на изучение и прогнозирование поведения ионосферы и магнитосферы в зависимости от энергетических возмущений, идущих извне по линии Солнце — Земля [47]. Принятое международным научным сообществом понятие КП с тех пор определяется как «физическое и феноменологическое состояние природного космического окружения». Целью этого направления исследований является «понимание и предвидение состояния Солнца, межпланетного и околопланетного окружения, возмущений вызванных влиянием Солнца или других внешних источников с помощью наблюдений, мониторинга, анализа и моделирования, а также определение фактического состояния и прогнозирования возможного влияния на биоло-

гические и технические системы» [47]. К началу XXI-го столетия был достигнут существенный прогресс в понимании и прогнозировании реакции плазменного окружения нашей планеты на выбросы солнечной корональной массы (ВСКМ) и возмущения солнечного ветра (СВ) [43], солнечные вспышки ионизирующего излучения [45], вариации потоков высокоэнергичных солнечных и галактических космических частиц (лучей) [41], возмущения гелиосферного магнитного поля [30].

В связи с растущими запросами по точности прогнозирования КП сегодня повышается актуальность исследований все более слабых факторов воздействия на геокосмос. К их числу относятся потоки энергии, идущие не только «сверху вниз», но и «снизу вверх», по линии поверхность — атмосфера — ионосфера — магнитосфера. Очевидно, что Земля и атмосфера находятся в природном динамическом равновесии поглощения приходящей извне энергии и ее обратного переизлучения в космос. За счет природных «барьеров» на высотах тропо- и стратосферы

прямой отток тепловой энергии от поверхности в ионосферу затруднен. К экранирующим природным факторам в последние десятилетия добавился существенный антропогенный вклад в виде выбросов так называемых «парниковых» газов, продуктов сгорания углеводородов, которые усиливают парниковый эффект в атмосфере, угрожая Земле перспективой глобального потепления [23].

К проникающим снизу на ионосферные высоты видам энергии можно отнести электромагнитную (как следствие глобальной грозовой активности) и «механическую», запасенную в атмосферных гравитационных волнах (АГВ). В частности, в работе [52] было показано, что вариации грозовой активности могут приводить к заметным изменениям температуры электронов у «подножья» ионосферы в D-области. Довольно детальный анализ приповерхностных источников возмущений, их энергетика, а также классификация механизмов транспортировки на высоты геокосмоса даны в работе [19]. В данной статье мы сосредоточили свое внимание только на эффектах переноса энергии от поверхности вверх за счет возбуждения и распространения атмосферных гравитационных волн [8]. АГВ возбуждаются различными природными процессами энерговыделения на поверхности и в нижней атмосфере. К их числу относятся ураганы, циклоны, землетрясения, извержения вулканов, цунами, солнечный терминатор и пр. Наиболее мощными источниками, способными возбуждать средне- и крупномасштабные АГВ, являются ураганы, тайфуны и циклонические фронты [20]. Первые свидетельства о реакции ионосферы на прохождение АГВ атмосферной природы, по-видимому, были приведены в работах [26, 37, 35]. Обширная современная библиография по этой проблематике содержится в работе [22]. Отличительной особенностью нашего исследования является попытка экспериментально проследить проявление погодных тропосферных процессов на разных высотах геокосмоса, начиная от нижней ионосферы (динамо-области) до магнитосферы. Очевидно, что для систематического наблюдения атмосферного отклика в околоземной плазме необходимо выбрать метеорологически активный регион земного шара с относительно спокойным среднеширотным фоновым состоянием ионосферы и магнитосферы. С

этой точки зрения идеальным местом наблюдения является тихоокеанское побережье пролива Дрейка, акватория которого характеризуется рекордной циклонической активностью. Пролив, образно говоря, представляет собой своеобразную «трубу», соединяющую два крупнейших резервуара тепловой энергии — Тихий и Атлантический океаны. Постоянная глобальная циркуляция воздушных масс между ними образует в тропосфере гигантские фронтальные структуры, зачастую рождающие мощные циклоны. Основная циркуляция приземных воздушных масс в этом регионе осуществляется с запада на восток.

Априори можно ожидать, что мощные атмосферные фронты в этом регионе являются источниками АГВ, в том числе средних и крупных масштабов (длины волн порядка 100 и 1000 км). В соответствии с дисперсионными свойствами атмосферы именно такие волновые процессы могут распространяться не только вдоль поверхности Земли, но и проникать вверх, вплоть до ионосферных высот [38]. В линейном приближении теории распространения АГВ их амплитуда экспоненциально растет с высотой, и уже на уровнях D-E-областей (порядка 100 км) коэффициент роста составляет 10^3 — 10^4 . Это означает, что, например, вариации плотности газа (нейтрального и заряженного компонентов) в нижней ионосфере, стимулированные прохождением таких внутренних волн (ВВ), достигают заметной величины и могут существенно модулировать электродинамические характеристики ионосферных слоев [9]. Очевидно, что первым признаком, по которому можно идентифицировать ионосферные неоднородности, стимулированные волновыми процессами тропосферного происхождения, является временная изменчивость плазменных и полевых характеристик с периодами АГВ. Такие рассуждения верны в приближении линейного распространения. Однако уже на высотах E-области линейная теория распространения АГВ, по-видимому, перестает быть адекватной, возрастает роль турбулентного трения [13], и длинопериодные колебания частично трансформируются в мелкомасштабные неоднородности. В этой ситуации отличительным признаком идентификации ионосферного отклика на волновые тропосферные возмущения могут служить спорадические плазменные обра-

зования, возникающие над фронтальными погодными системами. Изучение многолетней статистики появления спорадических слоев Es на высотах E-области в регионе Антарктического полуострова подтверждает существование переноса возмущений из тропосферы на ионосферные высоты [10]. В линейном приближении прохождение АГВ на высотах E-области приводит к модуляции поперечных ионосферных проводимостей и динамо-тока, что в свою очередь стимулирует пульсации магнитного поля Земли с периодами исходного волнового процесса [22]. Вариации магнитного поля такой природы наблюдаются не только в районе их происхождения, но и в магнитосопряженном регионе [22]. Распространение АГВ еще выше в верхнюю ионосферу (F-область) сопровождается возникновением перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ), которые надежно регистрируются методами частотно-углового зондирования [34] и спутникового радиопросвечивания [14]. Верхняя ионосфера также подвержена процессам турбулизации, которые приводят к хорошо известному эффекту F-рассеяния [6]. Нами было показано, что для определенных сезонов года вероятность появления F-рассеяния возрастает в периоды повышенной циклонической активности, что также является доказательством проникновения волновых процессов тропосферного происхождения на высоты геокосмоса [11, 18]. Методика обнаружения и идентификации эффектов проецирования погодных фронтов на ионосферные высоты была применена для анализа прохождения над Европой экстремально мощного циклона в январе 2007 года. Исследование вариаций тропосферной задержки и полного электронного содержания (ПЭС) методом спутникового радиопросвечивания по системе перманентных станций ГНСС подтвердило «вынос» тропосферных возмущений на ионосферные высоты.

Основной экспериментальной базой исследований атмосферно-ионосферно-магнитосферного взаимодействия была Украинская антарктическая станция «Академик Вернадский», высокоширотная географически ($65^{\circ}15'$ ю. ш., $64^{\circ}16'$ з. д.) и среднеширотная в геомагнитных координатах ($49^{\circ}40'$ ю. ш., $36^{\circ}50'$ з. д.). Станция является идеальным местом для таких исследований еще и потому, что прекрасно оборудована

метеорологическими и электромагнитными сенсорами, позволяющими диагностировать практически всю атмосферную толщу Земли от тропосферы до магнитосферы [12]. Авторы данной статьи с коллегами из РИ НАНУ десять лет проработали над этой проблемой в Антарктике (с 1996 по 2006 гг.) и приложили много усилий для дооснащения станции современными электромагнитными системами дистанционного зондирования геокосмоса [21]. Общая метеорологическая обстановка в регионе Антарктического полуострова и пролива Дрейка оценивалась по спутниковым метеорологическим картам www.directemar.cl/clima/servimet/carta.jpg. В дальнейшем изложении при анализе локальных атмосферных возмущений использованы данные о приземных вариациях температуры, давления, направления и скорости ветра, полученные с помощью автоматической метеостанции MAWS [49] с шагом во времени 5 мин. Анализ ионосферной обстановки проводился методом вертикального зондирования с помощью модернизированного ионозонда IPS-42. Для статистической обработки привлекались результаты оцифровки стандартных часовых ионограмм, определявшихся операторами по методике URSI [50]. Для более детального анализа ионосферной обстановки использовались серии 15-минутных данных зондирования ионосферы. Геомагнитные данные, были получены с помощью магнитометров E. D. A. и LEMI-008 [12], установленных здесь же на станции, на магнитной обсерватории AIA [40]. Локальные трехчасовые K-индексы на обсерватории AIA оценивались по данным магнитометра La Cour [15].

Оценки вариаций полного электронного содержания над Антарктическим полуостровом рассчитывались по данным с трех перманентных станций ГНСС в этом регионе, входящих в систему IGS (International GNSS Service) и двухчастотного навигационного приемника GPS ASHTECH Z-XII, установленного на УАС в 2005 г. [14]. Эффекты распространения ПИВ на высотах F-области над Антарктическим полуостровом были исследованы с помощью комплекса ЧУЗИ, инсталлированного на УАС «Академик Вернадский» [16], и исследовательского специального передатчика, временно установленного на польской антарктической станции «Генрик Арцтовский» [34]. Для характеристик геофизи-

ческой и погодной обстановок в магнитосопряженном регионе вблизи г. Бостона (Новая Англия, США) использованы метеорологические и магнитометрические данные, любезно предоставленные нам коллегами из Калифорнийского (г. Лос-Анжелес) и Массачусетского (г. Лоуэлл) университетов докторами М. Молдвином и Ф. Колби. Непрерывные магнитные измерения в Новой Англии были организованы с 1999 г. с помощью трехкомпонентного Fluxgate магнитометра с чувствительностью 1 нТл и темпом съема данных 1 с. Магнитная станция была размещена на обсерватории Миллстон Хилл Массачусетского технологического института (42.6° с. ш., 71.48° з. д.), примерно в 300 км к северо-западу от магнитосопряженной с УАС точки с координатами в модели IGRF 40.5° с. ш., 69.7° з. д. Таким образом, результаты обработки и анализа метеорологических, ионосферных и магнитных наблюдений базируются на экспериментальных данных, полученных в Антарктике, в Новой Англии (США) и в Европе, охватывающих период времени с 1993 по 2007 гг.

В настоящей работе систематизированы и обобщены все данные, полученные с участием авторов, по проблематике энергообмена между мощными тропосферными процессами и возмущениями в ближнем космосе.

Серия работ по этой проблеме в РИ НАНУ за последние три года была стимулирована Целевой комплексной программой научных исследований НАН Украины «Розробка теорії, методів та інформаційних технологій комплексного вивчення сонячно-земних зв'язків як основи прогнозування «космічної погоди» (научный руководитель Программы — академик НАН Украины Я. С. Яцкив). Исследования по этой тематике финансово поддерживаются в рамках ведомственных НИР НАН Украины «Циклон», «Ямб» и НИР «Резонансы», заказчиком которой являлся Национальный антарктический научный центр МОН Украины.

1. АТМОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Гигантская энергия, запасенная в движениях воздушных масс (фронтальных зонах, циклонах и антициклонах, струйных течениях и т. д.),

лишь частично диссипирует в тропосфере, и в виде волновых процессов переносится на высоты термосферы. Основным транспортным агентом, обеспечивающим вынос энергии снизу вверх, являются атмосферные гравитационные волны. Одним из «генераторов» АГВ в тропосфере являются атмосферные фронты [6, 9, 11]. Атмосферный фронт — это поверхность раздела теплой и холодной воздушных масс, наклоненная под очень пологим углом к горизонту (так у типичного теплового фронта граница раздела воздушных масс имеет характерные размеры по высоте 8 км, а по горизонтали — порядка 800 км). Генерация АГВ, вероятнее всего, происходит над тропопаузой, выше которой температурная инверсия стратосферы ограничивает область конвекции атмосферного фронта. В этой области возбуждается широкий пространственно-временной спектр АГВ, который в процессе распространения фильтруется за счет атмосферной дисперсии [28].

Основной массив приведенных и проанализированных в работе экспериментальных результатов был получен на украинской антарктической станции «Академик Вернадский» (УАС). Станция расположена в регионе с чрезвычайно высокой циклонической активностью, которая обусловлена, помимо глобальной циркуляции атмосферы, орографическими причинами: соседством океана с ледниками Антарктического полуострова, а также его горной системой, сориентированной с северо-востока на юго-запад на пути смещающихся из Тихого океана циклонов. Среднегодовое значение давления на УАС (P) на уровне моря составляет 986 мбар (при среднем по планете значении — 1013 мбар). Это обстоятельство хорошо иллюстрирует глобальные особенности распределения давления. На рис. 1 для наглядности приведены годовые вариации давления, зарегистрированные в Антарктике и вблизи магнитосопряженной области на обсерватории университета г. Лоуэлл (Новая Англия, США).

Кроме устойчивого различия средних значений давления «Р» на УАС наблюдается значительно большая изменчивость вариаций, их дисперсия D почти в три раза больше, чем в Новой Англии. «Резкие» перепады давления, превышающие уровень примерно 10 мбар, соответствуют прохождению над Антарктическим полуостровом интенсивных атмосферных фронтов. Экс-

тремально низкие падения давления (больше порога 20 мбар) сопровождаются движением мощнейших циклонических образований.

Многолетний анализ поведения метеорологических параметров показал, что с ионосферными эффектами сильнее всего статистически связаны атмосферное давление и северо-восточная проекция скорости ветра. Обе эти величины характеризуют циклоническую активность. Очевидно, что падение давления является основным

следствием прохождения циклона безотносительно к местным условиям наблюдения. В тоже время выделенная проекция скорости ветра в заданном регионе может определяться рельефом местности. Действительно, северо-восточная проекция (С-В) скорости ветра в окрестности станции сопутствует атмосферным фронтам. Вызвано это тем, что сами фронты, как правило, вынесены в передние части циклонов (рис. 2). В передних частях циклонов южного полушария дуют ветры северных направлений. Благодаря направляющему действию горной системы вдоль западного побережья Антарктического полуострова, ветры отклоняются к северо-востоку (ориентация среднего вектора скорости ветра на УАС за 1993—2005 гг. имеет азимут 26°) [11]. Именно поэтому северо-восточная проекция ветра на УАС вместе с вариациями приземного давления являются простыми и надежными «детекторами» атмосферных фронтов.

На рис. 2, а в качестве примера приведена метео карта этого региона с нанесенными линиями изобар и показана синхронная спутниковая ИК-фотография облачного покрова этого же региона (рис. 2, б). Как видно, фронтальные разделы и облачность смещены к востоку относительно центров циклонов в передние части (центры циклонов обозначены буквой «В», от испанского слова «Ва́йо» — «низкий», центр

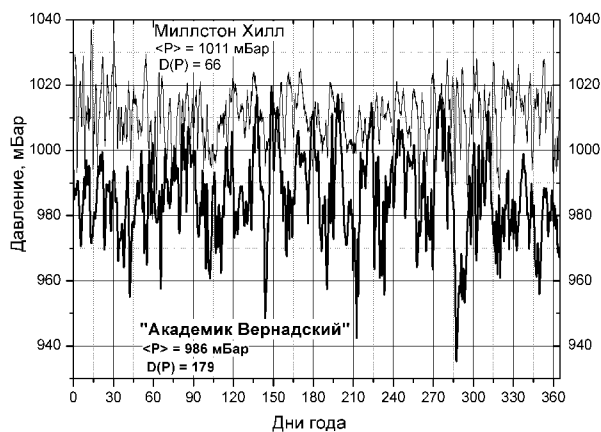


Рис. 1. Синхронные регистрации давления на УАС и в Новой Англии в 1999 г.

