

Радиозатменные исследования наклонных спорадических E-структур и мелкомасштабных атмосферных волн на ионосферных высотах

В.Н. Губенко, И.А. Кириллович

Фрязинский филиал Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, Московская область, 141190 Фрязино, пл. Введенского, дом 1, E-mail: vngubenko@gmail.com.

Разработан новый метод определения характеристик внутренних атмосферных волн, базирующийся на использовании наклонных спорадических E-слоев ионосферы Земли в качестве детектора. Метод основан на том, что внутренняя волна, распространяющаяся через изначально горизонтальный спорадический E-слой, вызывает вращение градиента плотности плазмы в направлении волнового вектора, что приводит к установлению плоскости ионизации слоя, параллельно фазовому фронту волны. Разработанный метод позволяет исследовать взаимосвязи между мелкомасштабными внутренними волнами и спорадическими E-слоями в ионосфере Земли и существенно расширяет возможности традиционного радиозатменного мониторинга атмосферы. Найдено, что исследуемые внутренние атмосферные волны имеют периоды от 35 до 46 минут и вертикальные фазовые скорости от 1.4 до 2.0 м/с, что хорошо согласуется с результатами независимых экспериментов и данными моделирования спорадических E-структур на высоте ~100 км в полярной шапке Земли.

New method for determining the characteristics of internal atmospheric waves based on the use of inclined sporadic E-layers of the Earth's ionosphere as a detector has been developed. The method is based on the fact that the internal wave propagating through the initially horizontal sporadic E-layer causes the plasma density gradient to rotate in the direction of the wave vector, which leads to establishment of the layer ionization plane parallel with the phase wave front. The developed method makes it possible to investigate the interrelations between small-scale internal waves and sporadic E-layers in the Earth's ionosphere and significantly expands the capabilities of traditional radio occultation monitoring of the atmosphere. It was found that the studied internal atmospheric waves have periods from 35 to 46 minutes and vertical phase speeds from 1.4 to 2.0 m/s, which is in good agreement with the results of independent experiments and simulation data of sporadic E-structures at a height of ~100 km in the Earth's polar cap.

Введение

Спорадические E-слои (E_s) известны как тонкие слои повышенной ионизации на высотах от 90 до 130 км в ионосфере Земли. Исследование эффектов, связанных с E_s -слоями, представляет большой интерес для радиосвязи и навигации. Анализируя радиозатменные измерения CHAMP (Challenging Minisatellite Payload), авторы работы [1] изучили глобальную морфологию E_s -слоев. Климатология спорадических E-слоев исследовалась ими на основе определения дисперсий SNR (signal to noise ratio) и фазы, в терминах месячных зональных средних, сезонных карт, суточных и долговременных вариаций [1]. Подробный анализ глобального распределения появления спорадических E-слоев был проведен в работе [2]. Для получения информации о мелкомасштабных ионосферных неоднородностях за период с января 2002 года по декабрь 2007 года, авторы указанной работы использовали большую базу данных радиозатменных миссий CHAMP, GRACE и FORMOSAT-3/COSMIC. Было найдено, что распределение появления E_s -слоев демонстрирует сильные колебания, причем самые высокие частоты их появления наблюдаются в течение летнего времени в средних широтах. Максимумы появления неоднородностей возникают в интервале геомагнитных широт от 10° до 60° среднеширотной ионосферы Земли. В высоких широтах, где углы магнитного

наклоны составляют от 70° до 80° , в указанном распределении имеют место глубокие минимумы, что согласуется с теорией формирования спорадических слоев с помощью ветрового сдвига [2, 3].

Теория формирования спорадических E-слоев с помощью ветрового сдвига в средних широтах была подтверждена многими исследованиями [4]. Было установлено, что E_s-слои в средних широтах являются очень тонкими (толщина составляет несколько сот метров), распределенными по горизонтали на сотни километров, плотными (концентрация частиц достигает нескольких единиц от 10^6 электронов/ионов на см^3) и состоящими из металлических атомов [5]. При наличии наклонных геомагнитных полей, слияние ионов в E-области ионосферы может быть обусловлено сдвигом как зонального, так и меридионального ветра. Однако, основным драйвером конвергенции ионов в средних широтах на высоте ~ 115 км и ниже рассматривается сдвиг зонального ветра [6]. Электроны, связанные с процессом слияния положительных ионов в тонкий слой, двигаются вдоль линий геомагнитного поля, чтобы нейтрализовать положительный заряд. Следует отметить, что теория ветрового сдвига объясняет, как формируется слой в вертикальной плоскости, но не дает объяснения принципа формирования по горизонтали. В дневной E-области ионосферы, основными молекулами для ионизации являются молекулы N_2 и O_2 . Ночью, быстрая рекомбинация молекул приводит к фотохимическому равновесию ионизации в E-области, что является причиной исчезновения обычного E-слоя. С другой стороны, спорадические E-слои часто наблюдаются в ночное время и их появление обычно длится несколько часов. Это противоречит фотохимическому равновесию обычной E-области ионосферы и исключает его участие в качестве возможного источника положительных ионов, ответственных за ионизацию E_s-слоев. Для подтверждения предположения, что именно металлические ионы (Fe^+ и Mg^+) являются главным источником ионизации E_s-слоев, с помощью ракетных наблюдений непосредственно измерялись профили концентрации электронов и ионов [7]. Теория предсказывает, что скорости рекомбинации для указанных металлических ионов значительно ниже, чем соответствующие величины для NO^+ и O_2^+ . Время жизни металлических ионов велико и изменяется от нескольких дней на высоте ~ 120 км до нескольких часов на высоте ~ 95 км [6]. Весьма вероятно, что металлические атомы имеют метеорное происхождение, поэтому естественно предполагать, что образование тонких слоев связано с конвергенцией ионов, которая обусловлена воздействием сдвигов нейтральных ветров в присутствии геомагнитного поля. Хотя в некоторых наблюдениях мощных E_s-слоев метеоры и обнаруживаются захваченными в узлах ветрового сдвига, однако основными механизмами формирования спорадических слоев считаются сдвиги нейтральных ветров [8–10].

Наземные радиолокационные наблюдения в ночное время позволили успешно отобразить горизонтальную структуру E_s-слоев [11–13]. Численное моделирование показало, что E_s-пятна (слои) в Северном полушарии распространяются в сторону юго-запада и, как правило, вытянуты в направлении (NW-SE) с северо-запада на юго-восток [14–16]. Однако, для обоснования результатов моделирования необходимо иметь большее количество наблюдений за спорадическими E-слоями в средних широтах. При наличии вертикального сдвига ветра, основными механизмами структурирования E_s-слоев являются: внутренние гравитационные волны [17–19], сдвиговая неустойчивость нейтрального ветра [13, 20–22], плазменная неустойчивость слоя, обусловленная сдвигом нейтрального ветра [14, 15]. Внутренние атмосферные волны модулируют E_s-слои в вертикальном направлении, и они могут быть причиной квазипериодических (QP) радиолокационных эхо-сигналов. В работе [23] показано, что в результате модуляции слоев по высоте в ночной ионосфере средних широт развивается поляризационное электрическое поле, при этом эффекты поляризации по своему воздействию напоминают

атмосферные волны. Развертывание радаров когерентного рассеяния в современных ионосферных экспериментах обеспечило четкую картину структурирования в ионизационных слоях для средних широт [24, 25]. Ракетные эксперименты показали, что квазипериодические эхо-сигналы проистекают от спорадических E-слоев, при этом наблюдается присутствие сильных электрических поляризационных полей и сдвигов нейтрального ветра [26, 27]. Большие сдвиги ветра действительно имели место в двух ракетных экспериментах, которые проводились параллельно с наземными радиолокационными исследованиями (SEEK и SEEK-2) спорадических E-слоев в ионосфере над о. Кюсю [28–30]. Сдвиговая неустойчивость в нейтральной атмосфере также рассматривается в качестве механизма для создания плотно ионизованной структуры валов [21]. В верхней части ракетного эксперимента, проведенного в ходе кампании SEEK-2, такая структура валов в E-области ионосферы отображалась в виде следа триметилалюминия (ТМА) [29]. Наблюдения трехмерной структуры нисходящих и приближающихся эхо-сигналов [31] можно объяснить наличием нестабильных областей, которые развивались вдоль линии геомагнитного поля от высот расположения E_s-слоя до более высоких уровней (>120 км). Данные интерферометрических измерений, полученные в исследовании [31], поддерживают модель, предложенную в работах [32, 33], и подтверждают результаты компьютерного моделирования [34].

