

Использование данных радиозатменного зондирования при изучении отклика ионосферы на магнитные бури: обзор

А. В. Шмаков

Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, 119017, Россия
E-mail: av_shmakov@ifaran.ru

Радиозатменное зондирование атмосферы Земли при помощи сигналов глобальных навигационных спутниковых систем позволяет восстанавливать вертикальные профили показателя преломления и получать интегральные характеристики атмосферы. Для нейтральной атмосферы это даёт возможность определять высотные профили температуры, давления и водяного пара. Для ионосферы это позволяет получать полное электронное содержание вдоль линии зондирования и восстанавливать профили электронной концентрации. Многочисленные работы, посвящённые сравнению данных наземных приёмников GPS (*англ.* Global Positioning System), ионозондов и радиозатменного зондирования, показали их хорошее согласие как для спокойной ионосферы, так и во время возмущений, связанных с солнечной активностью. В обзоре рассматривается применение радиозатменных наблюдений для изучения отклика ионосферы во время девяти геомагнитных бурь. Радиозатменные наблюдения возмущённой ионосферы могут использоваться: 1) для восстановления профилей концентрации и 2) для усвоения в динамические модели ионосферы. Восстановленное с помощью моделей глобальное трёхмерное поле электронной плотности позволяет не только изучать отклик ионосферы на солнечное воздействие, но и прийти к пониманию происходящих в ней физических процессов. Широкое применение данных радиозондирования для изучения ионосферы ограничивается в настоящее время недостаточным количеством (около 6000) доступных профилей в день. Запуск новых миссий и использование данных коммерческих спутников способно решить эту проблему.

Ключевые слова: радиозатменное зондирование, ионосфера, солнечная активность, GPS

Одобрена к печати: 10.10.2025

DOI: 10.21046/2070-7401-2026-23-2-9-26

Введение

Ионосфера расположена на высоте от 60 до 1000 км над поверхностью Земли и представляется сложной трёхмерной дисперсионной средой, находящейся в неразрывной связи с Солнцем, реагируя как на солнечные циклы (27-дневный, 11-летний, 22-летний и т. п.), так и на возмущённое состояние Солнца. Ионосфера состоит из трёх основных областей, плавно переходящих одна в другую: области *D*, *E* и *F*. Область *F* — это основная и верхняя часть ионосферы с максимумом концентрации свободных электронов на высотах от 250 до 450 км. Она простирается примерно от 140 до 1000 км и существует как днём, так и ночью. Днём атмосферные газы на этих высотах ионизируются жёстким ультрафиолетовым излучением, и в летний период область *F* часто раздваивается на слои — F_1 (высоты 140–200 км), который существует только в светлое время суток, и F_2 (высота от 200 км). Область *E* находится на высотах ~90–140 км и образуется благодаря ультрафиолетовому и рентгеновскому излучению Солнца днём и диффузии заряженных частиц из области *F* ночью. А область *D* — самая нижняя часть ~60–90 км, днём она появляется из-за ионизации газа, в основном, рентгеновским излучением и солнечным ветром, а ночью практически исчезает.

Возникающие в процессе ионизации свободные электроны и ионы превращают ионосферу в среду, где групповая и фазовая скорость распространения радиоизлучения зависят от длины волны. Из-за этого происходит задержка распространения, поглощение и полное отражение радиоволн в ионосфере. Неоднородность распределения электронной концентрации приводит к рефракции. По этой причине состояние ионосферы существенным образом воздействует на радиосвязь и навигацию.

Методы изучения ионосферы делятся на два основных типа: наземные и космические. Наземные методы, в свою очередь, тоже делятся: на те, которые изучают отклик ионосферы на радиосигнал, излучаемый с Земли, и на те, которые принимают сигнал от навигационных спутников, прошедших через ионосферу. Космические методы можно разделить на два основных типа. В первом случае ракеты и спутники измеряют состав ионосферы *in situ*, а во втором применяется метод радиозатменного (РЗ) зондирования, заключающийся в измерении прошедших через ионосферу сигналов навигационных систем приёмниками, расположенными на низкоорбитальных спутниках.

