

УДК 551.51:551.501

СВЯЗЬ НАКЛОННЫХ СПОРАДИЧЕСКИХ E -СЛОЕВ И МЕЛКОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ВОЛН В ИОНОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

© 2020 г. В. Н. Губенко^{1, *}, И. А. Кириллович¹

¹Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, г. Фрязино, Россия

*vngubenko@gmail.com

Поступила в редакцию 20.02.2019 г.

После доработки 05.08.2019 г.

Принята к публикации 23.10.2019 г.

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 мин и вертикальные фазовые скорости от 1.2 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.

DOI: 10.31857/S0023420620030024

1. 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 долгосрочных 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/COSMOS*. 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 наклона 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 формиру-

ется 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 сдвига нейтрального ветра 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 нейтрального ветра [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 (ВГВ) [17–19], сдвиговая неустойчивость нейтрального ветра [13, 20–22], плазменная неустойчивость слоя, обусловленная сдвигом нейтрального ветра [14, 15]. Внутренние атмосферные волны модулируют E_s -слой 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 ионизационных слоев 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 ветровые сдвиги 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 ионизированной 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 (TMA) [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 ($>60^\circ$) 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 ($\sim 90^\circ$) 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 воздей-

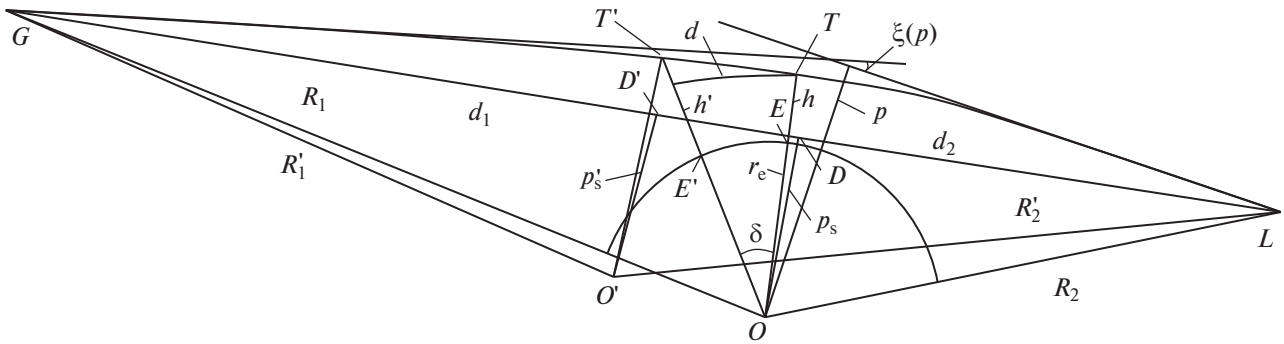


Рис. 1. Схема радиозатменного эксперимента в ионосфере Земли.

ствия 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 05.00 и 18.00 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 $\sim 3 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$, 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 могут быть прояв-

лением полярных сияний, которые соответствуют области 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 вызванных авроральными высыпаниями, и которые, вероятно, образуются по причинам, характерным для спорадических E -слоев в средних широтах.

Распространение мелкомасштабной ВГВ модулирует структуру изначально горизонтального E_s -слоя, что приводит к наклону этого слоя относительно плоскости локального горизонта. Нами разработан метод определения характеристик внутренних атмосферных волн, основанный на использовании наклонных спорадических слоев ионосферы Земли в качестве детектора. 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 *СНАМР*; (III) демонстрация нового метода определения характеристик ВГВ, обуславливающих наклоны исследуемых E_s -слоев.

2. СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛОЖЕНИЯ ПЛАЗМЕННЫХ СЛОЕВ И ИХ НАКЛОНА К ЛОКАЛЬНОМУ ГОРИЗОНТУ ПО РАДИОЗАТМЕННЫМ ДАННЫМ

Схема радиозатменного эксперимента показана на рис. 1. Высокостабильные радиосигналы, излучаемые передатчиком, расположенным на навигационном 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 волн 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]:

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

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 .