Механизм формирования E_s-слоев с помощью ветрового сдвига в высоких широтах (>60°) не будет столь же эффективным как в средних широтах из-за того, что здесь магнитное поле направлено почти вертикально к локальному горизонту. Крупномасштабная горизонтальная структура плазмы в авроральной E-области определяется пространственным распределением источников солнечной радиации и осадков частиц. Внутренние атмосферные волны в высоких широтах менее важны в качестве механизма вертикального структурирования слоев вследствие большого угла наклона (~90°) магнитного поля к локальному горизонту [35]. Однако, малый угол отклонения магнитного поля от вертикали очень существенен вследствие больших электрических полей, направленных перпендикулярно магнитному полю. В высоких широтах, конвективные электрические поля являются важными драйверами конвергенции или дивергенции движения ионов [5, 36–41]. Авторы работы [36] впервые предположили, что спорадические E-слои в высоких широтах могут быть сформированы в результате воздействия одного лишь электрического поля, где механизм ветрового сдвига практически не работает, в частности на высотах ниже 110 км. По сравнению с экваториальной областью, электрическое поле в зоне авроры и в полярной шапке заметно больше и более широко распределено по площади. Среднее авроральное электрическое поле имеет сильную суточную компоненту с амплитудой 30 мВ/м и с максимумами, расположенными вблизи 05 ч 00 м и 18 ч 00 м местного времени. Напряженность поля ~50 мВ/м является обычной как для овала, так и для полярной шапки. Сообщалось также о многочисленных измерениях, в которых величина напряженности электрического поля превышала значение 100 мВ/м [35]. Наблюдаются четкие следы влияния приливных ветров (полусуточная и суточная моды) на образование спорадических слоев (электрические поля не учитываются), однако внутренние атмосферные волны могут также создавать дополнительные ветровые узлы [37]. На самом деле, авторы работы [42] показали, что в очень спокойных условиях авроральных широт наличие минимальных электрических полей достаточно для образования спорадического E-слоя с помощью ветрового сдвига. В работе [43] приведены доказательства того, что в высоких широтах часто наблюдаются E_s-концентрации ~3×10⁶ см⁻³, а также имеется достаточное количество ионов Na⁺ для получения измеренных в экспериментах концентраций атомов Na. Состав металлических ионов в E_s-слоях предполагает их связь с процессами абляции метеоров

[44], а также с формированием слоев нейтральных металлов в верхней мезосфере [40, 41, 45]. Так как вертикальная скорость пропорциональна косинусу угла наклона магнитного поля к локальному горизонту, который становится равным 0,034 для угла наклона 88°, что существенно меньше по сравнению с величиной 0,17 для угла 80° [35], то механизмы, включающие горизонтальные электрические поля или нейтральные ветры, в полярной шапке не будут работать. Предполагается, что высокоширотные E_s -слои являются проявлением авроры, которая соответствует мощному источнику повышенной ионизации. Однако, производимые в этом случае спорадические слои не будут слишком тонкими. Согласно результатам работы [5], в высоких широтах есть несколько типов слоев, которые намного тоньше образованных с помощью авроральных осадков, и которые, вероятно, получены способами, характерными для производства спорадических E -слоев в средних широтах.

Целью данной работы является: (I) представление способа определения локализации и наклона плазменных слоев из радиозатменных данных; (II) проведение исследования для случая наклонных спорадических E -слоев в высокоширотной ионосфере Земли, наблюдаемых с помощью спутника CHAMP; (III) демонстрация нового метода определения характеристик ВГВ, обуславливающих наклоны исследуемых E_s -слоев.

Способ определения локализации и наклона плазменных слоев по радиозатменным данным

Схема радиозатменного эксперимента показана на рис. 1. Высокостабильные радиосигналы, излучаемые передатчиком, расположенным на геостационарном спутнике G, проходят через ионосферу и атмосферу вдоль луча GTL и регистрируются приемником на борту низкоорбитального спутника L. Измерения амплитуды $A(t)$ и набега фазового пути (эйконала) $\Phi(t)$ проводятся на несущей частоте как функции времени t . Глобальная сферическая симметрия ионосферы и атмосферы с общим центром (точка O на рис.1) является ключевым предположением при анализе радиозатменных данных. Основной вклад в изменения амплитуды и фазы регистрируемого сигнала вносит небольшая область вблизи тангенциальной точки T, где радиолуч перпендикулярен градиенту показателя преломления, несмотря на то, что длина лучевой траектории GTL значительно больше протяженности области [46]. Длина указанной области на лучевой траектории равна $\Delta_h = 2 (2l_f r_e)^{1/2}$ и она равна горизонтальному разрешению исследуемой структуры в радиозатменном эксперименте. Здесь $l_f = (\lambda d_2)^{1/2}$ – вертикальный размер (радиус) зоны Френеля, λ – длина волны радиосигнала, r_e – расстояние OT от центра O сферической симметрии среды до перигея луча T, а d_2 – длина участка лучевой траектории TL, которая примерно равна длине прямолинейного отрезка DL (рис. 1). Величина Δ_h соответствует той минимальной длине горизонтального слоя, которая может быть измерена радиозатменным методом. Тангенциальная точка, в которой радиолуч GTL перпендикулярен градиенту показателя преломления, совпадает с перигеем луча T при условии глобальной сферической симметрии. Радиозатменный метод позволяет определить коэффициент преломления и его вертикальный градиент вдоль траектории перигея луча с хорошей точностью и высоким вертикальным разрешением.

Важная связь между ускорением эйконала a и рефракционным ослаблением $X_p(t)$ радиозатменного сигнала имеет вид [47–49]:

$$1 - X_p(t) = ma, \quad a = d^2\Phi(t) / dt^2, \quad m = d_1 d_2 / (R_0^{1/2} dp_s / dt)^2, \quad d_1 = R_0 - d_2, \quad (1)$$

где d_1 , d_2 , и R_0 – длины прямолинейных отрезков GD, DL и GDL, соответственно, а p и p_s

– прицельные параметры для лучевой траектории GTL и линии визирования GDL. Величина m определяется из баллистических данных для спутников. Так как угол рефракции $\xi(p)$ (рис. 1) мал, то расстояние d_2 примерно равно длине дуги луча TL.

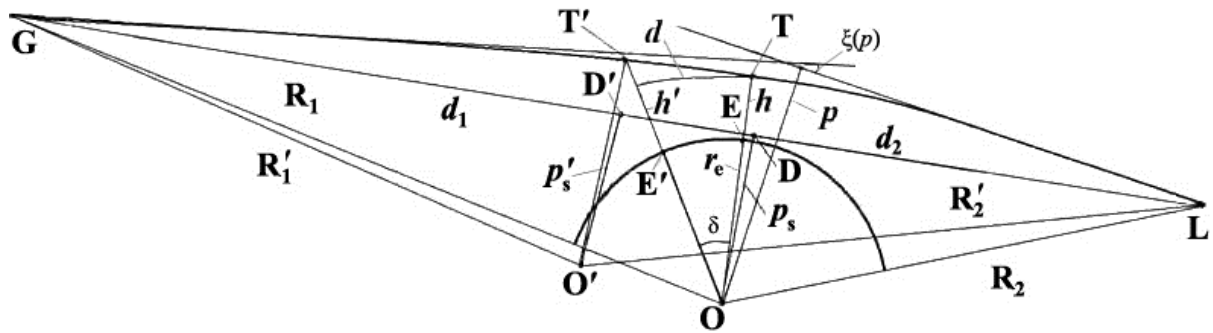


Рис. 1. Схема радиозатменного эксперимента в ионосфере Земли.