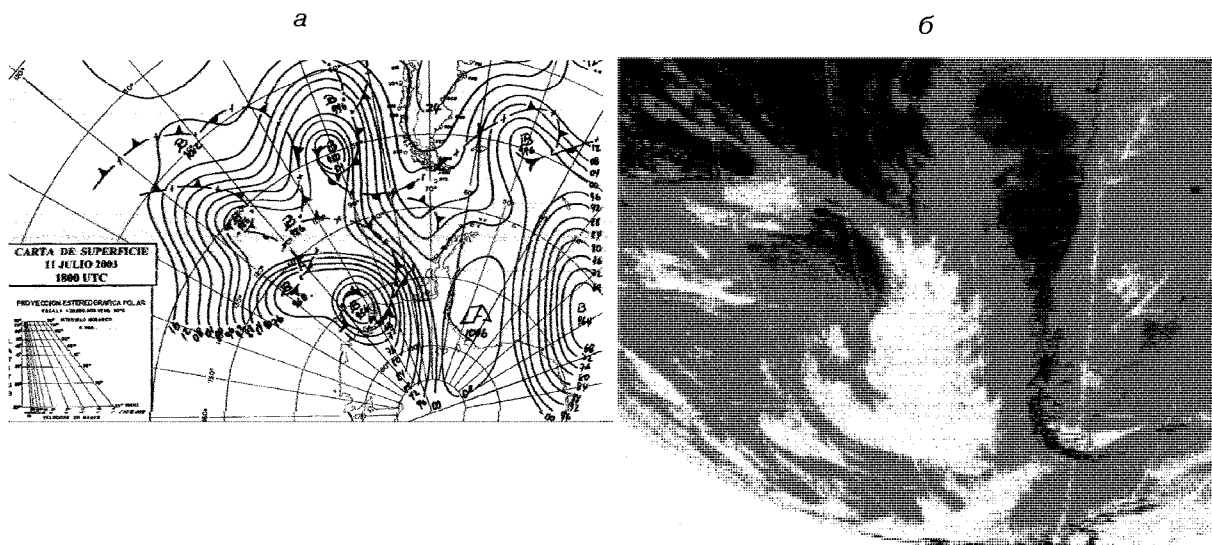


Рис. 2. Пример карты приземного анализа погоды в 18:00 UT 11.07.2003 (а) и спутниковая ИК-фотография облачности этого же региона (б)

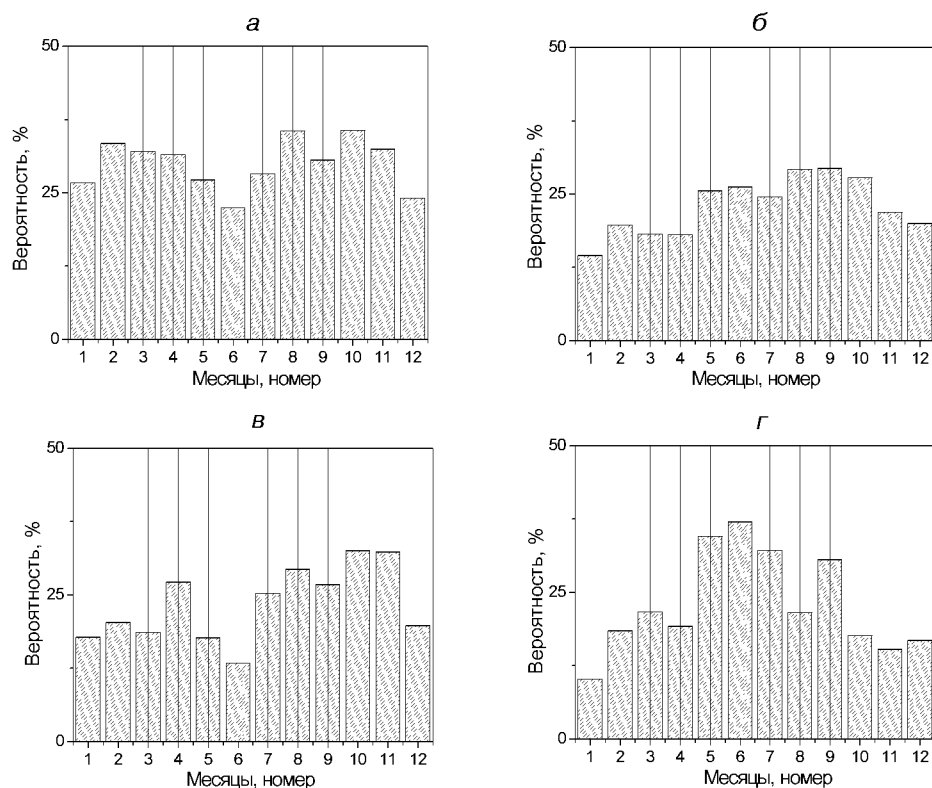


Рис. 3. Сезонные вариации вероятностей наблюдения параметров приземной погоды в 1993—2005 гг.: *а* — давления ниже порога 977.7 мбар; *б* — давления выше порога 977.7 мбар; *в* — С-В-проекции ветра более 2.5 м/с; *г* — Ю-З-проекции ветра более 2.5 м/с

области высокого давления обозначен буквой «А»).

Перед рассмотрением влияния приземной погоды на состояние околоземного космического пространства были оценены сезонные зависимости вероятностей вариаций параметров погоды (превышающих заданный порог) по массиву данных наблюдений с 1993 по 2005 гг. Рассчитывались вероятности наблюдения периодов высокого и низкого атмосферного давления (перепады давления больше ± 10 мбар относительно среднего значения), а также интервалов времени с положительной и отрицательной проекцией скорости ветра (выше порога ± 2.5 м/с) на северо-восточное и юго-западное (Ю-З) направления. Результаты такого анализа показаны на рис. 3. Сезонные вариации вероятности наблюдения С-В проекции ветра и периодов низкого

давления, представленные на рис. 3, *а*, *в*, весьма похожи. Выделяются два максимума: осенний (февраль—апрель) и весенний (август—октябрь). Минимумы фиксируются зимой в июне и летом в декабре—январе. Юго-западная проекция скорости ветра (рис. 3, *б*) чаще всего отмечается в августе. Наибольшее количество дней с высоким давлением фиксируется в июне в зимних антарктических условиях (рис. 3, *г*). Можно ожидать, что в периоды максимальной циклонической активности во время весеннего и осеннего межсезонья генерация АГВ в тропосфере наиболее интенсивна.

Подводя краткий итог анализа метеорологической обстановки в районе расположения станции «Академик Вернадский», следует отметить, что в среднем за год число проходящих над УАС мощных погодных событий варьирует от 50 до

60. Этот показатель, например, для магнитосопряженного региона Новой Англии примерно в десять раз меньше. Иными словами, в окрестности станции действительно наблюдается экстремально высокая метеорологическая активность.

2. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ВОЗМУЩЕНИЯ В E-ОБЛАСТИ

2.1. Спорадические слои Es. E-область ионосферы Земли располагается на высотах 100—150 км. Электронная концентрация этой области ионосферы хорошо контролируется зенитным углом Солнца. Ее верхняя часть характеризуется различной динамикой поведения электронов и ионов. Примерно с высот 120 км электроны становятся «замагниченными» (частота их соударений с нейтралами становится меньше гирочастоты) и начинают дрейфовать в скрещенных магнитном и электрическом полях. Ионы еще повторяют движения нейтральных компонентов атмосферного газа. Такое различие в поведении заряженных частиц создает устойчивый электродинамический эффект, так называемый динамо-ток. По той же причине поперечные ионосферные проводимости (Педерсена и Холла) достигают на этих высотах своих максимальных значений. Именно здесь происходит отражение МГД-волн магнитосферного происхождения и их трансформация в электромагнитные волны, способные распространяться в нейтральной атмосфере. Первый эффект тропосферного «отклика» на высотах E-слоя, рассмотренный нами, проявляется в возникновении спорадических слоев Es, представляющие тонкие плазменные образования с повышенными уровнями электронной концентрации и ее флуктуациями [5]. Отличительной особенностью таких структур являются: а) высокая интенсивность плазменных неоднородностей, соизмеримая со средней электронной концентрацией для этих высот; б) продолжительное и устойчивое время существования от десятков минут до единиц часов; в) сильная пространственная анизотропия слоев: узкий высотный интервал порядка километра и значительно больший горизонтальный масштаб — десятки сотни километров. Исследованию Es посвящено большое количество работ различных авторов [4, 5 и др.]. Морфология этих образова-

ний чрезвычайно разнообразна, выделяется около десятка их типов [50]. Es формируются как ниже, так и выше максимума электронной концентрации E-области, они могут быть «плотными», полностью «экранирующими» вышележащие слои, и «полупрозрачными», сквозь которые «видны» отражения сигналов от верхней ионосферы. Большая часть предшествующих исследований базируется на данных, полученных в северном полушарии. Нами проанализированы эффекты возникновения Es в Антарктике на УАС.

В процессе первичной обработки фиксировался факт самого наличия слоя Es, оценивался его тип, измерялись высота, критическая частота и частота экранирования отражений от верхней ионосферы (минимальная частота эхо-сигнала от F-области, «видимая» сквозь Es, см. рис. 4). На рис. 4 приведены характерные примеры ионограмм с «плотным» (а) и «полупрозрачным» Es (б).

2.2. Статистика появления Es на УАС. В качестве статистических оценок Es рассчитаны условные вероятности появления Es при разных значениях выделенных параметров приземной погоды. В результате первичной обработки были сформированы 13-летние массивы данных с шагом 1 час, приведенные к местному времени ($LT = UT - 4$ ч). Интервалы времени, на которых имелись пропуски либо ионосферных, либо метеорологических данных, из обработки исключались. Для минимизации влияния геомагнитных возмущений из обработки также были исключены магнитовозмущенные периоды ($K > 3$). Возмущенность геомагнитного поля определялась по локальным K -индексам [40], которые оценивались по магнитограммам расположенной на УАС геомагнитной обсерватории AIA. Вероятность наблюдения ионосферного или погодного параметра P_S здесь и далее рассчитывалась как отношение числа интервалов времени наблюдений с присутствием данного события n_S к полному количеству интервалов наблюдений n :

$$PS = (n_S/n) \cdot 100 \%$$

Условные вероятности появления исследуемого ионосферного эффекта определялись отношением числа интервалов времени при его наличии в заданных погодных условиях к полному

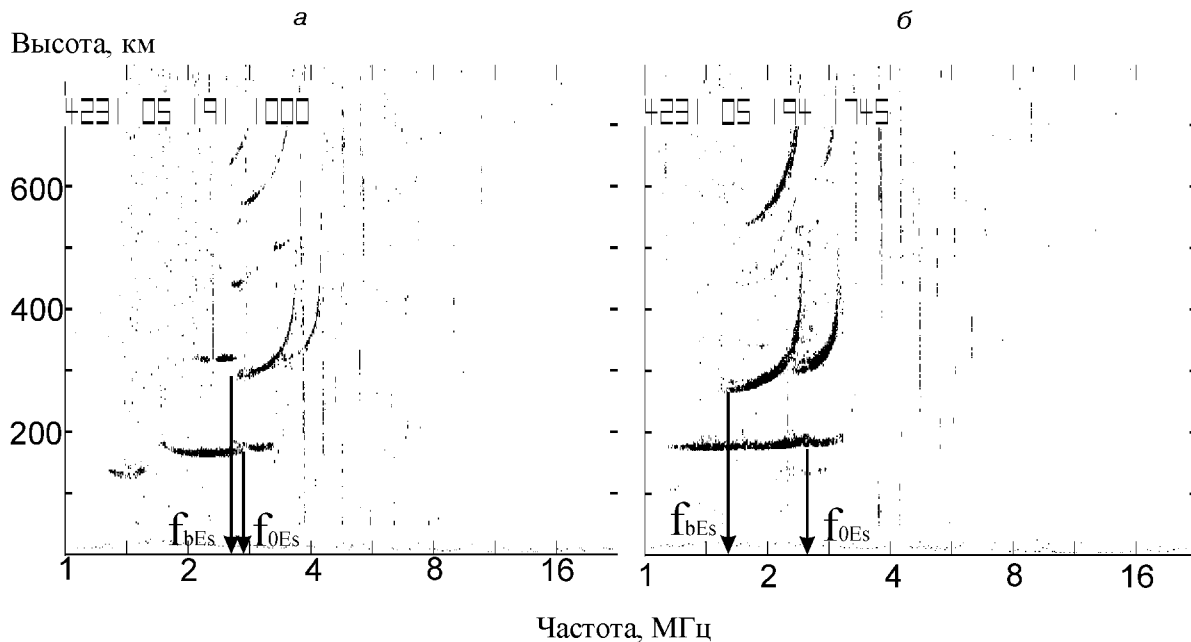


Рис. 4. Ионogramмы, наблюдавшиеся 10.07.05 в 10:00 LT (а) и 13.07.05 в 17:45 LT (б). f_{0Es} — критическая частота Es, f_{bEs} — частота экранирования

числу интервалов, в которых регистрировался выбранный параметр погоды. Для оценки достоверности P_S рассчитывался доверительный интервал по уровню 0.95 или 0.68 [17]. Количество рассматриваемых событий было сравнительно велико (100 и более), принималась гипотеза о том, что вероятность распределена по нормальному закону. Доверительные границы P_1 , P_2 рассчитывались следующим образом:

$$P_1, P_2 = \frac{P_S + \varepsilon_\alpha^2 / 2n}{1 + \varepsilon_\alpha^2 / 2n} \pm \frac{\varepsilon_\alpha}{1 + \varepsilon_\alpha^2 / 2n} \sqrt{\frac{P_S(1 - P_S)}{n} + \frac{\varepsilon_\alpha}{4n^2}},$$

где ε_α — параметр функции Лапласа Φ . Так, доверительному интервалу $\alpha = 0.95$ соответствует $\varepsilon_\alpha = 1.96$ ($2\Phi(\varepsilon_\alpha) = \alpha$).

Сезонные вариации вероятности образования Es по всему массиву наблюдений изображены на рис. 5. Абсолютный максимум частоты повторения Es (рис. 5, а соответствует летнему времени (декабрь—январь). Присутствует также экстре-

мум в зимние месяцы (июнь—июль). Выраженные минимумы отмечаются в апреле—мае и сентябре—октябре. Сезонный ход «плотных» слоев (рис. 5, б качественно повторяет вариацию всех Es (рис. 5, а, хотя зимний максимум выражен значительно слабее. В то же время основной пик в сезонном ходе «полупрозрачных» структур отмечается зимой в июне—июле, менее значимый максимум имеет место в летние месяцы (рис. 5, в). Суточная зависимость появления Es показывает рост вероятности в дневное время, независимо от сезона года, достигая максимума (почти 100 %) в летние месяцы. В остальные сезоны она существенно ниже.