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) выполняется, 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 матема-

тическим 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 $\chi_a(t)$:

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

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 него могут быть связаны с многолучевым распространением, дифракцией, рассеянием, а также влиянием турбулентности и других неоднородностей в атмосфере и ионосфере. В некоторых случаях, эти отклонения обусловлены влиянием горизонтальных градиентов и появлением других тангенциальных точек на ионосферных участках радиолуча, например, тангенциальной точки T' , что приводит к смещению центра сферической симметрии из точки O в точку O' (рис. 1).

Соотношение для определения 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 может быть 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 задействованы линии связи космический корабль–

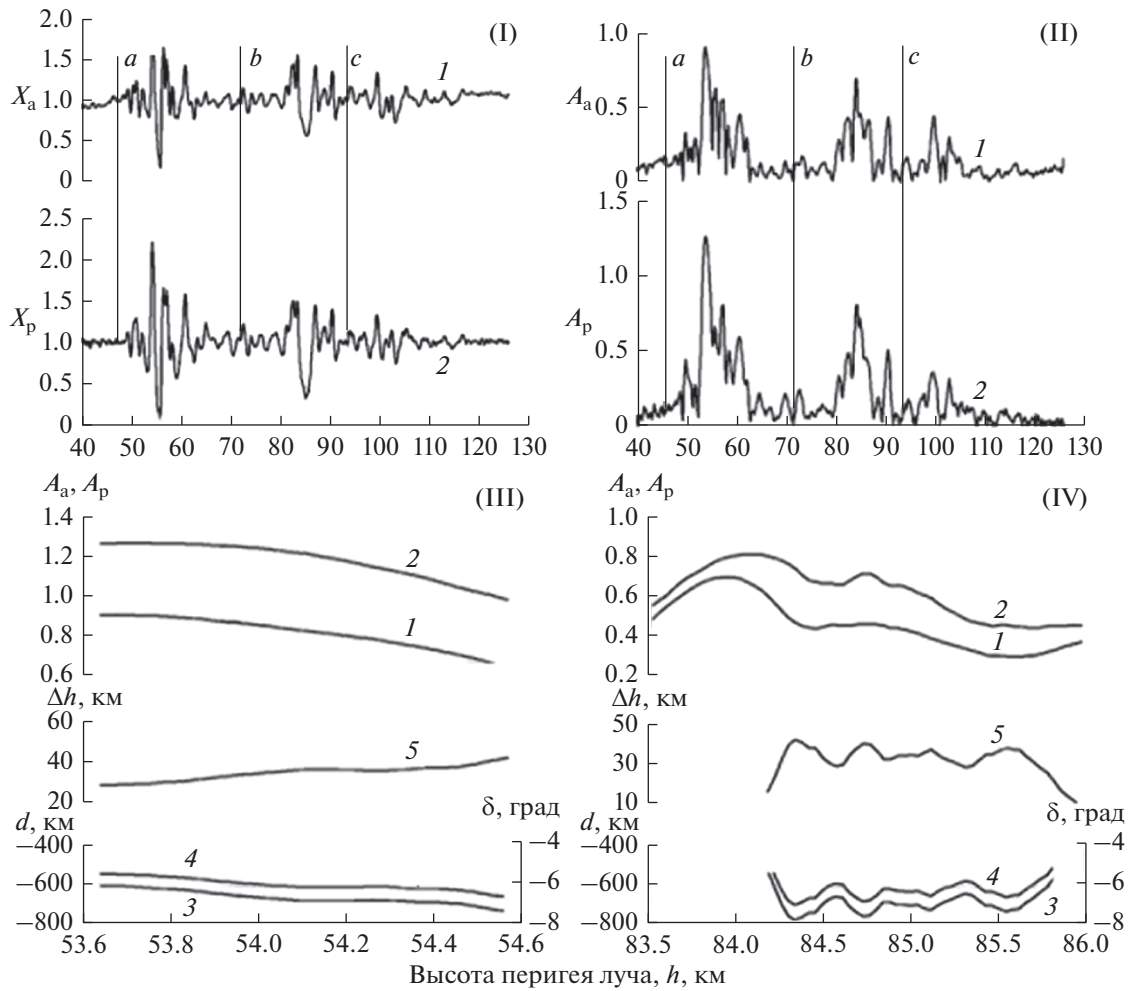


Рис. 2. Сравнение рефракционных ослаблений X_a и X_p , полученных из вариаций интенсивности и эйконала радиозатменного сигнала *CHAMP* на *GPS*-частоте $f_1 = 1575.42$ МГц (кривые 1 и 2 на панели I, соответственно). Амплитуды A_a и A_p аналитических сигналов, связанных с вариациями рефракционных ослаблений 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).