G – геостационарный спутник GPS (высокостабильный передатчик радиосигнала); **L** – низкоорбитальный спутник CHAMP (приемник); **GTL** – траектория зондирующего луча; **T** – перигей радиолуча; $h = TE$ – высота перигея луча; $\xi(p)$ – угол рефракции радиолуча; p и $p_s = OD$ – прицельные параметры для лучевой траектории GTL и линии визирования GDL, соответственно; d_1, d_2 и R_0 – расстояния GD, DL и GL, соответственно; R_1 и R_2 – расстояния OG и OL, соответственно; $h' = T'E'$ – фактическая высота слоя; δ – угол наклона слоя по отношению к локальному горизонту

Сформулируем критерий, при выполнении которого тангенциальная точка совпадает с перигеем луча. Для этого необходимо и достаточно: (I) выполнения условия глобальной сферической симметрии атмосферы и ионосферы, (II) отсутствия случайных неоднородностей и многолучевого распространения радиоволн. В этом случае, уравнение (1) справедливо, что приводит к тождеству рефракционных ослаблений X_a и X_p , определяемых из амплитудных и фазовых измерений радиозатменного сигнала:

$$X_p(t) \equiv X_a(t), \quad X_a(t) = I/I_0, \quad (2)$$

где I_0 и I – интенсивности радиоволн, зарегистрированные до и после входа луча в ионосферу, соответственно. Тождество (2) является математическим выражением того, что тангенциальная точка ионосферного слоя совпадает с перигеем луча T. Удобно представить рефракционные ослабления $X_p(t)$ и $X_a(t)$, определяемые из измерений эйконала и амплитуды радиозатменного сигнала, в виде аналитических функций с амплитудами $A_p(t)$ и $A_a(t)$ и фазами $\chi_p(t)$ и $\chi_a(t)$:

$$1 - X_p(t) = ma = A_p(t) \operatorname{Re} \exp[j\chi_p(t)], \quad 1 - X_a(t) = ma = A_a(t) \operatorname{Re} \exp[j\chi_a(t)]. \quad (3)$$

Указанные амплитуды $A_p(t)$, $A_a(t)$ и фазы $\chi_p(t)$, $\chi_a(t)$ могут быть найдены на основе известных временных зависимостей $1 - X_p(t)$ и $1 - X_a(t)$, например, используя численное преобразование Гильберта или другие методы обработки экспериментальных данных. В случае синхронных вариаций $1 - X_p(t)$ и $1 - X_a(t)$, из уравнения (1) можно получить:

$$A_p(t) = A_a(t), \quad \chi_p(t) = \chi_a(t). \quad (4)$$

При выполнении условия глобальной сферической симметрии, уравнение (4) представляет собой другую форму вышеупомянутого критерия. Отклонения от данного критерия могут быть связаны с многолучевым распространением, дифракцией, рассеянием, а также влиянием турбулентности и других неоднородностей в атмосфере и

ионосфере. В некоторых случаях, эти отклонения могут быть обусловлены влиянием горизонтальных градиентов и появлением других тангенциальных точек в ионосферных частях радиолуча, например, тангенциальной точки T' , что приводит к смещению центра сферической симметрии из точки O в точку O' (рис.1).

Соотношение для смещения d тангенциальной точки T' относительно перигея луча T имеет следующий вид [48–50]:

$$d = d_2 \frac{A_a - A_p}{A_p}, \quad d_2 = \sqrt{R_2^2 - p_s^2}. \quad (5)$$

Уравнение (5) устанавливает следующее правило: смещение тангенциальной (поворотной) точки траектории луча определяется из соотношения между амплитудами A_a и A_p , которые могут быть получены из анализа вариаций интенсивности и эйконала радиозатменного сигнала. Смещение d является положительным или отрицательным, в зависимости от знака разности $(A_a - A_p)$, а тангенциальная точка T' расположена в части GT или TL лучевой траектории, соответственно. В этом случае, фазы $\chi_p(t)$ и $\chi_a(t)$ должны быть одинаковыми в пределах точности, определяемой погрешностями измерений. Уравнение (5) справедливо, если один из спутников расположен на гораздо большем расстоянии от точки перигея T , чем другой спутник. Данное условие выполняется в радиозатменных экспериментах, где используются линии связи космический корабль–Земля, или когда используются низкоорбитальные спутники, работающие с радиосигналами космических навигационных систем. Если смещение d известно, то можно определить поправку Δh для вычисления фактической высоты слоя (h') и найти угол наклона слоя δ к локальному горизонту [50]:

$$\Delta = d/r_e, \quad \Delta h = h' - h = d \delta / 2 = d^2 / (2r_e), \quad (6)$$

где h – высота перигея луча (рис.1).

Анализ спутниковых радиозатменных данных CHAMP/GPS в ионосфере Земли

Радиозатменные измерения спутника CHAMP были использованы нами для исследования спорадических E-слоев в ионосфере Земли. На рис. 2 представлены результаты определения положения и наклона ионосферных слоев по данным обработки радиосигналов на частоте 1575.42 МГц глобальной системы позиционирования (сеанс 28 июля 2003 года, 01 ч 35 м UT (21 ч 08 мин LT); координаты перигея луча 71.4 N, 67.3 W). Параметры ионосферных структур определялись на основе анализа высотных вариаций фазового пути и интенсивности радиозатменного сигнала. Это позволило оценить пространственное смещение плазменных структур по отношению к перигею радиолуча, определить величины углов наклона слоев к локальному горизонту, а также найти высоты истинного расположения слоев.

Временное разрешение измерений фазы и интенсивности принимаемого на спутнике CHAMP радиосигнала равно 0.02 сек, что соответствует частоте дискретизации 50 Гц. Анализируемые данные показали наличие значительных квазирегулярных вариаций интенсивности и фазы радиоволн. Рефракционные ослабления X_a и X_p радиозатменного сигнала, полученные в результате обработки вариаций интенсивности и эйконала, представлены на рис. 2-1 (кривые 1 и 2) как функции высоты перигея h лучевой траектории GTL. Рефракционное ослабление X_p находилось из уравнения (1) путем использования значений параметра a , определяемых из экспериментальных данных. Величина m вычислялась с помощью спутниковых баллистических данных. Рефракционное ослабление X_a находилось нами из измерений

интенсивности радиозатменного сигнала на борту спутника CHAMP.