Для анализа степени воздействия тропосферы на формирование Es оценивались условные вероятности его появления при заданных значениях параметров, характеризующих состояние приземной погоды. На рис. 6 приведены разности условных вероятностей наблюдения Es в зимний (май—август) и летний (ноябрь—февраль) периоды для различных погодных условий. Как зимой (а), так и летом (б) разности вероятностей появления Es при С-В- и Ю-З-

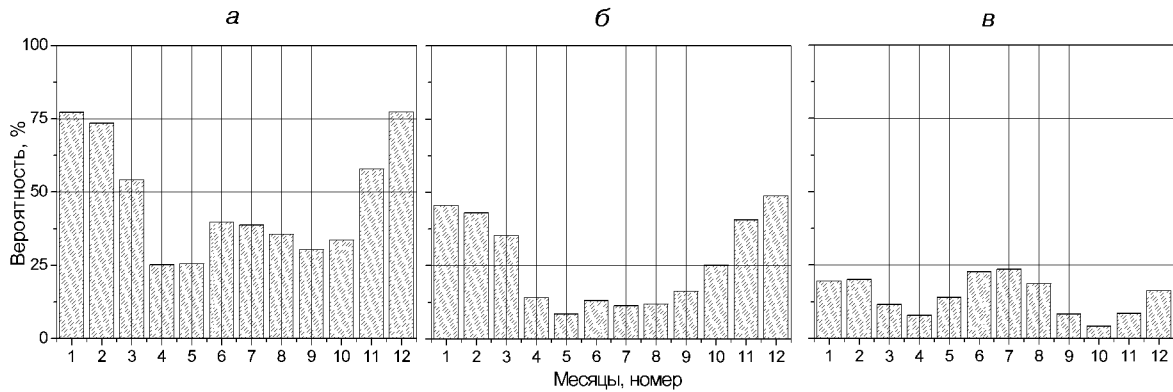


Рис. 5. Сезонные вариации вероятности наблюдения Es в 1993—2005 гг.: *a* — всех, *б* — плотных, *в* — полупрозрачных

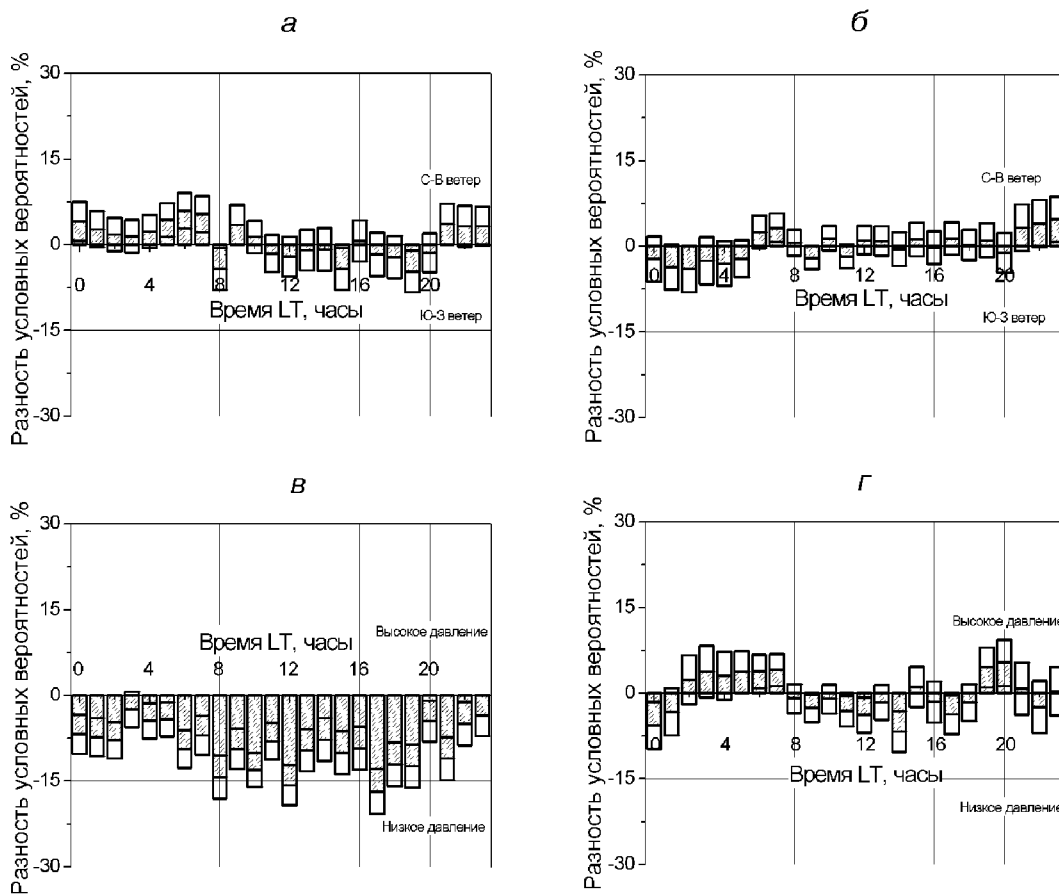


Рис. 6. Разности условных вероятностей наблюдения Es: *a* — при северо-восточном и *б* — при юго-западном направлениях ветров, *в* и *г* — при высоком и низком атмосферном давлении, *а, в* — в мае — августе; *б, г* — в ноябре — феврале

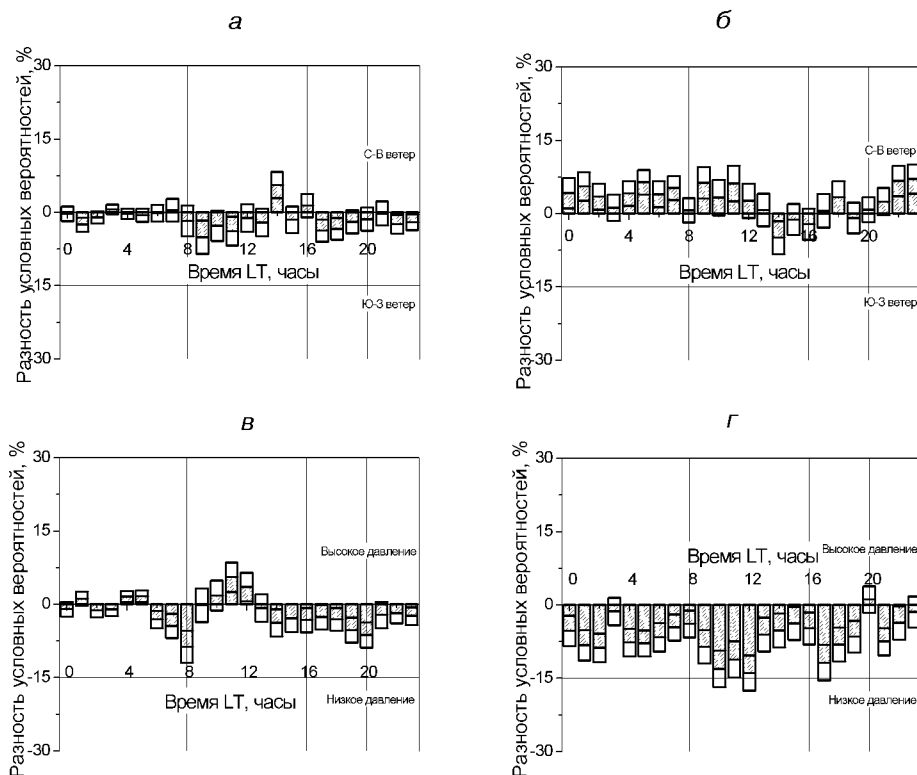


Рис. 7. Отличия условных вероятностей наблюдения Es разной структуры в мае-августе: *а* и *б* — при С-В и Ю-З ветрах; *в* и *г* — при низком и высоком атмосферном давлении; *а* и *в* — плотные Es; *б*, *г* — полупрозрачные Es

ветрах лежат в пределах, либо незначительно отличаются от средних квадратичных отклонений (СКО) их оценок. Связь Es с уровнем атмосферного давления в зимние месяцы ярко выражена (рис. 6, *в*): вся суточная вариация разности условных вероятностей лежит ниже нуля, т. е. в течение всех суток появления Es при низком давлении существенно вероятнее, чем при высоком. Летом зависимость от давления практически исчезает (рис. 6, *г*). То есть, приземная погода существенно влияет на формирование Es зимой, и практически не влияет летом.

Более подробно зимняя ситуация проанализирована на рис. 7. Реакция «плотных» ($(f_{0Es} - f_{bEs})/f_{0Es} < 0.1$) и «полупрозрачных» ($(f_{0Es} - f_{bEs})/f_{0Es} > 0.2$) Es на состояние тропосферы разная. В присутствии положительной С-В

проекции скорости ветра вероятность появления «плотных» Es несколько понижается (рис. 7, *а*), в то же время на протяжении большей части суток вероятность наблюдения «полупрозрачных» Es повышается (рис. 7, *б*).

Увеличение частоты появления Es при низком давлении происходит преимущественно за счет «полупрозрачных» Es (рис. 7, *г*). «Плотные» Es также чаще наблюдаются при низком давлении, однако эта зависимость выражена значительно слабее (рис. 7, *в*).

Обобщая результаты обработки, отметим, что погода в тропосфере влияет на формирование Es в зимнее время, и практически не влияет в летние месяцы. Давление выступает наиболее статистически связанным с Es погодным параметром в зимнее время. Плотные Es зимой большую часть суток наблюдаются преимущест-

венно при низком давлении; при С-В-ветре вероятность появления плотных Es падает. Частота появления полупрозрачных Es в зимнее время растет при низком давлении и положительной С-В-проекции ветра. По всей видимости, причина выявленной зависимости состоит в существовании регулярного сезонного потока энергии из тропосферы в ионосферу [4, 5]. В случае достижения амплитудой АГВ порога нелинейности пространственно-временной спектр распространяющихся волн обогащается. Часть волновой энергии трансформируется в турбулентность.

3. ВОЗМУЩЕНИЯ В F-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ

Плазма F-области ионосферы полностью «замагничена», ее динамика контролируется в первую очередь электромагнитными силами. Максимум электронной концентрации F-слоя располагается на высотах от 180 километров (днем) и до 400 и более километров (ночью и во время геомагнитных возмущений). Несмотря на «замагниченность» плазмы, волновые процессы, пришедшие из нейтральной атмосферы, заметно модифицируют ее параметры. В настоящем подразделе тропосферно-ионосферное взаимодействие будет продемонстрировано на двух возможных

эффектах — повышенной турбулизации плазмы F-области (F-рассеяния) и модуляции плазменных характеристик с периодами АГВ — ПИВ.

3.1. Явление F-рассеяния. Явление F-рассеяния (spread F) известно со времен начала использования техники вертикального зондирования ионосферы для получения основных параметров ионосферных слоев [6]. Этот эффект проявляется в том, что отраженный сигнал теряет свою детерминированную структуру, становится размытым (диффузным), имеет значительно большую продолжительность, чем зондирующий импульс. Связано это с рассеянием пробного сигнала на интенсивных естественных ионосферных неоднородностях. Часто подразделяют F-рассеяние на два типа. Первый тип — рассеяние по высоте, при котором низкочастотный отрезок ионограммы имеет диффузный характер, что затрудняет отсчет кажущейся высоты. Второй тип — рассеяние по частоте, при котором в ионограммах появляются диффузные отражения вблизи критических частот (критическая частота дополнительных отражений выше частоты основного следа). Рассеяние по частоте обычно называют «среднеширотным» типом рассеяния, а по высоте — «экваториальным» [6]. Присутствие F-рассеяния легко определить из стандартных ионограмм вертикального зондирования (рис. 8).

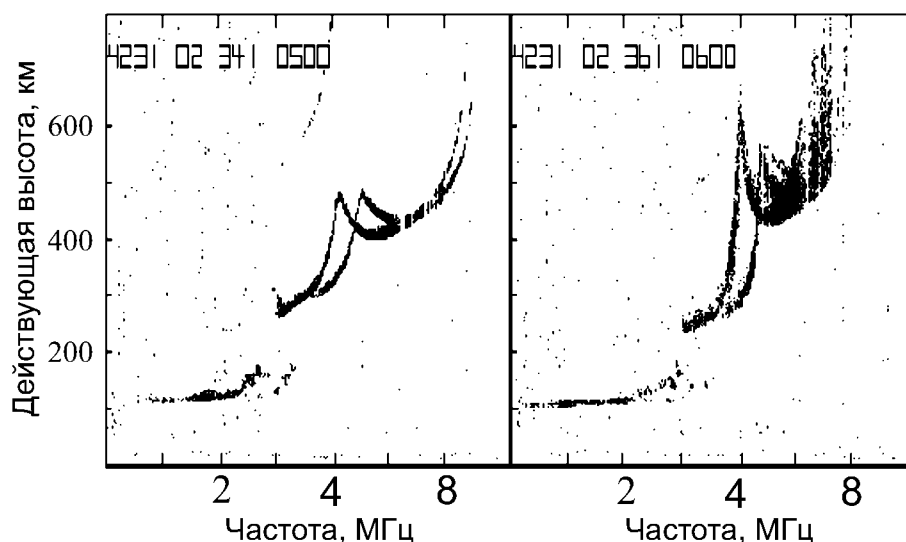


Рис. 8. Пример типичной ионограммы (а) и явления F-рассеяния (б). Ионограммы получены на УАС «Академик Вернадский» в 2002 г.

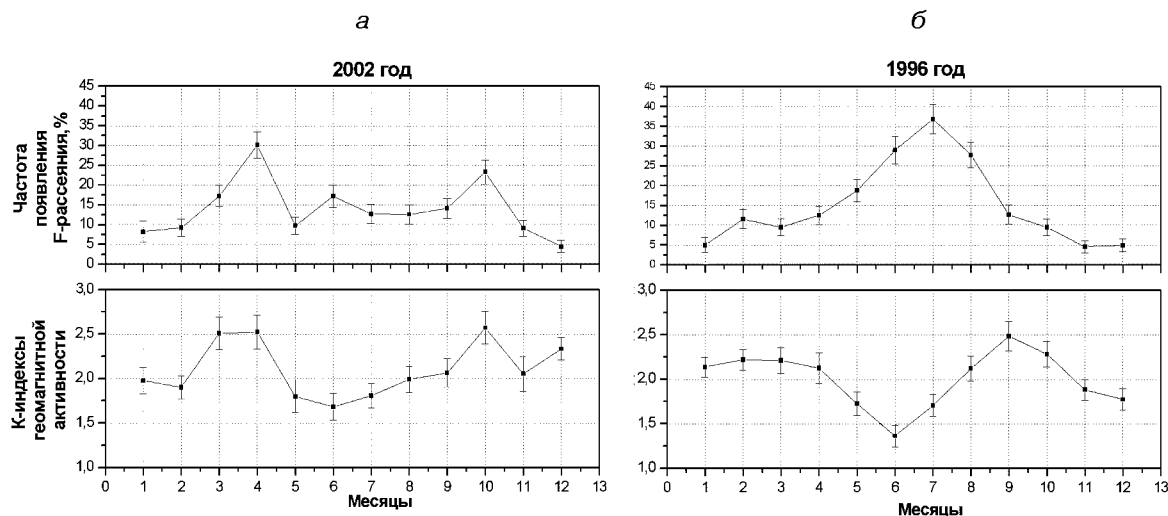


Рис. 9. Сезонные вариации вероятности наблюдения F-рассеяния (верхние панели) и среднемесячных значений локальных K-индексов (нижние панели): *a* — в год с высокой солнечной активностью, *б* — в год с низкой солнечной активностью

Очевидно, что перед поиском реакции верхней ионосферы в виде F-рассеяния на атмосферные возмущения необходимо проанализировать и исключить другие возможные воздействия. Общеизвестным является, например, тот факт, что возмущения магнитного поля сильно влияют в основном на параметры верхней ионосферы. За счет эффектов ионного торможения возможны быстрые изменения высоты максимальной концентрации слоев F1 и F2. Поскольку в верхней ионосфере плазма «вморожена» в магнитное поле, деформация силовых линий приводит к соответствующему дрейфу плазмы, что в свою очередь может вызвать быстрые флуктуации критической частоты ионосферы. При этом, по всей видимости, должна существовать и корреляция между интенсивностью естественной турбулентности и возмущенностью магнитного поля. Причину появления среднеширотного ночного F-рассеяния также связывают с неоднородностями, развивающимися вследствие распространения атмосферных гравитационных волн тропосферной природы [6, 29].

В качестве основного массива анализируемых данных нами использованы результаты вертикального ионосферного зондирования, полученные на УАС «Академик Вернадский» с 1996 по 2005 гг.. Появление эффекта F-рассеяния опи-

сывалось вероятностью (частотой) его регистрации на ионограммах вертикального зондирования в течение различных интервалов времени. Методика расчета вероятностных характеристик аналогична приведенной в разделе 2. Вероятность появления F-рассеяния имеет существенный как суточный, так и сезонный ход. Характер сезонных вариаций частоты наблюдения эффекта в годы с высокой и низкой солнечной активностью разный [18] (рис. 9, *a* и *б*, верхние панели). Так, в 2001 году (высокая активность) максимумы отмечались в апреле и октябре. В то же время в 1996 г. (низкая активность) максимум вероятности наблюдения приходится на зимние месяцы. На нижних панелях рис. 9, *a* и *б* приведены изменения среднемесячных K-индексов геомагнитной активности в 2001 и 1996 гг.. Повышение геомагнитной активности наблюдается вблизи равноденствий. Это связывают с максимумом южно-направленного компонента B_z межпланетного магнитного поля (ММП), который приходится на эти же периоды времени [48].

Наличие у вектора ММП южного компонента, направленного противоположно магнитным силовым линиям Земли, ослабляет действие геомагнитного поля и приводит к проникновению солнечного ветра глубже в магнитосферу. В

периоды максимума южно-направленного компонента отмечается возрастание геомагнитных возмущений.

Как видно, в год с высокой солнечной активностью максимумы двух зависимостей совпадают и приходятся на апрель и октябрь (рис. 9, а). Корреляция между ними очевидна. На рис. 9 приведены значения оценок самих величин вероятностей появления и их средние квадратичные отклонения [17]. В год с низкой солнечной активностью характер сезонной вариации K -индексов остался таким же, максимумы приходятся на весну и осень. В то же время корреляция K -индексов с вероятностью наблюдения F -рассеяния исчезает (рис. 9, б). Максимум вероятности F -рассеяния приходится на южную зиму, когда в K -индексах наблюдается явный минимум. Напомним, что на это же время приходится наибольшая вероятность появления эффекта E_s тропосферного происхождения.