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).

3. 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.VII.2003 года, 01.35 UT (21.08 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 с, что соответствует частоте дискретизации 50 Гц. Анализируемые данные показали наличие значительных квазирегу-

лярных 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-I (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 *СНАМР*.

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, 72–92 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 показали, 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.

Авторы работы [21] утверждают, 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 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.

Кратко рассмотрим точности определения ключевых характеристик (смещение и угол наклона) спорадических слоев радиозатменным методом. В соответствии с уравнением (5), статистическая погрешность оценки отношения $(A_a - A_p)/A_p$ будет минимальной при максимальном значении A_p . Учитывая уравнение (5) и тот факт, что экспериментальные ошибки определения A_p составляют <5%, можно показать, что точность оценки d не хуже ± 100 км. Это соответствует по-



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 (б)); $d = 620$ км, $\Delta h = 30$ км и $\delta = 6.4^\circ$ (слой *c*, панель (в)).

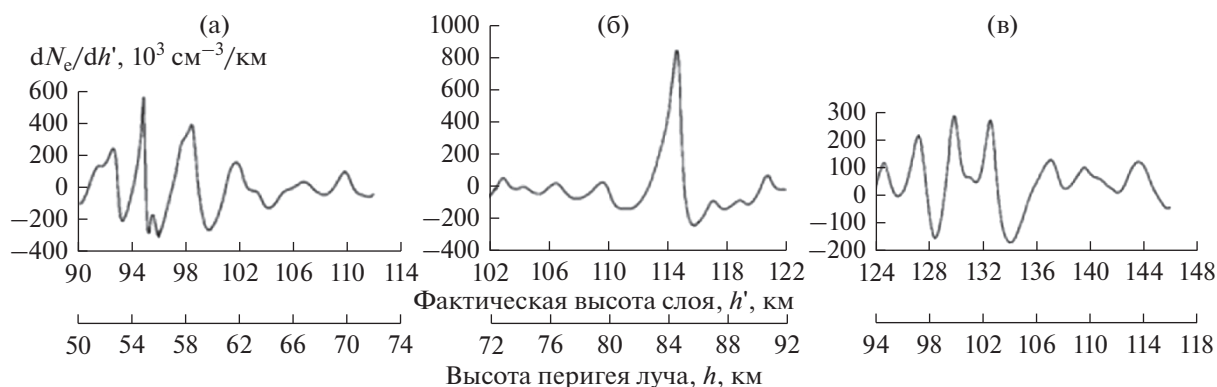


Рис. 4. Результаты определения вертикального градиента электронной плотности для ионосферных слоев.

грешности $\sim 13\%$ при вычислении значений среднего смещения для слоев *a*, *b*, *c* в данном эксперименте. Поскольку ошибки нахождения r_e незначительны, то из уравнения (6) следует, что относительные погрешности определения величины угла наклона ($\Delta\delta/\delta$) и смещения ($\Delta d/d$) слоев примерно одинаковы и равны $\sim 12\text{--}14\%$. С помощью уравнения (6) мы нашли значения угла наклона для плазменных слоев *a*, *b* и *c* и погрешности их определения, которые равны $\delta = -7.3^\circ \pm 0.9^\circ$, $\delta = -6.4^\circ \pm 0.9^\circ$ и $\delta = 6.4^\circ \pm 0.9^\circ$, соответственно. Были также определены величины поправки Δh к фактической высоте h' для 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. 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-Г и 3. Это полностью соответствует результатам моделирования, полученным в работе [52]. Когда вектор распространения радиоволн параллелен плоскости ионизации спорадического E-слоя, то прохождения 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 4б). Слой *c* расположен на рас-

стоянии 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:

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

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.