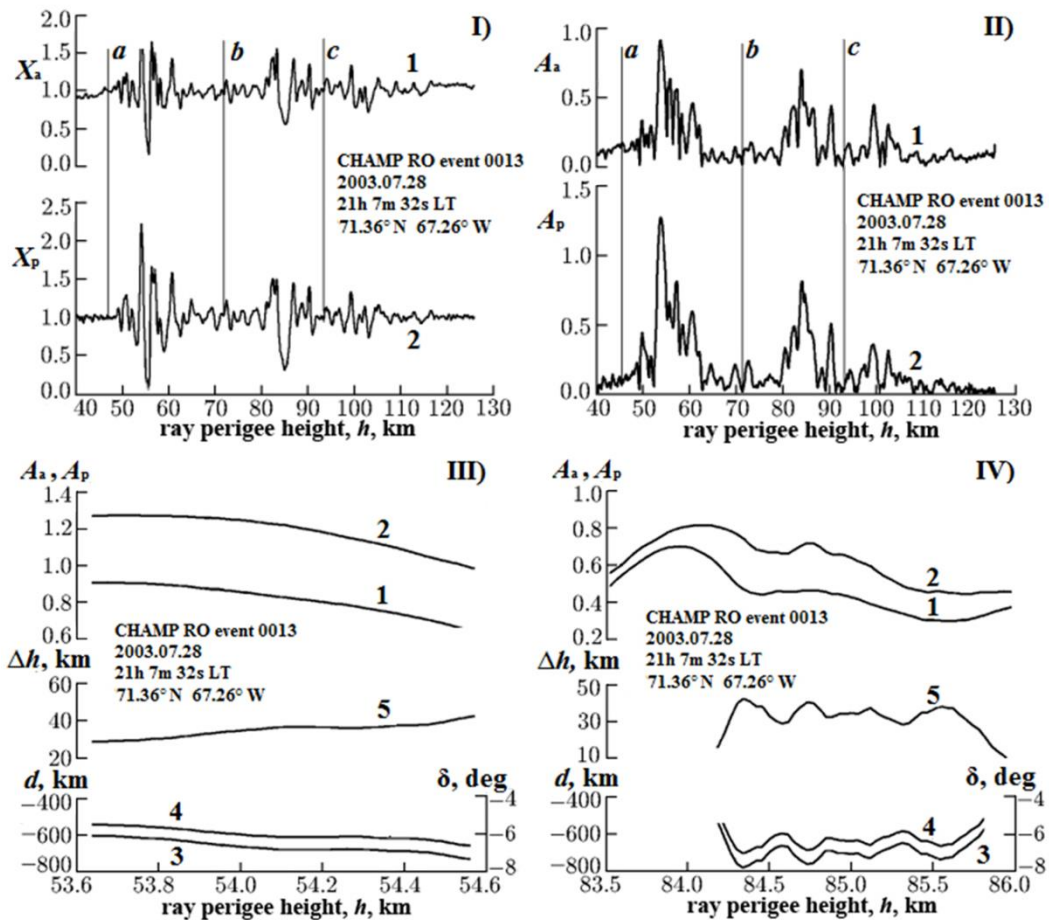


Рис. 2. Сравнение рефракционных ослаблений X_a и X_p , полученных из вариаций интенсивности и эйконала радиозатменного сигнала CHAMP на GPS-частоте $f_1 = 1575.42$ MHz (кривые 1 и 2 на панели I, соответственно). Амплитуды A_a и A_p аналитических сигналов, связанных с вариациями рефракционных ослаблений X_a и X_p (кривые 1 и 2 на панели II, соответственно). Определение положения и наклона для первого (a) слоя путем использования амплитуд A_a и A_p (панель III). Определение положения и наклона для второго (b) слоя на основе сравнения амплитуд A_a и A_p (панель IV)

Вариации рефракционных ослаблений X_a и X_p являются когерентными, что указывает на равенство фаз χ_a и χ_p . Очевидно, что указанные вариации X_a и X_p обусловлены влиянием ионосферных слоев в трех интервалах высоты перигея лучевой траектории GTL, которые обозначены a , b и c на рис. 2-I. Интервалы a , b и c соответствуют диапазонам высоты перигея луча: 50–72 км, 72–92 км и 92–116 км, соответственно. Видно, что функции $(X_a - 1)$ и $(X_p - 1)$ когерентны в указанных интервалах. Однако, амплитуды A_a и A_p аналитических функций $(X_a - 1)$ и $(X_p - 1)$ различны. Эти амплитуды A_a и A_p определялись с помощью численного преобразования Гильберта и они показаны на рис. 2-II (кривые 1 и 2, соответственно). Максимальные значения параметра A_a меньше соответствующих значений A_p в интервалах a и b (рис. 2-II). Противоположная картина наблюдается в интервале c (рис. 2-I и -II). Для слоев, находящихся в интервалах a и b значения смещения d отрицательны. Эти два слоя расположены на траектории луча GTL между точками T и L. Верхний слой из интервала c смещен от перигея луча T в сторону навигационного спутника G (рис. 1). Для случая

ненулевого смещения слоя, значения фактической высоты слоя h' и высоты перигея луча h не равны друг другу и будут отличаться на величину Δh , определяемую из уравнения (6). Важно отметить, что положение слоя по вертикали не определяется однозначно значением высоты перигея луча h . Например, в соответствии с уравнением (6), два слоя с одинаковой высотой перигея луча h и разными величинами смещения d будут иметь неодинаковые фактические высоты h' . Поэтому, фактическая высота слоя является более подходящим параметром для описания высотного положения слоя по сравнению с высотой перигея луча.

Радиозатменные исследования продемонстрировали, что в ионосфере Земли наблюдаются не только дискретные (отдельные) спорадические E-слои, но и более сложные структуры, такие как двойные E_s-пики и даже прямоугольные спорадические слои [51]. Комплексные E_s-слои могут быть обусловлены неустойчивыми ветровыми сдвигами. В работе [21] показано, что драйверы, обуславливающие неустойчивость плазмы (например, неустойчивость Кельвина-Гельмгольца), могли бы деформировать дискретный E_s-слой в сложную структуру. Эти драйверы могут поднять часть спорадического E-слоя до перекрытия с исходным слоем [51]. Как можно видеть на рис. 2-I, слой в интервале a имеет сложную (двойную) квазипериодическую структуру. Возможно, что наблюдаемые по вертикали осцилляции являются признаком распространения через слой внутренней гравитационной волны. Нижняя часть этого слоя, отнесенная к высоте перигея луча 55 км, имеет вертикальный размер 3.0 км, а верхняя его часть, отнесенная к высоте перигея 59 км, имеет вертикальный размер 4.4 км. Отдельный спорадический b -слой, отнесенный к высоте перигея луча 85 км, имеет вертикальный размер 4.4 км и типичную U-образную структуру, о которой сообщалось в работе [52], с осцилляциями выше и ниже области дефокусировки, обусловленными интерференцией прямого и преломленного радиолучей. Слой из интервала c , отнесенный к высоте перигея луча 103 км, имеет вертикальный размер 3.0 км. На рис. 2-I видно, что этот слой выражен менее ярко, чем слои, расположенные в интервалах a и b .

Поскольку вариации рефракционных ослаблений X_a и X_p являются когерентными, то разработанный метод может быть использован для определения положения ионосферного слоя на лучевой траектории GTL. Результаты определения смещения d слоев в интервалах a и b показаны на рис. 2-III и -IV. Здесь, кривые 1, 2 и 3 представляют зависимости амплитуд A_a и A_p и смещения d от высоты перигея луча, соответственно. Кривые 4 на рис. 2-III и -IV указывают углы наклона слоев δ в градусах (вертикальные шкалы справа). Кривые 5 представляют поправки Δh [км] к фактической высоте h' слоя a (рис. 2-III) и слоя b (рис. 2-IV), соответственно. Для слоев в интервалах a и b , значения смещения d сосредоточены в диапазонах от -630 до -800 км и от -600 до -750 км, соответственно (интервал c не показан). В соответствии с уравнением (5), статистическая погрешность оценки отношения $(A_a - A_p)/A_p$ будет минимальной при максимальном значении A_p . Если относительная погрешность измерения A_p равна 5%, то точность оценки d составляет около ± 100 км. В среднем, значения смещения для слоев в интервалах a и b равны $d = -730$ км и $d = -620$ км, соответственно. Среднее значение смещения d для слоя в интервале c положительно и равно $d = 620$ км. Из уравнения (6) можно найти, что углы наклона плазменных слоев a , b и c к локальному горизонту составляют $\delta = -7.3^\circ \pm 0.9^\circ$, $\delta = -6.4^\circ \pm 0.9^\circ$ и $\delta = 6.4 \pm 0.9$, соответственно. Была также определена величина поправки Δh к фактической высоте h' слоя a ($\Delta h = 40$ км), слоя b ($\Delta h = 30$ км) и слоя c ($\Delta h = 30$ км).

Локальная сферическая симметрия позволяет применить преобразование Абеля для решения обратной задачи и найти распределения электронной плотности и ее вертикального градиента в слое. Полученные зависимости электронной плотности $N_e(h')$ и градиента dN_e/dh' показаны на рис. 3 и 4, соответственно. Высотные профили электронной плотности и ее вертикального градиента для слоев a , b и c были

восстановлены нами из радиозатменных данных об эйконе. На верхней и нижней горизонтальных осях рис. 3 и 4 показаны фактическая высота слоя h' и высота перигея луча h , соответственно. Высоты максимумов электронной плотности для слоев обозначены стрелками на рис. 3. Высотное расположение максимумов электронной плотности совпадает с расположением минимумов рефракционного ослабления для слоев a , b и c , что можно легко увидеть из сравнения рис. 2-I и 3. Это полностью соответствует результатам моделирования, полученным в работе [52]. Когда вектор распространения радиоволн параллелен плоскости ионизации спорадического E-слоя, то прохождение радиолучами центральной части слоя (пик электронной плотности) и его краев приводит к дефокусировке и фокусировке лучей, соответственно [52]. Слои a и b расположены на отрезке луча LT, на расстояниях 730 и 620 км от точки T, при этом их максимальные градиенты электронной плотности наблюдаются на высотах 95.0 и 114.5 км (рис. 4А и 4В). Слой c расположен на расстоянии 620 км от точки T на части луча GT, с максимумом вертикального градиента на высоте 130 км. Согласно рис.4, значения вертикального градиента электронной плотности для слоев a , b и c заключены в следующих интервалах:

$$\begin{aligned} -3.0 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}/\text{км} < dN_e(h')/dh' < 5.6 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}/\text{км}, \\ -2.4 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}/\text{км} < dN_e(h')/dh' < 8.5 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}/\text{км}, \\ -1.7 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}/\text{км} < dN_e(h')/dh' < 2.8 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}/\text{км}. \end{aligned}$$