Таким образом, два вида сезонной зависимости в поведении F -рассеяния могут означать различия в природе возникновения этого явления в разные годы и сезоны. Для более подробного изучения этого вопроса была оценена условная вероятность наблюдения явления F -рассеяния в зависимости от степени возмущенности геомагнитного поля. Рассматривались все часовые ионограммы, на которых зарегистрированы отражения от области F -ионосферы. Оценка условной вероятности появления F -рассеяния рассчитывалась как отношение количества зарегистрированных случаев F -рассеяния к общему количеству регистраций области F при условии,

что трехчасовой индекс геомагнитной активности был выше определенного порогового значения. Для оцениваемых значений вероятностей дополнительно рассчитывался доверительный интервал по уровню 0.95, аналогично тому, как это делалось для частоты наблюдения спорадических E -слоев. Оценки вероятности за семилетний интервал наблюдений показывают, что возмущенность геомагнитного поля сильно влияет на образование ионосферных неоднородностей (рис. 10). Уже при незначительном увеличении вариаций магнитного поля (начиная с $K = 1-2$) вероятность F -рассеяния растет. По-видимому, происходит преобразование энергии геомагнитных вариаций в ионосферную турбулентность. При этом наблюдается пороговое значение K -индекса геомагнитной активности ($K = 5$) (рис. 10), выше которого происходит «насыщение», и увеличение возмущенности магнитного поля уже не приводит к большей турбулизации ионосферы.

На следующем этапе было проведено исследование сезонных зависимостей в поведении F -рассеяния. Рассчитывалась вероятность появления F -рассеяния в различные сезоны года в течение семи лет (рис. 11). Полученные зависимости показывают, что влияние геомагнитных возмущений на образование ионосферных неоднородностей уменьшается вблизи зимнего солнцестояния (с мая по июль). В эти месяцы преобладающим является механизм, связанный, по-видимому, с распространением атмосферных гравитационных волн тропосферного происхождения. На протяжении остального периода на-

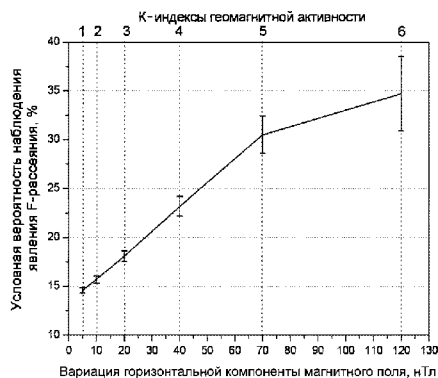


Рис. 10. Зависимость вероятности появления F -рассеяния от возмущенности геомагнитного поля в 1996—2002 гг.

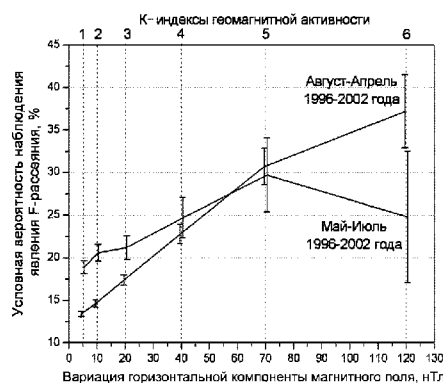


Рис. 11. Зависимости вероятности появления F -рассеяния от возмущенности МПЗ в различные сезоны года

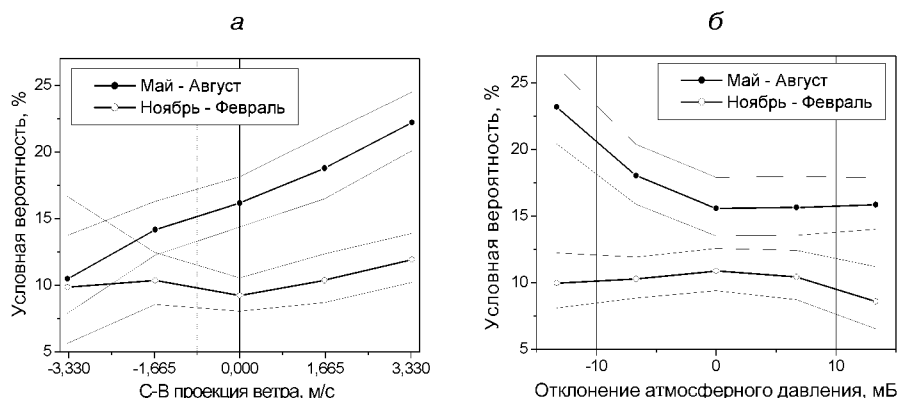


Рис. 12. Условные вероятности наблюдения F-рассеяния (1993—2003 гг., время усреднения ветра 5 сут) при разных значениях: *а* — северо-восточной проекции ветра, *б* — атмосферного давления

блюдений основной вклад в образование ионосферной турбулентности вносят возмущения геомагнитного поля Земли.

3.2. F-рассеяние как индикатор тропосферно-ионосферного взаимодействия. Ослабление контроля турбуликации F-области со стороны геомагнитного поля в зимние месяцы явилось побудительным мотивом исследований роли тропосферно-ионосферного взаимодействия в возбуждении F-рассеяния. В настоящем подразделе приведены статистические оценки вклада приходящей снизу энергии тропосферных возмущений в состоянии околоземного космического пространства, а также обсуждены особенности тропосферно-ионосферного взаимодействия на примере возникновения F-рассеяния. Исследование роли приземной погоды в формировании плазменных неоднородностей F-области ионосферы проводилось путем оценки и сравнения условных вероятностей наблюдения F-рассеяния в различных погодных ситуациях. Параметрами погоды, продемонстрировавшими наибольшую статистическую связь с F-рассеянием, оказались проекция вектора скорости ветра на северо-восточное направление и уровень приземного давления (см. раздел 1). Отметим также, что с целью ограничения воздействия возмущенности геомагнитного поля на результат анализа, рассматривались лишь те интервалы времени, в пределах которых локальный K-индекс был менее 4. Были сделаны оценки услов-

ных вероятностей наблюдения F-рассеяния при разных значениях атмосферного давления и величины проекции скорости ветра на северо-восточное направление на базе 11 лет измерений (1993—2003 гг.). В зимнее время наблюдается почти линейное увеличение вероятности наблюдения F-рассеяния с ростом проекции скорости ветра, усредненной за 5 дней (рис. 12, *а*, на рисунках отмечены средние квадратичные отклонения оценок). В тоже время в другие сезоны года эта связь практически отсутствует, о чем свидетельствует зависимость для ноября-февраля (рис. 12, *а*). Растет также вероятность наблюдения F-рассеяния при низком давлении зимой (рис. 12, *б*).

Переходя к особенностям поведения F-рассеяния в суточном цикле, отметим, что общая особенность частоты появления эффекта во все сезоны года состоит в возрастании повторяемости F-рассеяния в ночные часы. Рассмотрим суточный ход разности условных вероятностей наблюдения F-рассеяния зимой в мае—августе и летом в ноябре—феврале в разных погодных условиях в 1993—2005 гг. (рис. 13, на рисунках отмечены средние квадратичные отклонения оценок).

В мае—августе (т. е. антарктической зимой) вероятность появления F-рассеяния достоверно возрастает при северо-восточном ветре (рис. 13, *а*) и низком атмосферном давлении (рис. 13, *б*), т. е. при активизации тропосферной фронталь-

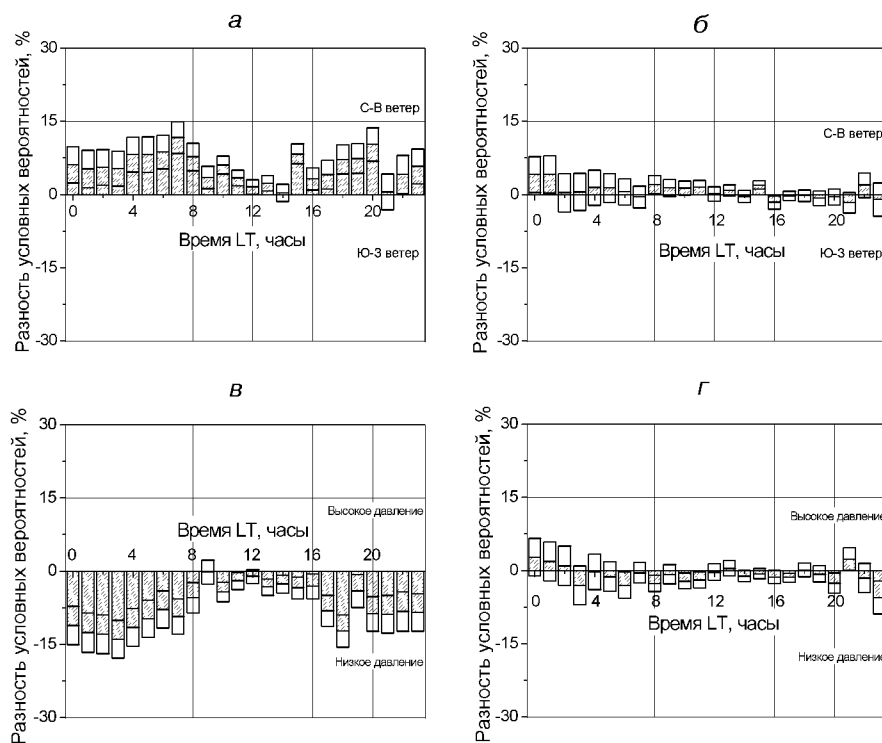


Рис. 13. Суточные вариации разности условных вероятностей наблюдения F-рассеяния в 1993—2005 годах: *а, б* — при северо-восточном ветре и юго-западном ветрах; *в, г* — при высоком и низком атмосферном давлении; *а, в* — в мае — августе; *б, г* — в ноябре — феврале

ной активности. Летом же зависимость эффекта от погодных условий практически исчезает и в суточной вариации (рис. 13, б, г). Таким образом, увеличение вероятности появления ионосферных неоднородностей наблюдается зимой над атмосферными фронтами. В суточном ходе «чувствительность» верхней ионосферы к приземной погоде увеличивается ночью и в сумеречное время. Установленные в ходе вероятностного анализа данных экспериментов тропосферно-ионосферные связи могут быть объяснены распространением внутренних атмосферных гравитационных волн. Вероятно, АГВ генерируются атмосферными фронтами, а суточные и сезонные вариации степени влияния тропосферной погоды на состояние ионосферы связаны с изменчивостью условий распространения АГВ в атмосфере.

3.3. Волнообразные возмущения полного электронного содержания тропосферной

природы над Антарктическим полуостровом. Как уже отмечалось ранее, в случае линейного распространения АГВ в ионосфере вплоть до высот F-области их проявление сказывается в квазипериодической модуляции плазменных параметров, в частности электронной концентрации. Такие изменения наблюдаются в виде перемещающихся ионосферных возмущений и регистрируются различными методами радиодиагностики ионосферы. Широкие возможности для исследований пространственно-временной динамики региональных ионосферных процессов предоставляют данные глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) [2, 3, 51]. На основе разностно-фазовых измерений приращения расстояния между спутником и приемником на двух когерентных частотах $f_1 = 1575.42$ МГц и $f_2 = 1227.60$ МГц имеется возможность оценки наклонного полного электронного содержания (НПЭС) I вдоль луча зрения [2, 39]:

$$I = K \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \left[\left(L_2 \frac{c}{f_2} - L_1 \frac{c}{f_1} \right) + \text{const} + \Delta l \right],$$

где коэффициент $K = 1/40.3083 \text{ с}^2 \text{ м}^{-3}$; $L_1 c/f_1$ и $L_2 c/f_2$, м — фазовые пути радиосигналов на частотах f_1 и f_2 ; L_1 и L_2 — числа фазовых циклов (целые и дробные части); c , м/с — скорость света, const, м — некоторый неизвестный начальный фазовый путь; Δl , м — ошибка определения фазового пути. Размерностью НПЭС является общепринятая в литературе величина TECU (Total Electron Content Unit), равная 10^{16} м^{-2} .

Измерения приращений фазы в ГНСС производятся с высокой точностью, при которой ошибка определения вариаций НПЭС в 30-секундных интервалах усреднения оценивается величиной 10^{-2} TECU. Большая часть данных, накапливаемых глобальной сетью перманентных станций, общедоступна в интернете в исходном виде. Для Антарктиды и зоны вокруг нее составление ионосферных карт, вообще говоря, затруднительно из-за малого числа станций в этом регионе. Тем не менее, именно над проливом Дрейка вблизи Антарктического полуострова погрешность воссоздания карты ПЭС относительно невелика, благодаря сравнительно плотному расположению трех перманентных станций (PALM — США, ONI2 — Чили, RIOG — Аргентина).

Существенным фактором реконструкции ПЭС в этом регионе было использование данных с 12-канального двухчастотного приемника GPS ASHTECH Z-XII, установленного с участием авторов этой работы на Украинской антарктической станции 3 апреля 2005 г. Новый пункт размещения приемной аппаратуры получил международное обозначение VER2 (<http://www.tu-dresden.de/ipg/service/scargps/VER1.html>). Приемник был предоставлен коллегами из Института Геодезии и Картографии в Варшаве.

Для предварительного анализа вариаций ПЭС и поиска периодических ионосферных неоднородностей был выбран двухнедельный интервал измерений с 1 по 14 июня (152—165 дни 2005 г.), когда ионосфера характеризовалась сравнительно спокойным поведением фоновых вариаций. В течение анализируемого интервала времени имели место как магнитно-спокойные, так и дни с повышенной геомагнитной активнос-

тью, отмечалось также прохождение теплого (4 июня) и холодного (6 июня) атмосферных фронтов. В качестве информационных параметров, иллюстрирующих состояние тропосферной погоды, были выбраны скорость ветра [11], температура, скорость ее изменения, вариации давления и их вторая производная. Состояние «космической погоды» контролировалось трехчасовыми наблюдениями вариаций геомагнитного поля на УАС. Для более детального анализа были отобраны данные, соответствующие дневному и вечернему времени (с 12 до 21 часа UT), когда вариации ПЭС в несколько раз превышали ночной уровень изменений. По известной методике [2, 3, 51] из первичных регистраций 4 станций (PALM, ONI2, RIOG, VER2) формировались временные ряды наклонного полного электронного содержания вдоль лучей зрения «спутник — приемники». После исключения тренда центрированные вариации НПЭС пересчитывались с помощью проектирующей функции [51] к вертикальному направлению, формируя временные ряды для вариаций ПЭС. Пространственно-временная картина вариаций ПЭС как функция трех аргументов может быть представлена на рис. в виде проекций на три плоскости «время—долгота», «время—широта» и «долгота—широта». В качестве примеров на рис. 14, а показаны такие проекции для двух характерных дней из выбранного двухнедельного интервала измерений. Полученные вариации ПЭС обрабатывались методами корреляционного и спектрального анализа. На рис. 14, б показаны типичные двумерные автокорреляционные функции (АКФ) трех проекций ПЭС для спокойного и возмущенного дней (4 и 7 июня 2005 г. соответственно). Как видно из рис. 14, пространственно-временное поведение самих вариаций полного электронного содержания и АКФ отличается для этих двух дней. Для реализации, полученной 7 июня, отчетливо наблюдается периодическая структура вариаций в долготном и широтном направлениях, в то время как 4 июня изменения ПЭС носят хаотический характер.