4. 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 поверхностной 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 среднemasштабных ПИВ могут быть поляризационные электрические поля. Это обусловлено тем, что большинство ночных ПИВ распространяются в юго-западном направлении, и это предпочтительное направление распростра-

нения 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 среднemasштабные 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 урав-

нение, поляризационные соотношения связи, определения волновых характеристик) для внутренних гравитационных волн [62–68]. Этот метод позволяет исследовать взаимосвязи между мелко-масштабными 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 ($h' = 95$ км) $\approx 2.3 \cdot 10^{-2}$ рад/с; N_b ($h' = 99$ км) $\approx 2.2 \cdot 10^{-2}$ рад/с; N_b ($h' = 115$ км) $\approx 2.1 \cdot 10^{-2}$ 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 ($h' = 133$ км) $\approx 2.3 \cdot 10^{-2}$ рад/с. Используя эти оценки и полученные экспериментальные данные, мы установили, что: $1 \gg \text{tg}^2 \delta$ и $\omega^2 \gg f^2$. С учетом указанных выше неравенств, дисперсионное уравнение и выражения для волновых характеристик приобретают очень простой вид [50]:

$$\begin{aligned} \omega/N_b &= \lambda_z/\lambda_h = |\text{tg} \delta|, \quad \tau_i = 2\pi/\omega, \\ |c_{ph}^{\text{in}}| &= \omega/|k_h| = N_b/|m|, \\ |c_{pz}^{\text{in}}| &= \omega/|m| = N_b |\text{tg} \delta|/|m|, \end{aligned} \quad (7)$$

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, кото-

рые обуславливают наклоны изначально горизонтальных спорадических E -слоев в ионосфере Земли:

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

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

Слой b ($h' = 115$ км, $\Delta h = 30$ км): $\lambda_z = 4.4$ км; $\delta = -6.4^\circ$; $|\text{tg} \delta| = 0.11$; $\lambda_h = 40.0$ км; $|c_{ph}^{\text{in}}| = 14.7$ м/с; $|c_{pz}^{\text{in}}| = 1.6$ 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; $\delta = 6.4^\circ$; $|\text{tg} \delta| = 0.11$; $\lambda_h = 27.3$ км; $|c_{ph}^{\text{in}}| = 11.0$ м/с; $|c_{pz}^{\text{in}}| = 1.2$ м/с; $N_b = 2.3 \cdot 10^{-2}$ рад/с; $\omega = 2.5 \cdot 10^{-3}$ рад/с; $\tau_i = 41.9$ мин.

Кратко рассмотрим ошибки реконструкции приведенных выше характеристик мелко-масштабных атмосферных волн, модулирующих спорадические слои. Ранее в разделе 3 мы оценили относительную погрешность определения углов наклона δ (и $|\text{tg} \delta|$) для слоев a , b и c в ~ 12 – 14% . Полагая, что ошибки определения значений N_b из профилей для эталонной атмосферы Земли не превышают $\sim 5\%$, с помощью первых двух соотношений в (7), можно найти относительные погрешности вычисления собственной частоты ω и периода τ_i внутренних волн: ~ 13 – 15% . Если точность экспериментальной оценки λ_z равна $\sim 5\%$, то ошибки определения горизонтальной длины волны λ_h так же будут составлять ~ 13 – 15% . С помощью третьего и четвертого соотношений в (7) и указанных выше погрешностей определения N_b , λ_z и ω находим, что ошибки вычисления собственной горизонтальной c_{ph}^{in} и вертикальной c_{pz}^{in} фазовой скорости равны ~ 7 и ~ 14 – 16% соответственно.