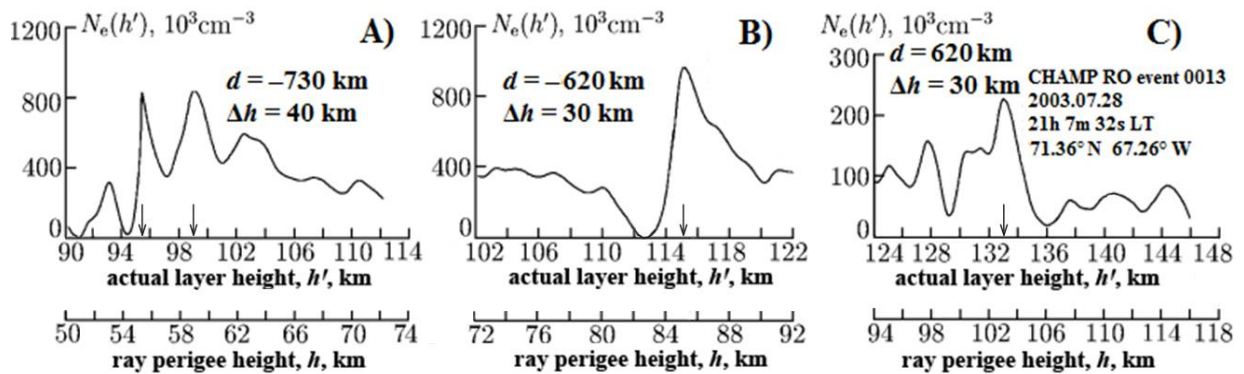


Рис. 3. Результаты определения электронной плотности для трех ионосферных слоев. Смещение, высотная поправка и угол наклона слоя равны, соответственно: $d = -730$ км, $\Delta h = 40$ км и $\delta = -7.3^\circ$ (слой a , панель А); $d = -620$ км, $\Delta h = 30$ км и $\delta = -6.4^\circ$ (слой b , панель В); $d = 620$ км, $\Delta h = 30$ км и $\delta = 6.4^\circ$ (слой c , панель С). Высоты максимумов электронной плотности для слоев a , b и c отмечены стрелками

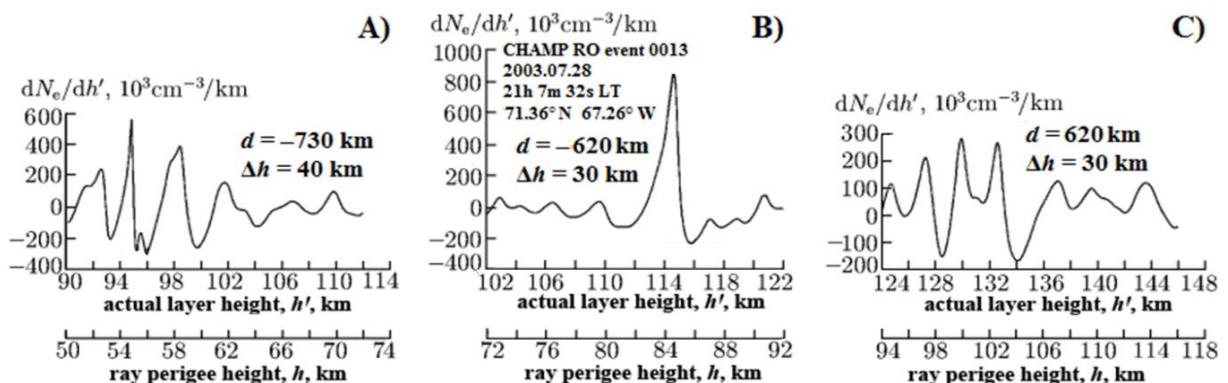


Рис.4. Результаты определения вертикального градиента электронной плотности для ионосферных слоев

Эти значения типичны для интенсивных спорадических E-слоев в ионосфере Земли, наблюдаемых с помощью наземных средств дистанционного зондирования, методов *in situ* и спутниковых датчиков [4, 35, 53]. Высотный интервал вариаций амплитуды радиозатменного сигнала примерно соответствует интервалу изменений электронной плотности и ее вертикального градиента.

Связь между наклонными спорадическими E-слоями и внутренними атмосферными волнами

Распространение внутренних гравитационных волн на ионосферных высотах Земли может приводить к формированию неоднородностей в ионизации [54]. В настоящее время известно, что внутренними атмосферными волнами генерируются перемещающиеся ионосферные возмущения (ПИВ) и некоторые типы спорадических E-неоднородностей. Обнаружено, что ПИВ характеризуются выраженным наклоном поверхностей одинаковой фазы, в то время как в спорадических E-слоях наблюдаются почти горизонтальные поверхности одинаковой фазы. Главным образом, это связано с тем, что спорадические слои формируются атмосферными приливами и волнами плавучести с большим периодом, которые разрушаются в F-области ионосферы из-за диссипативных эффектов [55]. Согласно результатам работы [54], наклонные фронты ПИВ должны представлять фазовые фронты связанных с ними волн плавучести, а распространение волновой фазы вниз указывает на распространение энергии ВГВ вверх. Необходимо отметить, что в более поздней работе [56] было показано, что причиной появления среднемасштабных ПИВ могут быть поляризационные электрические поля. Это обусловлено тем, что большинство ночных ПИВ распространяются в юго-западном направлении, и это предпочтительное направление распространения ПИВ не может быть объяснено классической теорией внутренних гравитационных волн. Ионосферная неустойчивость, которая воздействует посредством электродинамических процессов, включающих поляризационные электрические поля, также могла бы развивать среднемасштабные ПИВ [56]. В работе [57] была исследована связь спорадических E-слоев с ПИВ и другими ионосферными явлениями.

Внутренняя атмосферная волна, распространяющаяся через ионосферу, собирает ионизацию в волновой узел вследствие столкновений между заряженными и нейтральными частицами. В работе [58] было показано, что волна, распространяющаяся через E-область, генерирует волнообразные вариации электронной плотности, которые имеют те же волновые числа и частоту, что и исходная ВГВ при условии отсутствия границ или неоднородностей в окружающей плазме. Авторы другой работы [59] обнаружили, что ветровой сдвиг стремится собрать ионизацию в волновой узел, который смещается вниз. Этот дрейф ионизации с более высоких уровней на более низкие уровни известен под названием эффекта штопора. Роль мелкомасштабных внутренних волн, модулирующих сформированный приливной системой плазменный слой, рассмотрена в работе [60]. Автор вышеупомянутой работы указал, что в случае, когда вертикальная фазовая скорость ВГВ несколько больше скорости дрейфа плазменного слоя и направлена вниз, то ионы слоя “видят” ветровую структуру практически стационарной ВГВ, которая выметает ионы через горизонтальные зоны конвергенции/дивергенции, создавая характерную “пятнистость” спорадического E-слоя. Вынужденный пространственный резонанс возникает в том случае, когда неоднородность в ионизации, сформированная некоторым иным способом (например, атмосферным приливом или внутренней гравитационной волной с большим периодом), имеет дрейфовую скорость равную фазовой скорости ВГВ. При этом исходная неоднородность должна располагаться таким образом, чтобы она совпадала с одним из ионизационных пиков, создаваемых атмосферной волной [61].