Обнаруженные периодические вариации ПЭС хорошо скоррелированы с независимыми одновременно изменениями критической частоты F-слоя, регистрируемыми на УАС методом вертикального зондирования. Наличие пространст-

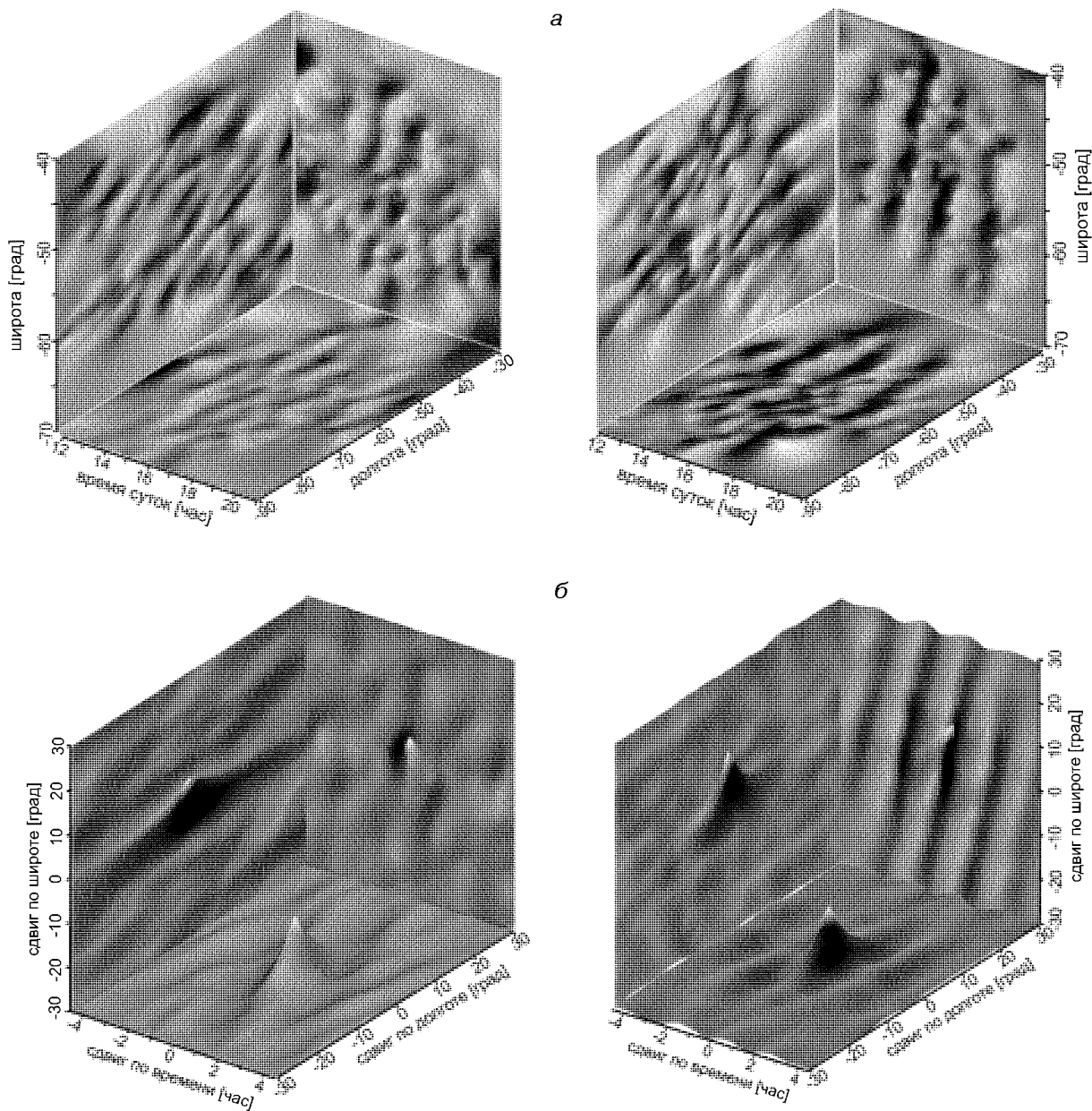


Рис. 14. Проекция пространственно-временного поля вариаций ПЭС (а) и соответствующие двумерные автокорреляционные функции (б) в регионе Антарктического полуострова 4 июня (слева) и 7 июня (справа) 2005 г.

венно-временных вариаций ПЭС периодического характера можно трактовать как прохождение АГВ-ПИВ на ионосферных высотах в регионе Антарктического полуострова. Так, например, сопоставляя волновые структуры в координатах «время—широта» и «время—долгота» для

7 июня, можно интерпретировать их наиболее вероятным образом как проявление волны в ионосфере, распространяющейся практически в восточном направлении (азимут около 80°) с

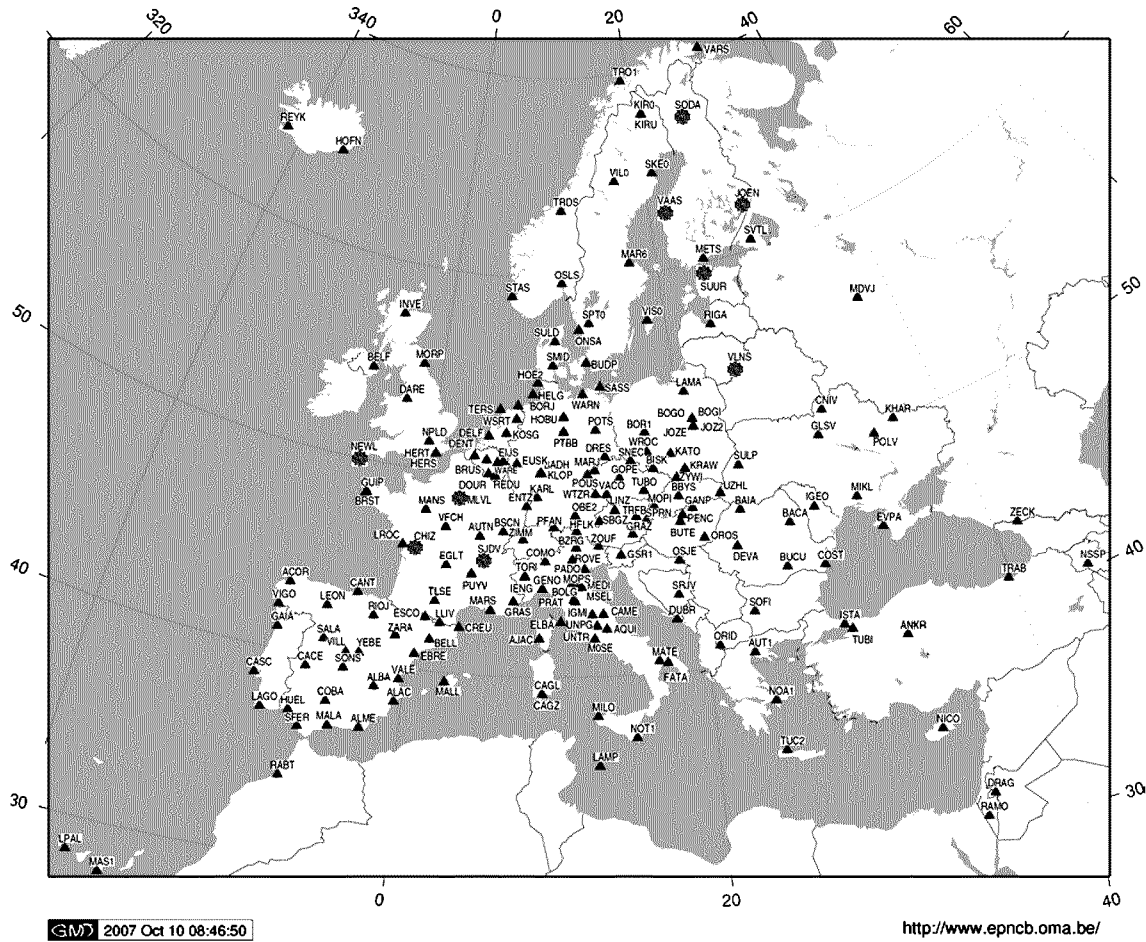
EUREF Permanent Tracking Network

Рис. 15. Карта расположения permanentных ГНСС-станций в Европе

горизонтальной скоростью $V = 50$ м/с при длине волны $\Lambda \approx 340$ км. Такое направление движения АГВ-ПИВ совпадает с преимущественным направлением перемещения атмосферных погодных фронтов в этом регионе Антарктики, с запада на восток.

Таким образом, четырехпозиционные измерения ПЭС в районе пролива Дрейка — Антарктического полуострова дают возможность выделять средне- и крупномасштабные АГВ-ПИВ на ионосферных высотах. Двухнедельное сопоставление квазипериодических вариаций ПЭС с геофизической и метеорологической обстановкой в

регионе зондирования позволяет сделать заключение о возможности стимулирования волновых структур в ионосфере прохождением у поверхности Земли мощных погодных фронтов.

3.4. Волнообразные возмущения полного электронного содержания тропосферной природы над Европейским континентом. Разработка методики обнаружения ПИВ атмосферного происхождения в верхней ионосфере и апробация ее на большом массиве данных антарктических наблюдений позволила исследовать единичные аномально мощные погодные возмущения над относительно спокойным евро-

пейским регионом. Задача восстановления вариаций ПЭС над Европой представляется более простой, нежели в Антарктике, поскольку в этом регионе имеется густая сеть permanentных станций ГНСС (рис. 15), данные с которых доступны в интернете. Около 20 из этих станций оборудованы стандартными метеорологическими измерительными устройствами, данные которых также представлены в интернете. В качестве исследуемого события был использован экстремальный штормовой циклон 18—19 января 2007 г.

Атмосферный фронт во время этого события распространился над Центральной Европой в течение полутора суток на расстоянии около двух тысяч километров. Нами на недельном интервале, включающем это событие, были исследованы вариации ПЭС с пространственными масштабами до тысячи километров и временными периодами от десятка минут до 1—1.5 ч в окрестности атмосферного фронта.

Для независимого количественного описания движения этого погодного фронта в приземной атмосфере были проанализированы временные зависимости метеорологических параметров (давления, температуры и влажности) для тех permanentных станций (ПС), которые оснащены наземными метеообсерваториями. Одновременно велся анализ данных тропосферной зенитной задержки (ТЗЗ) радиосигналов спутниковой навигационной системы (тропосферная задержка выражается в метрах) как рефракционное изменение длины траектории радиосигналов. Данные о задержке над каждой ПС и доступны в интернете с временным разрешением один час. На рис. 16 приведены зависимости метеопараметров и ТЗЗ для центрально-европейской permanentной станции BOGO (52.48°с. ш., 21.04°в. д.). Отчетливо наблюдается экстремально сильное изменение давления 18 января, сопровождавшееся уменьшением влажности и перепадом температуры. Влияние изменений параметров во всей толще тропосферы приводит к существенному и быстрому изменению ТЗЗ.

Изменения ТЗЗ над европейскими ПС были использованы для определения относительной задержки прохождения фронта в зависимости от координат расположения станций. Ранее регулярный характер перемещения (с запада на восток) холодных фронтов над Европой отме-

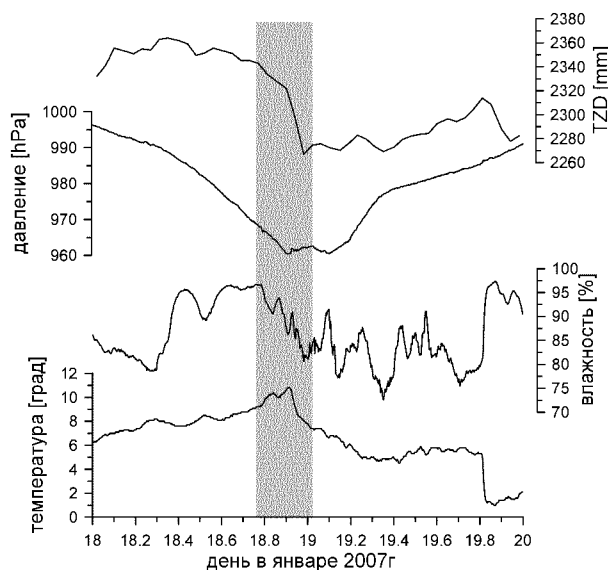


Рис. 16. Временной ход приземных метеопараметров и ТЗЗ в «острой» фазе тропосферного события над BOGO

чался в работе [42]. В процессе смещения фронта форма зависимости ТЗЗ от времени для разнесенных ПС изменяется достаточно слабо (рис. 17). Сопоставление характерных изменений ТЗЗ в разнесенных по широте и долготе пунктах позволяло получить скорости движения фронта и восстановить его пространственную структуру. При долгом разное станций для практически одинаковых широт (в данном случае вблизи широты 50°) подобие вариаций тропосферных задержек не вызывает сомнения в идентичности погодного возмущения (рис. 17).

Поведение ионосферы характеризовалось вариациями ПЭС, определенными по методике, описанной в подразделе 3.3, над точкой с определенными координатами. Пример сопоставления тропосферных и ионосферных процессов приведен на рис. 18. В центральной части рис. 18 показаны траектории подионосферных точек спутника SV19, наблюдаемого с пяти ПС в Северной Европе, отмеченных на рис. 15. Цифры вблизи траекторий обозначают момент времени UT, в который сигнал спутника проходил через соответствующую подионосферную точку. «Координатной сеткой» для траекторий служит картина изолиний положений тропо-

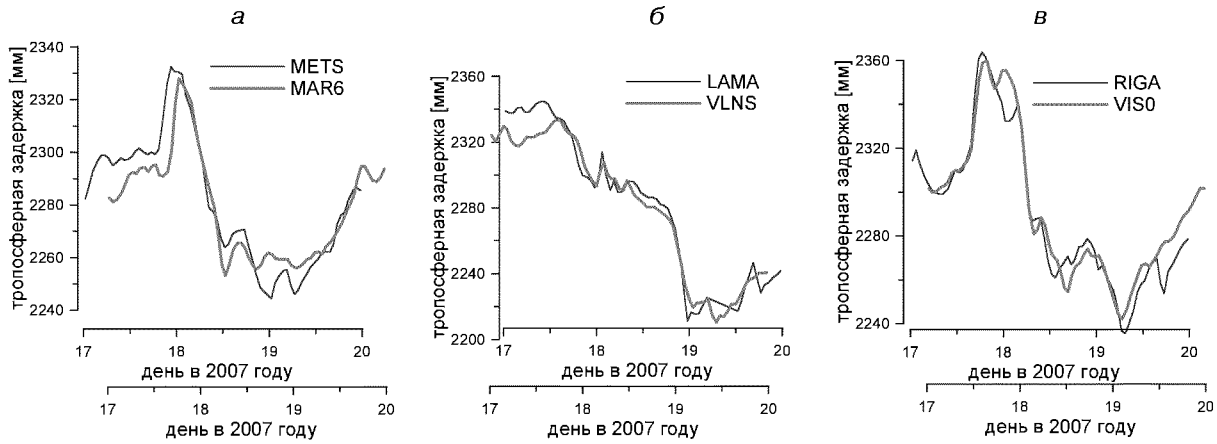


Рис. 17. Сопоставление формы зависимости T33 от времени при прохождении фронта над ПС с примерно одинаковыми широтами, но разнесенными по долготе

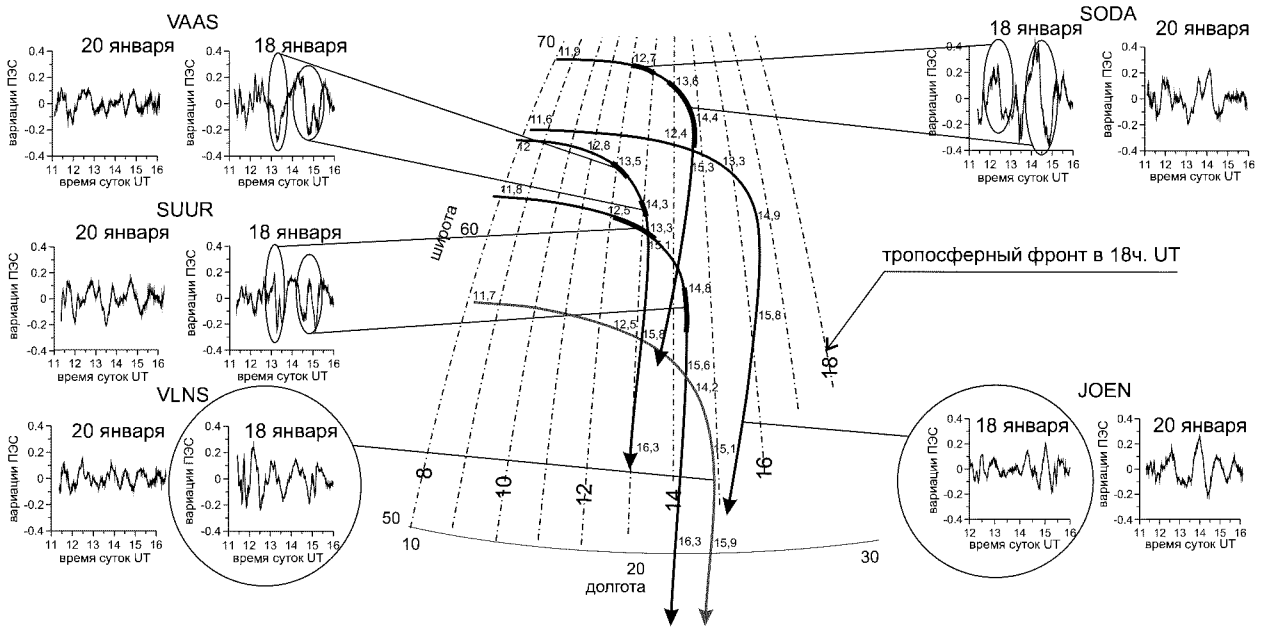


Рис. 18. Сопоставление вариаций ПЭС вдоль траекторий подионосферных точек спутника SV19 навигационной системы GPS

сферного фронта (каждая пунктирная линия соответствует положению фронта в момент времени UT, обозначенный числом на этой линии). В данном случае использовалась картина движения фронта, полученная в предположении о точно меридиональном направлении изолиний.