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 1.2 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 мин 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 мин 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) и программой № 12 Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Wu D.L., Ao C.O., Hajj G.A., de la Torre Juarez M. et al.* Sporadic E morphology from GPS-CHAMP radio occultations // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. № A01306. <https://doi.org/10.1029/2004JA010701>
2. *Arras C., Wickert J., Beyerle G. et al.* A global climatology of ionospheric irregularities derived from GPS radio occultation // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № L14809. <https://doi.org/10.1029/2008GL03415>
3. *Haldoupis C.A.* Tutorial Review on Sporadic E layers. Chapter in book: *Aeronomy of the Earth's Atmosphere and Ionosphere* / Eds. Abdu M.A., Pancheva D., Bhat-tacharyya A. IAGA Special Sopron Book Series 2. Springer. Berlin. 2011. P. 381–394. <https://doi.org/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. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(89\)90122-0](https://doi.org/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. et al.* Relative concentrations of molecular and metallic ions in mid-latitude intermediate and sporadic-E layers // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № L19807. <https://doi.org/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. <https://doi.org/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. <https://doi.org/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. <https://doi.org/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. <https://doi.org/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. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-3277-2004>
13. *Larsen M.F., Hysell D.L., Zhou Q.H. et al.* 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. <https://doi.org/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. <https://doi.org/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. <https://doi.org/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. <https://doi.org/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. <https://doi.org/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. et al.* Co-ordinated 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. <https://doi.org/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., Nossá E., Larsen M.F. et al.* 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. <https://doi.org/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. et al.* 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. et al.* 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. et al.* Radio tomographic imaging of sporadic-E layers during SEEK-2 // *Ann. Geophys.* 2005. V. 23. P. 2357–2368. <https://doi.org/10.5194/angeo-23-2357-2005>
 27. *Yamamoto M., Fukao S., Tsunoda R.T. et al.* SEEK-2 (Sporadic-E Experiment over Kyushu 2) – Project Outline, and Significance // *Ann. Geophys.* 2005. V. 23. P. 2295–2305. <https://doi.org/10.5194/angeo-23-2295-2005>
 28. *Larsen M.F., Fukao S., Yamamoto M. et al.* 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. et al.* 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. <https://doi.org/10.1029/2005GL025526>
 32. *Maruyama T., Fukao S., 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. et al.* 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. <https://doi.org/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. <https://doi.org/10.1029/2003JA010238>
 35. *Kelley M.C.* The Earth's Ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics. Second Edition. Academic Press. San Diego. California. 2009.
 36. *Nygrén 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., Nygrén 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. <https://doi.org/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. et al.* 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. et al.* New Applications and Advances of the GPS Radio Occultation Technology as Recovered by Analysis of the FORMOSAT-3/COSMIC and CHAMP Data-Base. *New Horizons in Occultation Research: Studies in Atmosphere and Climate.* Steiner / Eds. Steiner A., Pirscher B., Foelsche U., Kirchengast G. Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg. 2009. P. 165–178. https://doi.org/10.1007/978-3-642-00321_9

48. *Pavelyev A.G., Liou Y.A., Zhang K. et al.* 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. <https://doi.org/10.5194/amt-5-1-2012>
49. *Pavelyev A.G., Liou Y.A., Matyugov S.S. et al.* 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. <https://doi.org/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. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.10.001>
51. *Yue X., Schreiner W.S., Zeng Z. et al.* Case study on complex sporadic E layers observed by GPS radio occultations // *Atmos. Meas. Tech.* 2015. V. 8. P. 225–236. <https://doi.org/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. <https://doi.org/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. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(97\)00043-6](https://doi.org/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. et al.* 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. <https://doi.org/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 temperature-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. <https://doi.org/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. <https://doi.org/10.5194/amt-4-2153-2011>
64. *Губенко В.Н., Павельев А.Г., Салимзянов Р.Р., Андреев В.Е.* Методика определения параметров внутренней гравитационной волны по измерению вертикального профиля температуры или плотности в атмосфере Земли // *Космич. исслед.* 2012. Т. 50. № 1. С. 23–34. (*Cosmic Research.* P. 21–31).
65. *Губенко В.Н., Кириллович И.А., Павельев А.Г.* Характеристики внутренних волн в атмосфере Марса, полученные на основе анализа вертикальных профилей температуры миссии Mars Global Surveyor // *Космич. исслед.* 2015. Т. 53. № 2. С. 141–151. doi: (*Cosmic Research.* P. 133–142). <https://doi.org/10.7868/S0023420615020028>
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. <https://doi.org/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.