Распространение внутренней атмосферной волны модулирует структуру изначально горизонтального спорадического E-слоя и приводит к вращению градиента плотности плазмы в направлении ее волнового вектора. На основе того, что внутренняя гравитационная волна (ВГВ) обуславливает угол наклона спорадического E-слоя, поворачивая плоскость ионизации слоя параллельно ее фазовому фронту, мы разработали новый метод определения характеристик внутренних атмосферных волн, связанных с наклонными спорадическими структурами в ионосфере Земли. При восстановлении параметров ВГВ использовались базовые выражения (дисперсионное уравнение, поляризационные соотношения связи, определения волновых характеристик) для внутренних гравитационных волн [62–68]. Этот метод позволяет исследовать взаимосвязи между мелкомасштабными внутренними волнами и спорадическими E-слоями в ионосфере Земли и существенно расширяет возможности традиционного радиозатменного мониторинга атмосферы [50].

Идея экспериментального определения характеристик внутренней гравитационной волны, связанной с наклонными плазменными структурами, заключается в следующем. Распространяющаяся через E-область мелкомасштабная внутренняя волна обуславливает наклон спорадического E-слоя, разворачивая его плоскость ионизации параллельно фазовому фронту внутренней волны. В этом случае угол δ между вектором распространения волны и локальной вертикалью будет совпадать с углом наклона исследуемого плазменного E_s-слоя. Для вычисления характеристик ВГВ, обуславливающих наклоны слоев, необходимо иметь оценки невозмущенной частоты Брента-Вяйсяля (N_b) на фактических высотах (h'), где расположены спорадические слои a , b и c . Поскольку данные о величине N_b на высотах расположения E-слоев довольно консервативны, то нами были использованы результаты, полученные для эталонной атмосферы Земли: $N_b(h' = 95 \text{ км}) \approx 2.3 \cdot 10^{-2} \text{ рад/с}$; $N_b(h' = 99 \text{ км}) \approx 2.2 \cdot 10^{-2} \text{ рад/с}$; $N_b(h' = 115 \text{ км}) \approx 2.1 \cdot 10^{-2} \text{ рад/с}$ [55]. Эти значения частоты плавучести N_b соответствуют значениям периода τ_b ($\tau_b = 2\pi/N_b$) от 4.6 до 5.0 мин, и они согласуются с вертикальным профилем периода плавучести τ_b , рассчитанным для стандартной атмосферы, который показан на стр. 276 в работе [35] (см. рис. 6.5). Из результатов, представленных на рис. 6.5 работы [35], было также определено, что $N_b(h' = 133 \text{ км}) \approx 2.3 \cdot 10^{-2} \text{ рад/с}$. Используя эти оценки и полученные экспериментальные данные, мы установили, что: $1 \gg \tan^2 \delta$, и $\omega^2 \gg f^2$. С учетом указанных выше неравенств, дисперсионное уравнение и выражения для волновых характеристик приобретают очень простой вид [50]:

$$\omega / N_b = \lambda_z / \lambda_h = |\tan \delta|, \quad \tau_i = 2\pi/\omega, \quad |c_{ph}^{in}| = \omega / |k_h| = N_b / |m|, \quad |c_{pz}^{in}| = \omega / |m| = N_b |\tan \delta| / |m|, \quad (7)$$

где ω – собственная частота ВГВ; τ_i – собственный период внутренней волны; $k_h = 2\pi/\lambda_h$ и $m = 2\pi/\lambda_z$ – горизонтальное и вертикальное волновые числа; λ_h и λ_z – горизонтальная и вертикальная длины волн; c_{ph}^{in} и c_{pz}^{in} – собственная горизонтальная и вертикальная фазовые скорости. На основе соотношений (7) можно вычислить характеристики мелкомасштабных внутренних волн, которые обуславливают наклоны изначально горизонтальных спорадических E-слоев в ионосфере Земли:

Слой a (нижний) ($h' = 95 \text{ км}$, $\Delta h = 40 \text{ км}$): $\lambda_z = 3.0 \text{ км}$; $\delta = -7.3$; $|\tan \delta| = 0.13$; $\lambda_h = 23.1 \text{ км}$; $|c_{ph}^{in}| = 11.0 \text{ м/с}$; $|c_{pz}^{in}| = 1.4 \text{ м/с}$; $N_b = 2.3 \cdot 10^{-2} \text{ рад/с}$; $\omega = 3.0 \cdot 10^{-3} \text{ рад/с}$; $\tau_i = 34.9 \text{ мин}$.

Слой a (верхний) ($h' = 99 \text{ км}$, $\Delta h = 40 \text{ км}$): $\lambda_z = 4.4 \text{ км}$; $\delta = -7.3$; $|\tan \delta| = 0.13$; $\lambda_h = 33.8 \text{ км}$; $|c_{ph}^{in}| = 15.4 \text{ м/с}$; $|c_{pz}^{in}| = 2.0 \text{ м/с}$; $N_b = 2.2 \cdot 10^{-2} \text{ рад/с}$; $\omega = 2.9 \cdot 10^{-3} \text{ рад/с}$; $\tau_i = 36.1 \text{ мин}$.

Слой b ($h'=115$ км, $\Delta h=30$ км): $\lambda_z=4.4$ км; $\delta=-6.4$; $|\tan\delta|=0.11$; $\lambda_h=40.0$ км; $|c_{ph}^{in}|=14.7$ м/с; $|c_{pz}^{in}|=1.6$ м/с; $N_b=2.1 \cdot 10^{-2}$ рад/с; $\omega=2.3 \cdot 10^{-3}$ рад/с; $\tau_i=45.5$ мин.

Слой c ($h'=133$ км, $\Delta h=30$ км): $\lambda_z=3.0$ км; $\delta=6.4$; $|\tan\delta|=0.11$; $\lambda_h=27.3$ км; $|c_{ph}^{in}|=11.0$ м/с; $|c_{pz}^{in}|=1.2$ м/с; $N_b=2.3 \cdot 10^{-2}$ рад/с; $\omega=2.5 \cdot 10^{-3}$ рад/с; $\tau_i=41.9$ мин.

Важно, что величину собственной частоты и периода ВГВ можно определить, зная только значения частоты Брента-Вяйсяля (N_b) и угла (δ) между вектором распространения волны и локальной вертикалью. Собственный период исследуемых внутренних волн составляет от 35 до 46 мин, а значения собственной вертикальной фазовой скорости ВГВ заключены в пределах от 1.4 до 2.0 м/с. Указанные оценки хорошо согласуются со значениями периода ~ 30 мин и вертикальной скорости ветра $< 2,0$ м/с на высоте ~ 100 км (в системе отсчета земного наблюдателя), вычисленными для модели спорадического E-слоя в полярной шапке [69, 70]. Следует отметить, что узлы ветрового сдвига, в которых скорость ветра равна нулю, совпадают с расположением E_s-слоев, поэтому собственный волновой период должен совпадать с периодом ВГВ в системе земного наблюдателя [66]. Таким образом, найденные нами собственные периоды волн τ_i от 35 до 46 минут полностью соответствуют результатам в наземной системе отсчета, полученным в исследованиях высокоширотной ионосферы Земли [37,45, 69–71].

Заключение

Разработан метод определения характеристик внутренних атмосферных волн, базирующийся на использовании наклонных спорадических E-слоев ионосферы в качестве детектора. Метод основан на том, что внутренняя волна, распространяющаяся через изначально горизонтальный спорадический E-слой, приводит к вращению градиента плотности плазмы в направлении волнового вектора и к повороту плоскости ионизации слоя параллельно фазовому фронту волны. Разработанный метод позволяет исследовать взаимосвязи между мелкомасштабными внутренними волнами и спорадическими E-слоями в ионосфере Земли и существенно расширяет возможности традиционного радиозатменного мониторинга атмосферы. Найдено, что исследуемые внутренние атмосферные волны имеют периоды от 35 до 46 минут и вертикальные фазовые скорости от 1.4 до 2.0 м/с, что хорошо согласуется с результатами независимых экспериментов и данными моделирования спорадических E-структур на высоте ~ 100 км в полярной шапке Земли.

Работа выполнена в рамках государственного задания и частично поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект РФФИ № 19-02-00083 А).