Слева и справа на рис. 18 показаны вариации

ПЭС вдоль траекторий спутников в дневное время 18 января во время прохождения фронта и, для сравнения, — в метеорологически спокойный день 20 января. Эллипсами на рисунке обозначены вариации ПЭС, которые соотносятся с промежутками времени, когда подионосферная точка находится над фронтальной зоной.

Окружностями выделены зависимости вариаций ПЭС от времени, полученные в том случае, когда траектории подыоносферных точек не пересекались по времени и в пространстве с положением фронта. Данные со станции JOEN получены в точках траектории, полностью находившейся в зоне, которую фронт еще не достиг.

Обобщая экспериментальные результаты этого подраздела, можно отметить следующее:

а) вариации ПЭС днем 18 января в момент прохождения атмосферного фронта над ГНСС станцией имеют характерные локальные особенности, которые позволяют идентифицировать фронтальную зону;

б) в спокойных атмосферных условиях 20 января для аналогичных спутниковых пролетов вариации ПЭС имеют меньший уровень и более регулярную структуру;

в) вариации ПЭС 18 января вдоль траекторий, проходящих вне фронтальной зоны (до или после прохождения фронта), не отличаются качественно от вариаций, относящихся к 20 января;

г) в период прохождения погодного фронта в тропосфере вариации ПЭС носят отчетливый квазиволновой характер.

Таким образом, над областью активного атмосферного фронта в ионосфере существенно возрастает возмущенность, проявляющаяся в виде квазиволновых вариаций с характерными временными периодами от одного до двух часов и пространственными масштабами нескольких сотен километров. Такое поведение вариаций ПЭС можно, как и ранее (см. подраздел 3.3.), трактовать как проецирование мощного погодного фронта на ионосферные высоты в виде волновых процессов АГВ — ПИВ. Несмотря на возможные нелинейные искажения АГВ по пути движения от тропосферы до термосферы, основной период атмосферного волнового процесса сохраняется и проявляется в виде модуляции ионосферных характеристик.

4. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ В ВАРИАЦИЯХ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

У поверхности Земли прохождение АГВ можно идентифицировать измерениями однопараметрических зависимостей, например вариаций приповерхностного давления [36]. На высотах

ионосферы в большинстве случаев АГВ регистрируют, анализируя либо фрагментарные спутниковые наблюдения, например полного электронного содержания [46, 24, 25, 14], либо наземные данные когерентного и некогерентного зондирования ионосферы [27, 32, 33]. С нашей точки зрения, «свидетельством» прохождения АГВ тропосферной природы на ионосферные высоты могут также служить квазипериодические вариации геомагнитного поля. Их возникновение можно качественно представить в рамках следующей схемы рассуждений:

1) за счет распространения АГВ тропосферного происхождения в динамо-области возникают модуляции плотности и скорости нейтралов и ионов,

2) они порождают в свою очередь вариации поперечных проводимостей ионосферы и существующих токовых систем,

3) следствием такой модуляции являются изменения макроскопических полевых характеристик геокосмоса в виде МГД-колебаний,

4) принципиальным является запаздывание между вариациями приземного давления и магнитного поля, обусловленное распространением АГВ от тропосферы до высот динамо-области.

Нетрудно предвидеть, что если такой механизм работает эффективно, то вариации МПЗ тропосферной природы должны наблюдаться не

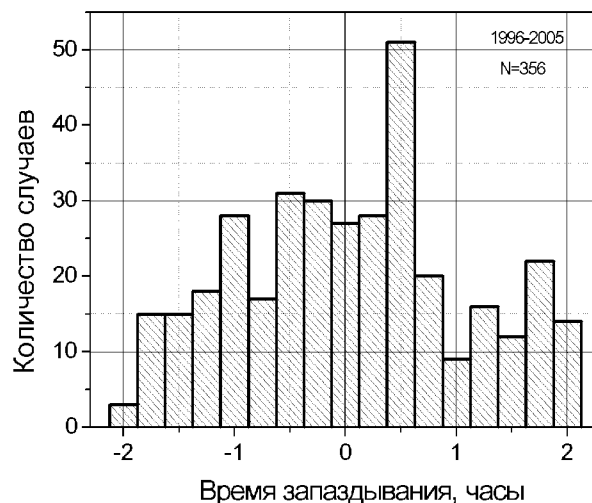


Рис. 19. Гистограмма распределения временных задержек между вариациями приземного давления и горизонтальных компонентов геомагнитного поля

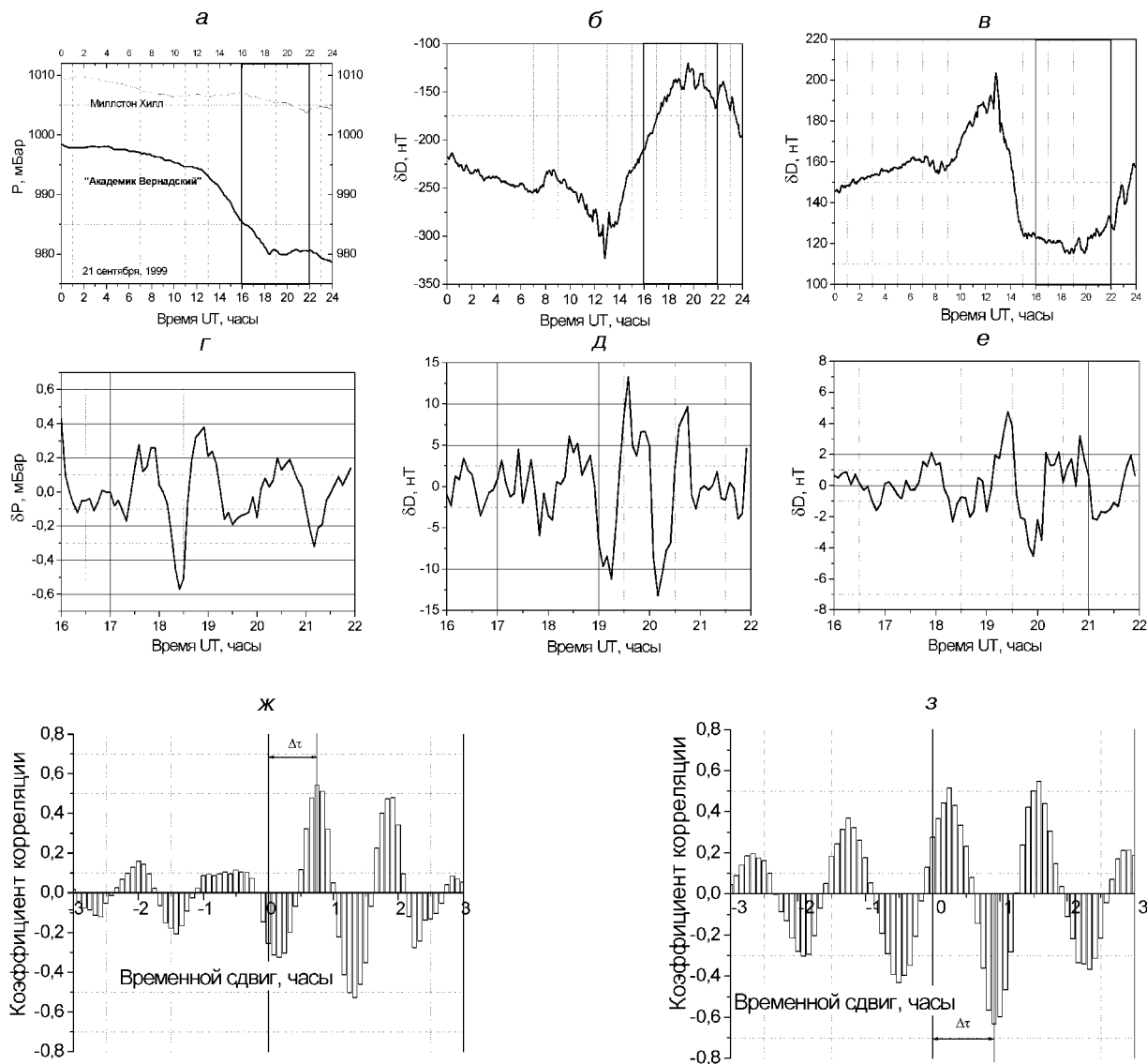


Рис. 20. Вариации приземного давления и магнитного поля в сопряженных регионах 21 сентября 1999 года: а — давление на УАС и в Миллстон Хилл; б — вариация D-компонента на УАС; в — вариация D-компонента в Миллстон Хилл; г — отфильтрованные вариации давления на УАС; д — отфильтрованная вариация D-компонента на УАС; е — отфильтрованная вариация D-компонента в Миллстон Хилл; ж — взаимная корреляционная функция (ВКФ) между вариациями давления и D-компонента магнитного поля на УАС; з — ВКФ между вариациями давления на УАС и D-компонента магнитного поля в Миллстон Хилл

только в области расположения источника, но и в магнитосопряженном регионе. Проверка правильности таких рассуждений была проведена авторами на большом массиве данных наблюдений метеорологических и магнитных вариаций в

Антарктике и вблизи магнитосопряженного региона (в Новой Англии). Основными метеопараметрами, измеряемыми в Антарктиде и Новой Англии, были давление P , температура T , влажность, скорость и направление ветра V .

Съем данных проводился с темпом один отсчет в 5 мин. Точности измерений составили $\Delta P = 0.1$ мбар, $\Delta T = 0.1$ К, $\Delta V = 0.05$ м/с. В качестве информационного метеорологического параметра для идентификации возбуждения АГВ использовались вариации давления δP . Идея обработки состояла в поиске одновременных квазипериодических вариаций приземного атмосферного давления и горизонтальных компонентов магнитного поля с периодами средне- и крупномасштабных АГВ, с последующим измерением временных задержек между этими вариациями. Для поиска эффектов возбуждения АГВ был разработан алгоритм совместной обработки данных и автоматического выявления одновременных вариаций давления δP и компонентов магнитного поля δH , δD , δZ . В общей сложности за десятилетний период наблюдений с 1996 по 2005 гг. было обнаружено 356 6-часовых интервалов, в пределах которых АГВ проявлялись в вариациях как приповерхностного давления, так и компонентов МПЗ. На рис. 19 показана гистограмма временных сдвижек между вариациями давления и магнитного поля. Наиболее вероятное опережение изменений давления составляет 30 мин. Отметим, что практически все связанные события зарегистрированы в зимнюю половину года.

После обнаружения магнитных вариаций в Антарктике, стимулированных АГВ тропосферного происхождения, был поставлен вопрос о поиске аналогичной реакции в северном полушарии вблизи магнитосопряженного региона. Для совместного анализа магнитосопряженных эффектов мы располагали двухлетним массивом метеорологических и магнитных данных из Новой Англии 1999—2000 гг.

К числу внешних условий для выбраковки данных, кроме магнитовозмущенных дней, добавлялись периоды сильных метеорологических возмущений в Новой Англии. Как и следовало ожидать, схожесть магнитных волновых возмущений в обоих полушариях оказалась высокой и для случаев квазипериодических вариаций АГВ-природы. На рис. 20 в качестве примера приведены синхронные вариации давлений и компонентов МПЗ в обоих полушариях после прохождения мощного атмосферного фронта в Антарктиде. Вариации МПЗ в Новой Англии хорошо коррелируют с квазипериодическими изменени-

ями давления и магнитного поля на УАС «Академик Вернадский».

Таким образом, можно утверждать о существовании переноса атмосферных возмущений не только на высоты ионосферы, но и на магнитосферные уровни. При подведении итогов экспериментального рассмотрения следует отметить, что однопозиционные наземные наблюдения атмосферных процессов не позволяют получить оценки геометрических параметров АГВ: длин волн, направления и скорости движения. Лишь три характеристики волновых процессов могут быть определены без модельных допущений: временной период T , амплитуда вариаций δP и вертикальная скорость V_z распространения до высот динамо-области. Учитывая наиболее вероятную задержку $\tau = 30$ мин между изменениями приземного давления и квазипериодическими вариациями МПЗ, нетрудно оценить вертикальную скорость АГВ $V_z = 50 \dots 70$ м/с. Как было позднее показано при теоретическом моделировании [22], такие вертикальные скорости характерны для среднemasштабных внутренних волн с длинами в несколько сот километров.

Обработка большого массива наблюдательных данных позволила убедиться в правильности качественных предпосылок и перейти к количественному модельному описанию эффектов переноса АГВ тропосферной природы на высоты динамо-области и в магнитосферу.

5. РАСПРОСТРАНЕНИЕ АГВ ТРОПОСФЕРНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НА ИОНОСФЕРНЫЕ ВЫСОТЫ

5.1. Распространение АГВ в изотермической атмосфере. Для пояснения приведенных выше экспериментальных результатов была рассмотрена упрощенная теоретическая модель распространения АГВ тропосферного происхождения. Учитывая большое число работ по моделированию эффектов распространения АГВ, мы следовали представлениям, изложенным, например, в монографиях [4, 8]. Дальнейшее рассмотрение было проведено с использованием ряда естественных упрощений: не учитывались сила Кориолиса и неплоская форма земной поверхности; пренебрегалось диссипацией за счет эффектов вязкости и теплопроводности; считалось, что нелинейными эффектами можно пренебречь.

Атмосфера считалась изотермической средой без ветровых сдвигов и горизонтальных градиентов. При указанных упрощающих предположениях решение для монохроматической АГВ имеет вид плоской неоднородной волны

$$\frac{\delta N}{N(z)} = \frac{u}{U} = \frac{w}{W} = A(z) \exp[i(\omega t - k_x x - k_z z)],$$

$$A(z) \equiv \left. \frac{\delta N}{N} \right|_{z=0} \exp\left(\frac{z}{2H}\right), \quad (1)$$

где δN — вариация плотности нейтральной атмосферы, u , w — горизонтальная и вертикальная составляющие скоростей физических частиц в АГВ, H — высота приведенной атмосферы, $N(z) \equiv N_0 \exp(-z/H)$ — барометрическое распределение плотности нейтрального газа, $U = U(\omega, \mathbf{k})$, $W = W(\omega, \mathbf{k})$ — константы (поляризационные коэффициенты), ось OZ декартовой системы координат направлена вертикально, горизонтальная ось OX выбрана в плоскости волнового вектора АГВ $\mathbf{k} = \{k_x, 0, k_z\}$. Величины ω и \mathbf{k} в (1) связаны дисперсионным соотношением, в области низких частот $\omega < \omega_g \equiv \sqrt{\gamma - 1}g/c_s$, описывающим внутреннюю гравитационную моду АГВ:

$$\omega = c_g \frac{k \cos \theta}{\sqrt{1 + (2kH)^2}}, \quad (2)$$

где ω_g — частота Брента — Вайсяля, $c_g = 2[\sqrt{\gamma - 1}/\gamma]c_s$, $c_s = \sqrt{\gamma T/M}$ — скорость звука, $\gamma = c_p/c_v \approx 1.4$ — показатель адиабаты, T и M — температура и средний молекулярный вес воздуха, θ — направление волнового вектора относительно горизонтали. Из (2) следует выражение для вертикального компонента групповой скорости АГВ:

$$V_{gz} = \frac{\partial \omega}{\partial k_z} = -c_g \frac{\kappa^2 \sin \theta \cos \theta}{(1 + \kappa^2)^{3/2}}, \quad (3)$$

где $\kappa \equiv 2H \cdot k$. Согласно (3) V_{gz} достигает максимума при $\kappa = \sqrt{2}$, $\theta = \pi/4$ в области длин волн $\lambda = 4\pi H/\sqrt{2} \approx 70$ км, причем $V_{gz\max} \approx 0.2c_g \approx 60$ м/с. Эта величина определяет время распространения переднего фронта волнового процесса вверх. При эффективной высоте динамотоков $z = 130$ км временная задержка между возмущениями магнитного поля и приземного давления должна составить $\tau = z/V_{gz\max} \approx 36$ мин, что хорошо согласуется с экспериментальными данными. Согласно (3) максимальная скорость АГВ $V_{gz\max} \propto c_s$ зависит только от скорости звука, слабо изменяющейся из-за зональных, сезонных и прочих вариаций атмосферы. Это дает возможность рассматривать получасовой сдвиг барических и геомагнитных вариаций как характерный временной масштаб тропосферно-ионосферной связи.