Литература

1. Wu D.L., Ao C.O., Hajj G.A., de la Torre Juarez M., Mannucci A.J. Sporadic E morphology from GPS-CHAMP radio occultations // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. № A01306. doi: 10.1029/2004JA010701.
2. Arras C., Wickert J., Beyerle G., Heise S., Schmidt T., Jacobi C. A global climatology of ionospheric irregularities derived from GPS radio occultation // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № L14809. doi: 10.1029/2008GL03415.
3. Haldoupis C.A. Tutorial Review on Sporadic E layers. Chapter in book: Aeronomy of the

Earth's Atmosphere and Ionosphere. Abdu M.A., Pancheva D., Bhattacharyya A. (Eds.) IAGA Special Sopron Book Series 2. P. 381–394. Springer. Berlin. 2011. doi: 10.1007/978-94-007-0326-1-2.

4. Whitehead J.D. Recent work on midlatitude and equatorial sporadic E // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1989. V. 51. P. 401–424. doi: 10.1016/0021-9169(89)90122-0.

5. Kirkwood S., Nilsson H. High-latitude sporadic-E and other thin layers – the role of magnetospheric electric fields // *Space Sci. Rev.* 2000. V. 91. P. 579–613.

6. Haldoupis C. Midlatitude Sporadic E layers. A typical paradigm of atmosphere–ionosphere coupling // *Space Sci. Rev.* 2012. V. 168. P. 441–461.

7. Roddy P.A., Earle G.D., Swenson C.M., Carlson C.G., Bullett T.W. Relative concentrations of molecular and metallic ions in midlatitude intermediate and sporadic-E layers // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № L19807. doi: 10.1029/2004GL020604.

8. Maruyama T., Kato H., Nakamura M. Ionospheric effects of the Leonid meteor shower in November 2001 as observed by rapid run ionosondes // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № A8. 1324. doi: 10.1029/2003JA009831.

9. Maruyama T., Kato H., Nakamura M. Meteor-induced transient sporadic E as inferred from rapid-run ionosonde observations at midlatitudes // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. № A09308. doi: 10.1029/2008JA013362.

10. Malhotra A., Mathews J.D., Urbina J. Effect of meteor ionization on sporadic-E observed at Jicamarca // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № L15106. doi: 10.1029/2008GL034661.

11. Hysell D.L., Yamamoto M., Fukao S. Imaging radar observations and theory of type I and type II quasi-periodic echoes // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № A11. 1360. doi:10.1029/2002JA009292.

12. Hysell D.L., Larsen M.F., Zhou Q.H. Common volume coherent and incoherent scatter radar observations of mid-latitude sporadic E-layers and QP echoes // *Ann. Geophys.* 2004. V. 22. P. 3277–3290. doi: 10.5194/angeo-22-3277-2004.

13. Larsen M.F., Hysell D.L., Zhou Q.H., Smith, S.M., Friedman, J., Bishop, R.L. Imaging coherent scatter radar, incoherent scatter radar, and optical observations of quasiperiodic structures associated with sporadic E layers // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № A06321. doi: 10.1029/2006JA012051.

14. Cosgrove R.B., Tsunoda R.T. A direction-dependent instability of sporadic-E layers in the nighttime midlatitude ionosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 18. 1864. doi: 10.1029/2002GL014669.

15. Cosgrove R.B., Tsunoda R.T. Instability of the E-F coupled nighttime midlatitude ionosphere // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. № A04305. doi: 10.1029/2003JA010243.

16. Yokoyama T., Hysell D.L., Otsuka Y., Yamamoto M. Three-dimensional simulation of the coupled Perkins and Es-layer instabilities in the nighttime midlatitude ionosphere // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № A03308. doi: 10.1029/2008JA013789.

17. Woodman R.F., Yamamoto M., Fukao S. Gravity wave modulation of gradient drift instabilities in mid-latitude sporadic E irregularities // *Geophys. Res. Lett.* 1991. V. 18. P. 1197–1200. doi: 10.1029/91GL01159.

18. Didebulidze G.G., Lomidze L.N. Double atmospheric gravity wave frequency oscillations of sporadic E formed in a horizontal shear flow // *Phys. Lett.* 2010. A 374. №7. P. 952–969.

19. Chu Y.-H., Brahmanandam P.S., Wang C.-Y., Ching-Lun S., Kuong R.-M. Coordinated sporadic E layer observations made with Chung-Li 30 MHz radar, ionosonde and FORMOSAT-3/COSMIC satellites // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2011. V. 73. P. 883–894.

20. Larsen M.F. A shear instability seeding mechanism for quasiperiodic radar echoes // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № A11. P. 24931–24940. doi: 10.1029/1999JA000290.

21. Bernhardt P.A. The modulation of sporadic-E layers by Kelvin-Helmholtz billows in the neutral atmosphere // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2002. V. 64. P. 1487–1504.

22. Hysell D.L., Nossa E., Larsen M.F., Munro J., Sulzer M.P., González S.A. Sporadic E layer observations over Arecibo using coherent and incoherent scatter radar: Assessing dynamic stability in the lower thermosphere // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № A12303. doi: 10.1029/2009JA014403.
23. Tsunoda R.T., Fukao S., Yamamoto M. On the origin of quasiperiodic radar backscatter from midlatitude sporadic E // *Radio Sci.* 1994. V. 29. P. 349–366.
24. Yamamoto M., Fukao S., Woodman R.F., Ogawa T., Tsuda T., Kato K. Mid-latitude E region field-aligned irregularities observed with the MU radar // *J. Geophys. Res.-Space.* 1991. V. 96. P. 15943–15949.
25. Yamamoto M., Fukao S., Ogawa T., Tsuda T., Kato S. A morphological study of mid-latitude E-region field-aligned irregularities observed with the MU radar // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 1992. V. 54. P. 769–777.
26. Bernhardt P.A., Selcher C.A., Siefring C., Wilkens M., Compton C., Bust G., Yamamoto M., Fukao S., Takayuki O., Wakabayashi M., Mori H. Radio tomographic imaging of sporadic-E layers during SEEK-2 // *Ann. Geophys.* 2005. V. 23. P. 2357–2368. doi: 10.5194/angeo-23-2357-2005.
27. Yamamoto M., Fukao S., Tsunoda R.T., Pfaff R., Hayakawa H. SEEK-2 (Sporadic-E Experiment over Kyushu 2) – Project Outline, and Significance // *Ann. Geophys.* 2005. V. 23. P. 2295–2305. doi: 10.5194/angeo-23-2295-2005.
28. Larsen M.F., Fukao S., Yamamoto M., Tsunoda R., Igarashi K., Ono T. The SEEK chemical release experiment: Observed neutral wind profile in a region of sporadic-E // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. P. 1789–1792.
29. Larsen M.F., Yamamoto M., Fukao S., Tsunoda R.T. SEEK 2: Observations of neutral winds, wind shears, and wave structure during a sporadic E/QP event // *Ann. Geophys.* 2005. V. 23. P. 2369–2375.
30. Yokoyama T., Yamamoto M., Fukao S., Takahashi T., Tanaka M. Numerical simulation of mid-latitude ionospheric E-region based on SEEK and SEEK-2 observations // *Ann. Geophys.* 2005. V. 23. № 7. P. 2377–2384.
31. Saito S., Yamamoto M., Hashiguchi H., Maegawa A. Observation of three-dimensional structures of quasi-periodic echoes associated with mid-latitude sporadic-E layers by MU radar ultra-multi-channel system // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. № L14109. doi: 10.1029/2005GL025526.
32. Maruyama T., Fukao S., and Yamamoto M. A possible mechanism for echo striation generation of radar backscatter from midlatitude sporadic E // *Radio Sci.* 2000. V. 35. P. 1155–1164.
33. Ogawa T., Takahashi O., Otsuka Y., Nozaki K., Yamamoto M., Kita K. Simultaneous middle and upper atmosphere radar and ionospheric sounder observations of midlatitude E region irregularities and sporadic E layer // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № A10. 1275. doi: 10.1029/2001JA900176.
34. Yokoyama T., Yamamoto M., Fukao S., Cosgrove R.B. Three-dimensional simulation on generation of polarization electric field in the midlatitude E-region ionosphere // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. № A01309. doi: 10.1029/2003JA010238.
35. Kelley M.C. *The Earth's Ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics*. Second Edition. Academic Press. San Diego. California. 2009. 556 pp.
36. Nygren T., Jalonen L., Oksman J., Turunen T. The role of electric field and neutral wind direction in the formation of sporadic E-layers // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1984. V. 46. P. 373–381.
37. Turunen T., Nygren T., Huuskonen A. Nocturnal high-latitude E-region in winter during extremely quiet conditions // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1993. V. 55. P. 783–795.
38. Bristow W.A., Watkins B.J. Numerical simulation of the formation of thin ionization layers at high latitudes // *Geophys. Res. Lett.* 1991. V. 18. P. 404–407.

39. Bristow W.A., Watkins B.J. Incoherent scatter observations of thin ionization layers at Sondrestrom // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1993. V. 55. P. 873–894.
40. Kirkwood S., von Zahn U. On the role of auroral electric fields in the formation of low altitude sporadic-E and sudden sodium layers // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1991. V. 53. P. 389–407.
41. Kirkwood S., von Zahn U. Formation mechanisms for lowaltitude Es and their relationship with neutral Fe layers: Results from the METAL campaign // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 21549–21561.
42. Lehmacher G.A., Larsen M.F., Croskey C.L. Observation of electron biteout regions below sporadic E layers at polar latitudes // *Ann. Geophys.* 2015. V. 33. P. 371–380. doi: 10.5194/angeo-33-371-2015.
43. Cox R.M., Plane J.M.C. An ion-molecule mechanism for the formation of neutral sporadic Na layers // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № D6. P. 6349–6359.
44. Hunten D.M., Turco R.P., Toon O.B. Smoke and dust particles of meteoric origin in the mesosphere and stratosphere // *J. Atmos. Sci.* 1980. V. 37. P. 1342–1357.
45. Heinselman C.J., Thayer J.P., Watkins B.J. A high-latitude observation of sporadic sodium and sporadic E-layer formation // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. P. 3059–3062.
46. Igarashi K., Pavelyev A.G., Hocke K., Pavelyev D., Wickert J. Observation of wave structures in the upper atmosphere by means of radio holographic analysis of the RO data // *Adv. Space Res.* 2001. V. 27. P. 1321–1327.
47. Pavelyev A.G., Liou Y.A., Wickert J., Gubenko V.N., Pavelyev A.A., Matyugov S.S. New Applications and Advances of the GPS Radio Occultation Technology as Recovered by Analysis of the FORMOSAT-3/COSMIC and CHAMP Data-Base. Chapter in book: *New Horizons in Occultation Research: Studies in Atmosphere and Climate*. Steiner, A., Pirscher, B., Foelsche, U., Kirchengast, G. (Eds.). Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg. 2009. P. 165–178. doi: 10.1007/978-3-642-00321_9.
48. Pavelyev A.G., Liou Y.A., Zhang K., Wang C.S., Wickert J., Schmidt T., Gubenko V.N., Pavelyev, A.A., Kuleshov, Y. Identification and localization of layers in the ionosphere using the eikonal and amplitude of radio occultation signals // *Atmos. Meas. Tech.* 2012. V. 5. № 1. P. 1–16. doi: 10.5194/amt-5-1-2012.
49. Pavelyev A.G., Liou Y.A., Matyugov S.S., Pavelyev A.A., Gubenko V.N., Zhang K., Kuleshov, Y. Application of the locality principle to radio occultation studies of the Earth's atmosphere and ionosphere // *Atmos. Meas. Tech.* 2015. V. 8. № 7. P. 2885–2899. doi: 10.5194/amt-8-2885-2015.
50. Gubenko V.N., Pavelyev A.G., Kirillovich I.A., Liou Y.-A. Case study of inclined sporadic E layers in the Earth's ionosphere observed by CHAMP/GPS radio occultations: Coupling between the tilted plasma layers and internal waves // *Advances in Space Research.* 2018. V. 61. № 7. P. 1702–1716. doi: 10.1016/j.asr.2017.10.001.
51. Yue X., Schreiner W.S., Zeng Z., Kuo Y.-H., Xue X. Case study on complex sporadic E layers observed by GPS radio occultations // *Atmos. Meas. Tech.* 2015. V. 8. P. 225–236. doi: 10.5194/amt-8-225-2015.
52. Zeng Z., Sokolovskiy S. Effect of sporadic E cloud on GPS radio occultation signal // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. № L18817. doi: 10.1029/2010GL044561.
53. Mathews J.D. Sporadic E: Current views and recent progress // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 1998. V. 60. № 4. P. 413–435. doi: 10.1016/S1364-6826(97)00043-6.
54. Hines C.O. Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights // *Can. J. Phys.* 1960. V. 38. P. 1441–1481.
55. Gossard E.E., Hooke W.H. *Waves in the Atmosphere*. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam–Oxford–New York. 1975.
56. Otsuka Y., Shiokawa K., Ogawa T., Yokoyama T., Yamamoto M. Spatial relationship of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances and F region field-aligned

- irregularities observed with two spaced all-sky airglow imagers and the middle and upper atmosphere radar // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № A05302. doi: 10.1029/2008JA013902
57. Tsunoda R.T., Cosgrove R.B. Coupled electrodynamics in the nighttime midlatitude ionosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 8. P. 4171–4174.
58. Kato S., Reddy C.A., Matsushita S. Possible hydromagnetic coupling between the perturbations of the neutral and ionized atmosphere // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. P. 2540–2550.
59. Chimonas G., Axford W.I. Vertical movement of temperate-zone sporadic E layers // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 111–117.
60. Chimonas G. Enhancement of sporadic E by horizontal transport within the layer // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 4578–4586.
61. Whitehead J.D. Ionization disturbances caused by gravity waves in the presence of an electrostatic field and background wind // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 238–241.
62. Gubenko V.N., Pavelyev A.G., Andreev V.E. Determination of the intrinsic frequency and other wave parameters from a single vertical temperature or density profile measurement // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. № D08109. doi: 10.1029/2007JD008920.
63. Gubenko V.N., Pavelyev A.G., Salimzyanov R.R., Pavelyev A.A. Reconstruction of internal gravity wave parameters from radio occultation retrievals of vertical temperature profiles in the Earth's atmosphere // *Atmos. Meas. Tech.* 2011. V. 4. № 10. P. 2153–2162. doi: 10.5194/amt-4-2153-2011.
64. Gubenko V.N., Pavelyev A.G., Salimzyanov R.R., Andreev V.E. A method for determination of internal gravity wave parameters from a vertical temperature or density profile measurement in the Earth's atmosphere // *Cosmic Res.* 2012. V. 50. № 1. P. 21–31. doi: 10.1134/S0010952512010029.
65. Gubenko V.N., Kirillovich I.A., Pavelyev A.G. Characteristics of internal waves in the Martian atmosphere obtained on the basis of an analysis of vertical temperature profiles of the Mars Global Surveyor mission // *Cosmic Res.* 2015. V. 53 № 2. P. 133–142. doi: 10.1134/S0010952515020021.
66. Gubenko V.N., Kirillovich I.A. Diagnostics of internal atmospheric wave saturation and determination of their characteristics in Earth's stratosphere from radiosonde measurements // *Solar-Terrestrial Physics.* 2018. V. 4. № 2. P. 41–48. doi: 10.12737/stp-42201807.
67. Губенко В.Н., Кириллович И.А., Павельев А.Г., Андреев В.Е. Обнаружение насыщенных внутренних гравитационных волн и реконструкция их характеристик в атмосфере Марса // *Известия ВУЗов. Физика.* 2016. Т. 59. № 12-2. С. 46–49. ISSN 0021-3411.
68. Губенко В.Н., Кириллович И.А., Лиу Й.-А., Павельев А.Г. Мониторинг активности внутренних гравитационных волн в атмосфере Арктики и Антарктики // *Известия ВУЗов. Физика.* 2016. Т. 59. № 12-3. С. 80–85. ISSN 0021-3411.
69. MacDougall J.W., Jayachandran P.T., Plane J.M.C. Polar cap Sporadic-E: part 1, observations // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2000. V. 62. P. 1155–1167.
70. MacDougall J.W., Plane J.M.C., Jayachandran P.T. Polar cap Sporadic-E: part 2, modeling // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2000. V. 62. P. 1169–1176.
71. Kirkwood S., Collis P.N. Gravity wave generation of simultaneous auroral sporadic-E layers and sudden neutral sodium layers // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1989. V. 51. № 4. P. 259–269.