Измерения на станции «Академик Вернадский» являются однопозиционными, что не позволяет определить модовый состав АГВ. Однако из многочисленных наблюдений [31] известно, что периоды 1—3 ч характерны для так называемых среднемасштабных АГВ/ПИВ, горизонтальный волновой масштаб которых λ_x составляет несколько сотен километров. Отсюда следует феноменологическая оценка длины волны $\lambda = \lambda_x \cos \theta \sim 100$ км. Остальные параметры АГВ, вычисленные с учетом (1), (2) и модели атмосферы, представлены в табл. 1.

Возмущение плотности в АГВ, очевидно, не может превысить 100 %; нелинейное насыщение роста амплитуды $A(z)$ происходит, по-видимому,

Таблица 1. Параметры АГВ по экспериментальным и теоретическим данным. Модельные атмосферные параметры указаны у поверхности Земли (при нормальных условиях) и усредненные по интервалу высот $0 < z < 130$ км

Экспериментальные данные		По литературным данным	Параметры атмосферы			Теоретические оценки	
Амплитуда у поверхности Земли $\delta N/N _{z=0}$	Частота ω и период T	Длина волны λ , км	Скорость звука c_s , м/с	Высота атмосферы H , км	Частота Брента — Вайсяля ω_g	Вертикальная групповая скорость $V_{gz\max}$, м/с	Фактор роста $\exp z/(2H)$
0.0001...0.001 (0.1...1 мбар)	$\omega = (6...100) \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ $T = 0.2...3 \text{ ч}$	~ 100	н. у.: 340 сред.: 300	н. у.: 8 сред.: 7	н. у.: 0.01 с^{-1} сред.: 0.011 с^{-1}	60	3000 при $z = 120$ км

в области $A \rightarrow A_{\max} = 0.3 \dots 0.5$ (что подтверждено прямыми спутниковыми измерениями АГВ в термосфере [46]). Приземные колебания давления меньше 1 мбар порождают АГВ линейные вплоть верхней границы Е-области ионосферы. АГВ на больших высотах или в Е-области, но с большей начальной амплитудой, являются нелинейными. В этом случае (1) следует рассматривать как модельную зависимость, все еще приемлемую для расчета динамо-тока (что подтверждается моделированием с различными видами «нелинейных» распределений $A(z)$).

5.2. Распространение АГВ в неизотермической атмосфере. Дисперсионное соотношение для АГВ описывается следующим выражением [4]:

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

Основным параметром среды, влияющим на распространение АГВ, является частота Бранта — Вайсяля (или частота устойчивости) ω_g . В

случае, если $\omega_g < \omega$, k_z переходит в мнимую область (4), что физически означает невозможность распространения АГВ в такой среде. Для того чтобы оценить влияние неизотермичности реальной атмосферы на распространение АГВ, запишем выражение, связывающее частоту устойчивости с вертикальным температурным профилем [7] для сухой идеальной атмосферы:

$$\omega_g^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \frac{g}{C_p} \right). \quad (5)$$

Здесь g/C_p — это адиабатический вертикальный градиент температуры. Очевидно, что если в какой-либо области атмосферы температура с высотой растет ($dT/dz > 0$), то частота Бранта — Вайсяля всегда вещественна и достаточно велика, атмосфера устойчива, и АГВ в такой среде будут успешно распространяться. Затруднения в распространении АГВ могут возникать в слоях с отрицательным температурным градиентом. Между тропосферой и ионосферой такой слой один — это мезосфера (рис. 21) [1]. Чем

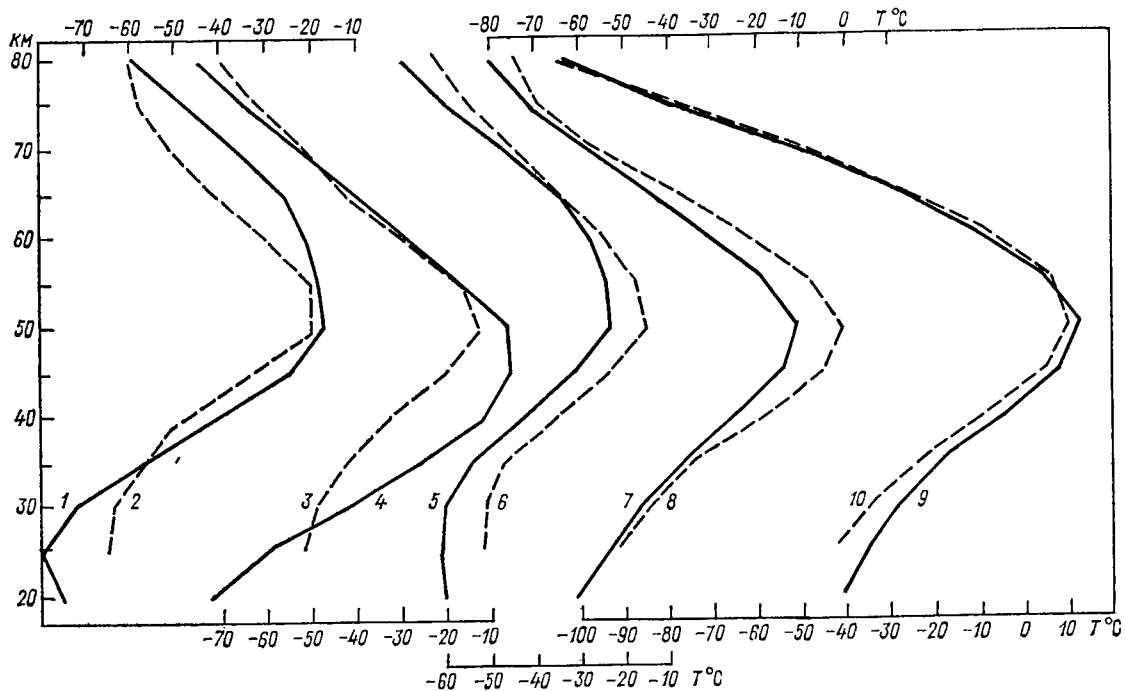


Рис. 21. Вертикальные профили средней температуры по данным в атмосфере северного (модель CIRA 1972) и южного полушарий (модель ЦАО): кривая 1 — 70° ю.ш., июнь, 2 — 70° с.ш. декабрь, 3 — 70° с.ш. март, 4 — 70° ю.ш., сентябрь, 5 — 50° ю.ш., июнь, 6 — 50° с.ш., декабрь, 7 — 30° ю.ш., июнь, 8 — 30° ю.ш., декабрь, 9 — 70° ю.ш., декабрь, 10 — 70° с.ш., июнь

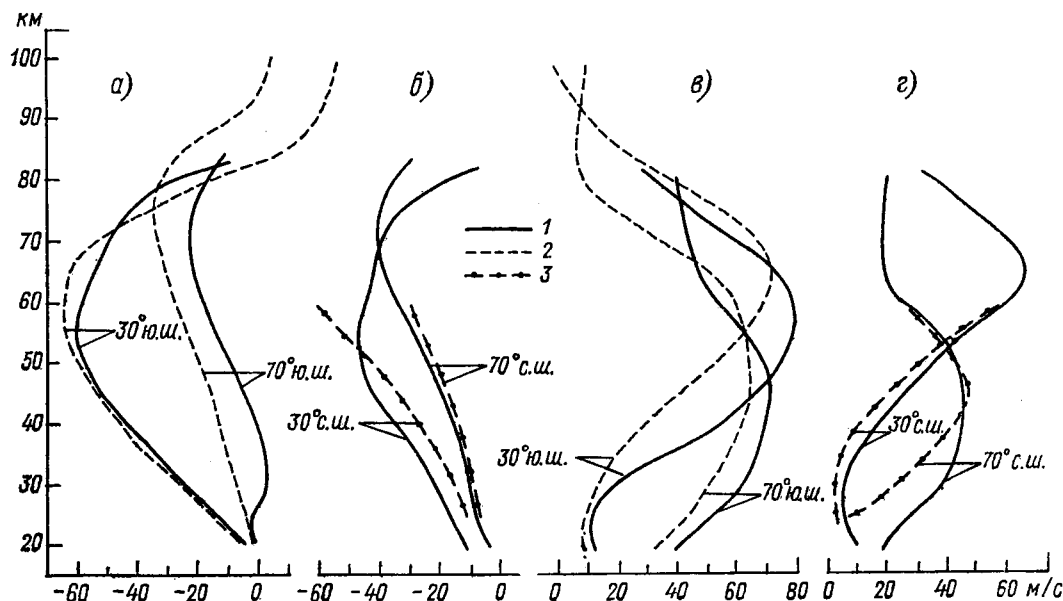


Рис. 22. Вертикальные профили средней зональной составляющей скорости ветра на 30° и 70° широты в южном (а, в) и северном (б, г) полушариях, в январе (а, г) и июле (б, в): 1 — модель CIRA 1986 для северного и южного полушарий, 2 — модель CAO для южного полушария, 3 — модель CIRA 1972 для северного полушария

быстрее температура в мезосфере падает с высотой, тем сильнее ограничивается пространственно-временной спектр волн, способных распространиться сквозь нее. Причем отражаться в мезосфере будет высокочастотная часть спектра АГВ, где частоты станут выше частоты устойчивости в слое. Вертикальный градиент температуры в мезосфере связан, в первую очередь, с прогревом стратосферы, вызванным поглощением ультрафиолета озоном в стратосфере. В летний день прогрев максимален, поэтому наблюдается минимальная устойчивость мезосферы и худшие условия распространения АГВ. Обратим внимание, что в летней полярной мезосфере средний вертикальный градиент температуры максимален по модулю и составляет величину порядка -6 К/км на высоте около 70 км (рис. 21, кривые 9, 10).

Зимой условия распространения АГВ лучше, чем летом, в силу уменьшения прогрева озоносферы. По той же причине условия распространения АГВ ночью лучше, чем днем. В сумеречное время, когда терминатор находится между поверхностью Земли и ионосферой, устойчивость атмосферы становится максимальной, вследст-

вие чего могут реализоваться лучшие условия для распространения АГВ.

5.3. Распространение АГВ в присутствии ветровых сдвигов. Ветровые сдвиги для АГВ могут играть преломительную или отражательную роль. Если фоновый ветер горизонтален, частота АГВ станет равной [4]

$$\omega' = \omega - V_{0x}k_x, \quad (6)$$

где V_{0x} — скорость фонового ветра в направлении горизонтальной проекции волнового вектора АГВ k_x . Зависимость $V_{0x}(z)$ приводит к изменению с высотой фазовой скорости, т. е. к появлению преломленной и отраженной волн. На рис. 22 [1] приведены горизонтальные профили ветров. Так, на 70° ЮШ в июле средний зональный ветер от тропопаузы до мезопаузы изменяется от 0 до 70 м/с. Подставив значение 70 м/с в выражение (6), для волны с периодом 1 ч и длиной 100 км получим отрицательное значение частоты при попутном ветре (что, очевидно, означает невозможность распространения АГВ), и волну с периодом порядка 1000 с при встречном ветре. Если же рассмотреть все то же самое, но для волны с горизонтальной длиной 500 км,

получим увеличение периода до 2 ч при попутном ветре, и уменьшение периода волны до 2/3 ч при встречном ветре. Таким образом, ветер сильнее влияет на распространение АГВ сравнительно мелких масштабов.

5.4. Генерация магнитных полей под действием АГВ. Для интерпретации предсказанного нами и экспериментально обнаруженного магнитного «отклика» на прохождение волновых возмущений тропосферной природы была рассмотрена стандартная линейная теория распространения АГВ. Представим, что в ионосфере протекает фоновый электрический ток с плотностью

$$\mathbf{j} = \sum_{\alpha} e_{\alpha} n_{\alpha} \mathbf{V}_{\alpha} = \hat{\sigma} \cdot \mathbf{E}_0, \quad (7)$$

поддерживаемый полем внешнего (магнитосферного) источника \mathbf{E}_0 . Здесь n_{α} — плотность заряженных частиц, $\mathbf{V}_{\alpha} = \hat{\mu}_{\alpha} \mathbf{E}_0$ — токовая скорость частиц сорта α , $\hat{\mu}_{\alpha}$ — подвижность, $\hat{\sigma}$ — тензор проводимости ионосферной плазмы, суммирование ведется по электронам и ионам ($\alpha = e, i$). Рассмотрим модуляцию тока (7) под действием АГВ. В линейном приближении

$$\delta \mathbf{j} = \sum_{\alpha} e_{\alpha} n_{\alpha} \cdot \delta \mathbf{V}_{\alpha} + \delta \hat{\sigma} \cdot \mathbf{E}_0, \quad (8)$$

где $\delta \mathbf{V}_{\alpha}$ — скорость, приобретаемая зарядом из-за вовлечения в движение нейтральных частиц, $\delta \hat{\sigma} = \sum_{\alpha} e_{\alpha} (\delta n_{\alpha} \hat{\mu}_{\alpha} + n_{\alpha} \delta \hat{\mu}_{\alpha})$ — вариация проводимости вследствие изменения плотности и температуры ионосферы под действием АГВ. Характеристики фоновых токов (7) в ионосфере представлены в табл. 2. При указанных в табл. 2

$\delta B_0 \sim 100$ нТл и характерных относительных амплитудах АГВ $A_* \sim 0.2$ магнитный эффект АГВ достигает величин порядка единиц — десятков нанотесла.

5.5. Перенос возмущения в магнитосопряженную ионосферу. Геомагнитные вариации, регистрируемые на станции «Академик Вернадский», практически без искажения волновой формы и с небольшой временной задержкой (секунды — десятки секунд) воспроизводятся в магнитосопряженном регионе (Новой Англии). Естественное объяснение состоит в том, что динамо-ток, генерируемый АГВ, замыкается продольными магнитосферными токами через сопряженную ионосферу. Используем следующие упрощающие предположения: 1) направление геомагнитного поля вертикально, 2) фоновый ионосферный ток отсутствует ($E_0 = 0$), 3) ионосфера представляет собой бесконечно тонкий лист на высоте $z = z_i$, над которым расположена однородная магнитосфера, 4) магнитосферу описываем в приближении идеальной МГД (для квазистационарных полей $|\sigma_{zz}/\sigma_{p,H}| \rightarrow \infty$, где σ_{zz} — продольная проводимость плазмы).

Первые два предположения не принципиальны и введены для сокращения выкладок.

Компоненты интегрального динамо-тока повторяют горизонтальную структуру АГВ:

$$I_x(t, x, y) = I_y(t, x, y) = I_* \cos(\omega t - k_x x + \Delta\varphi), \quad (9)$$

где $\Delta\varphi$ — некоторый фазовый сдвиг, возникающий при распространении АГВ от Земли до ионосферы. Волна тока (9) играет роль источника, инжектирующего продольные токи в магни-

Таблица 2. Характеристики наиболее сильных токовых структур в ионосфере

Источник	Максимальное возмущение	Локализация
Экваториальный электроджет	Интегральный ток $I \sim 350$ мА/м. Магнитная вариация $B \sim 200$ нТл	Экваториальная ионосфера
Электрическое поле магнитосферной конвекции, проецирующееся на ионосферу	Интегральный ток $I \sim 200$ мА/м. Магнитная вариация $B \sim 120$ нТл	Полярные шапки
Крупномасштабные авроральные токовые системы (токи Биркеланда)	Ток $I \sim 100$ мА/м. Магнитная вариация $B \sim 60$ нТл	Авроральные овалы
Мелкомасштабные авроральные структуры	Максимальный ток $I \sim 500$ мА/м. Магнитная вариация $B \sim 300$ нТл	В дугах сильных сияний на масштабе ~ 10 км
Солнечные приливы (S_q -вариации)	Динамо-поле $E \sim 10$ мВ/м, Интегральный ток $I \sim 40$ мА/м. Магнитная вариация $B \sim 20$ нТл	Низкие и средние широты

тосферу. Ток инжекции находим, интегрируя уравнение непрерывности $\nabla \cdot \mathbf{j} = 0$ по высоте динамо-области:

$$j_z|_{z=z_1} = - \int_{z_e}^{z_i} \frac{\partial j_x}{\partial x} dz = - \frac{\partial I_x}{\partial x} = -k_x I_{sup} \sin(\omega t - k_x x + \Delta\varphi). \quad (10)$$

При определенных ограничениях на частоты и длины волн, которые в данном случае несущественны, распространение продольного тока сквозь магнитосферу происходит в альвеновской моде:

$$\frac{\partial^2 j_z}{\partial z^2} - V_A^{-2} \frac{\partial^2 j_z}{\partial t^2} = 0, \quad (11)$$

где V_A — альвеновская скорость. Распределение (10) является граничным условием к уравнению (11). Аналогичное граничное условие накладывается на противоположном краю магнитной силовой линии, откуда следует, что компонент I_x динамо-тока без изменений воспроизводится в магнитосопряженной ионосфере. Поскольку станция «Академик Вернадский» находится на магнитной оболочке $L = 2.4$, длина силовой линии, соединяющей антарктическую станцию с северным полушарием, составляет около 30000 км, что много меньше длины альвеновской волны в области рассматриваемых периодов порядка часа.

Таким образом, вся токовая система находится в ближней зоне источника (10). Соответственно, неоднородность магнитосферы и зависимость скорости $V_A = V_A(z)$, входящей в (11), не играют роли. Фактически мы заменили решение волнового уравнения анализом электрической цепи, для токовых контуров которой справедлив закон Кирхгофа. Предположение 4) об идеальности МГД приводит к пренебрежению затуханием, имеющем место в реальном токовом контуре, и потере информации о более тонких эффектах, например, о медленных (нагруженных) МГД-волнах, возбуждаемых динамо-токами в ионосфере [44].

Подводя итог теоретическому рассмотрению процесса распространения АГВ тропосферной природы на высоты ионосферы и модуляции ее электродинамических характеристик, отметим, что полученные численные оценки хорошо согласуются с экспериментально измеренными.

Можно констатировать, что рассмотрение распространения АГВ в изотермической атмосфере без ветровых сдвигов дает лишь общее представление о процессе. Учет вертикального профиля температуры позволяет объяснить усиление метеорологического контроля процессов как в E-, так и в F-области ионосферы в зимнее время малыми отрицательными вертикальными градиентами температуры в мезосфере, благодаря чему расширяется «частотное окно» АГВ, распространяющихся из тропосферы в термосферу. Необходимо также отметить, что два возможных механизма модуляции фонового тока и поперечных проводимостей могут действовать как порознь, так и одновременно. В случае их одновременного воздействия «магнитный отклик» может возрастать аддитивным образом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог трехлетней работы в рамках Целевой комплексной программы научных исследований НАН Украины «Розробка теорії, методів та інформаційних технологій комплексного вивчення сонячно-земних зв'язків як основи прогнозування «космічної погоди» по изучению эффектов переноса энергии тропосферных возмущений на высоты геокосмоса, можно сделать следующие выводы.

1. В процессе многолетних экспериментов в Антарктиде на УАС «Академик Вернадский» удалось надежно установить связь между возникновением спорадических слоев на высотах E-области с перемещением мощных погодных фронтов в этом регионе.

2. В спокойных геомагнитных условиях наблюдается устойчивая зависимость между повышенной турбулизацией верхней ионосферы в виде эффекта F-рассеяния и мощными фронтальными атмосферными процессами.

3. Оба выше упомянутых вывода свидетельствуют о нелинейном обмене энергии между «транспортным агентом» — АГВ и мелкомасштабной ионосферной турбулентностью. Есть все основания утверждать, что АГВ стимулируют неоднородности меньших масштабов.

4. Одним из основных электродинамических проявлений линейного распространения АГВ на ионосферные высоты является квазипериодиче-

ская модуляция плазменных и полевых характеристик геокосмоса: проводимостей, токовых систем и электронной концентрации.

5. Следствиями такой модуляции являются обнаруженные возбуждения геомагнитных вариаций тропосферной природы и перемещающиеся ионосферные возмущения.

6. В рамках линейной теории распространения АГВ непротиворечиво объяснены эффекты возбуждения геомагнитных вариаций, их наблюдения в области прохождения атмосферного фронта и в магнитосопреженном регионе.

7. Разработанные методики обнаружения и идентификации ионосферных эффектов, стимулированных мощными погодными процессами, успешно применены для исследования ионосферы над Европой во время развития экстремально сильного циклона в январе 2007 г.

8. Сформулированные выводы позволяют сделать заключение о необходимости учета приземных погодных факторов в системе описания и прогнозирования состояния космической погоды.

9. Перспективное развитие теоретической части предполагает разработку модели распространения АГВ с учетом нелинейных механизмов, ответственных за диссипацию волновой энергии и ее трансформацию в турбулентные образования.

10. В дальнейшем планируется организация мониторингового наблюдения за ионосферными возмущениями атмосферной природы в европейском регионе с использованием национальных и зарубежных пунктов приема сигналов ГНСС.

11. При разработке и реализации научной программы национального космического проекта Ионосат предполагается организация спутникового мониторинга за проецированием катастрофических приземных явлений на высоты верхней ионосферы.

В заключение авторы считают своим приятным долгом отметить многочисленных зимовщиков 10 украинских антарктических экспедиций, способствовавших получению качественных данных наблюдений на УАС; зарубежных коллег из США докторов Б. Рейниша, М. Молдвина, Ф. Колби, В. Пазнухова за предоставление данных из магнитосопреженного региона; польских коллег из Института геодезии и картографии за помощь в установке ГНСС-приемника в Антарктиде; а также сотрудников отдела ра-

диофизики геокосмоса РИ НАНУ за многократные полезные обсуждения, плодотворные советы, помощь в обработке данных и представлении результатов исследований по этой проблематике. Авторы благодарны академику НАН Украины Л. Н. Литвиненко за внимание к данному направлению исследований геокосмоса и полезные консультации.

Мы также признательны руководству НАНЦ МОН Украины за поддержку наших исследований по этому направлению с 1996 по 2006 гг.

1. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели) / Под ред. Ю. С. Седунов, С. И. Авдюшин, Е. П. Борисенков и др. — Л.: Гидрометеоздат, 1991.—509 с.
2. Афраймович Э. Л., Башкуев Ю. Б., Бернгардт О. И. и др. Детектирование перемещающихся ионосферных возмущений по данным одновременных измерений электронной концентрации, полного электронного содержания и доплеровского смещения частоты на радиофизическом комплексе ИСЗФ // Геомагнетизм и аэронавигация.—2004.—44, № 4.—С. 463—475.
3. Афраймович Э. Л., Косоголов Е. А., Лесюта О. С., Ушаков И. И. Спектр перемещающихся ионосферных возмущений по данным глобальной сети GPS // Изв. Вузов. Радиофизика.—2001.—64, № 10.—С. 828—839.
4. Брионелли Б. Е., Намгаладзе А. А. Физика ионосферы. — М.: Наука, 1988.—528 с.
5. Гершман Б. Н. Динамика ионосферной плазмы. — М.: Наука, 1974.—256 с.
6. Гершман Б. Н., Казимировский Э. С., Кокоуров В. Д., Чернобровкина Н. А. Явление F-рассеяния в ионосфере. — М.: Наука, 1984.—143 с.
7. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. В 2-х т. — М.: Мир, 1986.—Т. 397 с; Т. 2.—410 с.
8. Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. — М.: Мир, 1978.—532 с.
9. Данилов А. Д., Казимировский Э. С., Вергасова Г. В., Хачикян Г. Я. Метеоэффекты в ионосфере. — Л.: Гидрометеоздат, 1987.—272 с.
10. Зализовский А. В. Роль тропосферных процессов в формировании спорадических слоев E области ионосферы над Антарктическим полуостровом // Радиофизика и радиоастрономия.—2008.—13, № 1.—С. 26—38.
11. Зализовский А. В., Ямпольский Ю. М. F-рассеяние как индикатор тропосферно-ионосферного взаимодействия // Радиофизика и Радиоастрономия.—2007.—12, № 1.—С. 33—42.
12. Корепанов В. Є., Литвиненко Л. М., Литвинов В. А. та ін. Електромагнітний полігон наземної підтримки супутникових експериментів на Український антарктичній станції // Космічна наука і технологія.—2004.—10, № 2/3.—С. 74—80.
13. Куницын В. Е., Сураев С. Н., Ахмедов Р. Р. Численное моделирование распространения акустико-гравитационных волн в верхней атмосфере для периодических источников // Электромагнитные волны и электромагнитные системы.—2007.—12, № 4.—С. 4—8.

14. Лисаченко В. Н., Занимонский Е. М., Ямпольский Ю. М., Вельгош П. Исследование вариаций полного электронного содержания ионосферы в регионе Антарктического полуострова // *Радиофизика и Радиоастрономия*.—2007.—12, № 1.—С. 20—32.
15. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм: Пер. с англ. — М.: Мир, 1986.—528 с.
16. Пикулик И. И., Кашцев С. Б., Галушко В. Г., Ямпольский Ю. М. Приемный КВ комплекс для частотно-углового зондирования ионосферных возмущений в Антарктиде // *Укр. антарктический журн.*—2003.—№ 1.—С. 61—69.
17. Пугачев В. С. Теория вероятностей и математическая статистика. — М.: Наука, 1979.—496 с.
18. Силин П. В., Зализовский А. В., Ямпольский Ю. М. Эффекты ионосферного F-рассеяния на антарктической станции «Академик Вернадский» // *Радиофизика и радиоастрономия*.—2005.—10, № 1.—С. 30—37.
19. Черногор Л. Ф. Энергетика процессов на Земле, в атмосфере и околоземном космосе в свете проекта «Попередження» // *Космічна наука і технологія*.—1999.—5, № 1.—С. 38—47.
20. Черногор Л. Ф. Тропический циклон как элемент системы Земля — тропосфера — ионосфера — магнитосфера // *Космічна наука і технологія*.—2006.—12, № 2/3.—С. 16—36.
21. Электромагнитные проявления геофизических эффектов в Антарктиде / Под ред. Л. Н. Литвиненко, Ю. М. Ямпольского. — Харьков: Радиоастрономический ин-т НАН Украины, 2005.—331 с.
22. Ямпольский Ю. М., Зализовский А. В., Литвиненко Л. Н. и др. Вариации магнитного поля в Антарктике и сопряженном регионе (Новая Англия), стимулированные циклонической активностью // *Радиофизика и радиоастрономия*.—2004.—9, № 2.—С. 130—151.
23. ACCIA Report, Arctic Climate Impact Assessment. — Cambridge: Univ. Press, 2004.—140 p.
24. Afraimovich E. L., Boitman O. N., Zhovty E. I., et al. Dynamics and anisotropy of traveling ionospheric disturbances from transionospheric sounding data // *Radio Sci.*—1999.—34, N 2.—P. 477—487.
25. Afraimovich E. L., Palamarchuk K. S., Perevalova N. P. GPS radio interferometry of traveling ionospheric disturbances // *J. Atmos. and Solar-Terr. Phys.*—1998.—60.—P. 1205—1223.
26. Bauer S. Correlation between tropospheric and ionospheric parameters // *Geofisica Pura e Applicata*.—1958.—40.—P. 235.
27. Beley V. S., Galushko V. G., Yampolski Y. M. Traveling ionospheric disturbance. Diagnostics using HF signal trajectory parameter variations // *Radio Sci.*—1995.—30, N 6.—P. 1739—1752.
28. Booker H. G. The role of acoustic gravity waves in the generation of spread-F echoes and ionospheric scintillation // *J. Atmos. and Terr. Phys.*—1979.—41, N 5.—P. 501—515.
29. Bowman G. G. Movements of ionospheric irregularities and gravity waves // *J. Atmos. and Terr. Phys.*—1968.—30.—P. 721—734.
30. Chao J. K., Chen H. H. Prediction of Southward IMF Bz // *Space weather / Eds P. Song, H. J. Singer, G. L. Siscoe.* — 2000.—P. 201—204.—(Geophysical monograph; 125).
31. Francis S. H. Global propagation of atmospheric gravity waves: a review // *J. Atmos. and Terr. Phys.*—1975.—37.—P. 1011—1054.
32. Galushko V. G., Paznukhov V. V., Yampolski Y. M., Foster J. C. Incoherent scatter radar observations of AGV/TID events generated by the moving solar terminator // *Ann. Geophys.*—1998.—16.—P. 821—827.
33. Galushko V. G., Beley V. S., Koloskov A. V., et al. Frequency-and-Angular HF Sounding and VHF ISR Diagnostics of TIDs // *Radio Sci.*—2003.—38, N 6.—P. 1102—1113.
34. Galushko V. G., Kashcheyev A. S., Kashcheyev S. B., et al. Bistatic HF diagnostics of TIDs over the Antarctic Peninsula // *J. Atmos. and Solar-Terr. Phys.*—2007.—69.—P. 403—410.
35. Georges T. M. HF Doppler studies of traveling ionospheric disturbances. *J. Atmos. and Terr. Phys.*—1968.—30.—P. 735—746.
36. Hauf T., Finke U., Neisser J., et al. A ground-based network for atmospheric pressure fluctuations // *J. Atmos. and Oceanic Technol.*—1996.—13, N 5.—P. 1001—1022.
37. Hines C. O. Internal gravity waves at ionospheric heights // *Can. J. Phys.*—1960.—38.—P. 1441—1481.
38. Hines C. O. The upper atmosphere in motion. American Geophysical Union. — Washington, D. C., 1974.
39. Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. Global Position System: Theory and Practice. — New York: Springer-Verlag Wien. 1992.—327 p.
40. Jankovski J., Sucksdorf C. Guide for magnetic measurements and observatory practice. — Warsaw, 1996.—235 p.
41. Kahler S. W. Origin and Properties of Solar Energetic Particles in Space // *Space weather / Paul Song, Howard J. Singer, George L. Siscoe, editors. p. cm.* — (Geophysical monograph; 125), 2000.—P. 109—122.
42. Krycski J., Zanimonskiy Y. M. Investigation of Regional Troposphere Processes Using EPN Data // *Symposium of EUREF held in Toledo, Spain, 4-7 June 2003, EUREF Publication N 13, Mitteilungen des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie, Band 33, Frankfurt am Main, P. 416—422.*
43. Klimchuk J. A. Theory of coronal mass ejection // *Space weather / P. Song, H. J. Singer, G. L. Siscoe.* — 2000.—P. 143—158.—(Geophysical monograph; 125).
44. Lizunov G. Seismo Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling / Eds M. Hayakawa, O. A. Molchanov. — Tokyo, TERRAPUB, 2002.—P. 371—374.
45. Lundstedt H. Solar Activity Prediction with Artificial Intelligence // *Space weather / P. Song, H. J. Singer, G. L. Siscoe.* — 2000.—P. 201—204.—(Geophysical monograph; 125).
46. Rice C. J., Sharp L. R. Neutral atmospheric waves in the thermosphere and tropospheric weather systems // *Geophys. Res. Lett.*—1977.—4, N 8.—P. 315—318.
47. Robinson R. M., Benke R. A. The US National Space Program: A Retrospective // *Space weather / P. Song, H. J. Singer, G. L. Siscoe.* — 2000.—P. 1—10.—(Geophysical monograph; 125).
48. Russel C. T., McPherron R. L. Semiannual variation of

- geomagnetic activity // *J. Geophys. Res.*—1973.—78.—P. 92—108.
49. Shanklin J. Module Automatic Weather Station. User Manual 1997/98. — BAS, 1997.
50. Wakai N., Ohyama H., Koizumi T. Manual of Ionogram Scaling. Third Version. — Japan, Radio Research Laboratory, Ministry of Post and Telecommunications, 1987.
51. Wielgosz P., Kashani I., Grejner-Brzezinska D., et al. Regional Ionosphere Modeling Using Smoothed Pseudorange // Presented at the 5th International Antarctic Geodesy Symposium (AGS'03), Lviv, Ukraine, 15—17 Sept. 2003. — Cambridge, UK, 2005.—SCAR Report N 23.—P. 37—41.
52. Yampolski Y. M., Bliokh P. V., Beley V. S., et al. Non-linear interaction between Schumann resonances and HF Signals // *J. Atmos. and Solar-Terr. Phys.*—1997.—59, N 3.—P. 335—342.

**COUPLING OF THE WEATHER SYSTEM
IN THE ATMOSPHERE AND IN SPACE.**

*Y. M. Yampolski, A. V. Zalizovski, E. M. Zanimonskiy,
G. V. Lizunov, V. N. Lisachenko*

The paper summarizes the results of the three-year research project concerning the transfer of powerful atmospheric disturbances to geospace altitudes. Atmospheric gravity waves (AGW) are the principal agent to execute this energy transfer. When traveling upward, linear AGWs can produce a periodic modulation of plasma parameters in the ionosphere. The growth of nonlinear AGW in amplitude causes turbulization of the plasma, which manifests itself as sporadic structures appearing in the E- and F-regions. The two mechanisms of AGW conversion to electric disturbances are illustrated on the basis of data from extended observations performed in Antarctica, New England (USA) and Europe.