Идея применить РЗ-метод для изучения атмосферы Земли появилась в конце 80-х гг. прошлого столетия (Гурвич, Красильникова, 1987; Melbourne et al., 1988). А в 1995 г. был проведён американский эксперимент GPS Meteorology (GPS/MET), в рамках которого был запущен спутник Microlab-1 (Kursinski et al., 1996; Ware et al., 1996). Было получено глобальное распределение высотных профилей температуры, давления, плотности воздуха в нейтральной атмосфере и электронной плотности в ионосфере. В 2000 г. выведены на орбиту сразу два спутника: немецкий CHAMP (*англ.* CHALLENGING Microsatellite Payload) (Wickert et al., 2002) и аргентинский SAC-C (*исп.* Satellite de Aplicaciones Cientificas-C) (Hajj et al., 2004). В 2002 г. был осуществлён совместный NASA (*англ.* National Aeronautics and Space Administration) и DLR (*нем.* Deutsches Zentrum für Luft — und Raumfahrt e.V.) эксперимент GRACE (*англ.* Gravity Recovery And Climate Experiment) (Healy et al., 2007; Ries et al., 2002). В 2006 г. начат совместный американо-тайваньский эксперимент FORMOSAT-3/COSMIC (*англ.* FORMOSA SATellite Mission-3/Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate) (Anthes et al., 2008; Rocken et al., 2000). На орбиту были выведены шесть спутников с новым GPS-приёмником, которые к началу 2007 г. выдавали до 3000 сеансов измерений в сутки. Также в 2006 г. был запущен первый из серии европейский спутник MetOp-A (*англ.* Meteorological Operational satellite) (Schmetz et al., 2007). В 2012 г. был запущен второй из этой серии MetOp-B, а в 2018 г. третий — MetOp-C. В 2013 г. в Китае на метеорологических спутниках серии FengYun-3, начиная с FengYun-3C (Liao et al., 2016), начали устанавливать приёмники сигналов GPS и BeiDou. С апреля 2017 по август 2023 г. были запущены ещё четыре спутника FY-3D/3E/3G/3F (Yang et al., 2022). В 2019 г. шесть спутников эксперимента COSMIC-2 были выведены на низконаклонную орбиту (24°) с начальной высотой орбиты ~700 км (Schreiner et al., 2020).

Цель данного обзора заключается в анализе развития методов применения данных РЗ-зондирования при изучении отклика ионосферы на магнитные бури.

Данные РЗ-зондирования широко используются для мониторинга изменчивости ионосферы (зависимость от солнечного цикла, сезона, долготы и высоты), ионосферной погоды (реакции на геомагнитные бури и солнечные вспышки) и ионосферных неоднородностей (спорадические слои *E* и мерцания).

Статья организована следующим образом. В разд. «Характеристики ионосферы, получаемые из РЗ-данных» описаны характеристики ионосферы, получаемые из РЗ-наблюдений. В разд. «Наблюдение геомагнитных бурь с помощью радиозатменного метода» представлены наблюдения ионосферных штормов, в изучении которых использовались РЗ-данные. В п. «Ионосферный шторм 14–15 декабря 2006 г.» описан ионосферный шторм 14–15 декабря 2006 г. В п. «Ионосферный шторм 11 октября 2008 г.» рассмотрен шторм 11 октября 2008 г. В п. «Ионосферные штормы 2011 и 2012 гг.» — четыре шторма 2011 и 2012 гг. В п. «Ионосферные штормы 17 марта 2013 и 2015 гг.» описаны два шторма 17 марта 2013 и 2015 гг. И в п. «Ионосферный шторм 5 августа 2019 г.» описан шторм 5 августа 2019 г. В разд. «Обсуждение и выводы» предложены заключение и выводы.

Характеристики ионосферы, получаемые из радиозатменных данных

Радиосигналы, излучаемые навигационными спутниками, проходят через ионосферу и нейтральную атмосферу и принимаются приёмником на низкоорбитальном спутнике. Получение профиля электронной концентрации из РЗ-данных возможно двумя способами (Найдж et al., 2000).

Первый заключается в том, что из измеренных координат принимающего и передающего спутников, их скорости и доплеровского сдвига частоты вычисляется профиль атмосферного угла рефракции в зависимости от прицельного параметра $\alpha(a)$. Зная профиль угла рефракции и предполагая наличие сферической симметрии атмосферы, с помощью преобразования Абеля получают высотный профиль индекса рефракции и электронной концентрации для высот больше 60 км:

$$N(r) = \exp \left[\frac{1}{\pi} \int_{a_0}^{\infty} \frac{\alpha(a)}{\sqrt{a^2 - a_0^2}} da \right], \quad N_e(r) = - \frac{\pi N(r) m_e f^2}{e^2} = \frac{N(r) f^2}{C_i},$$

где N — индекс рефракции; a_0 — прицельный параметр, $a_0 = n(r_0)r_0$; r_0 — радиус точки перигея луча спутник-спутник; N_e — электронная концентрация; e — заряд электрона; m_e — масса электрона; f — частота радиоволн; C_i — спектральная плотность, $C_i = 40,308 \text{ Гц}^2 \cdot \text{м}^{-3}$.

Во втором способе из экспериментальных данных сначала вычисляется атмосферная задержка фазы радиосигнала для каждого частотного канала S_1 и S_2 , а потом рассчитывается полное электронное содержание ТЕС (*англ.* Total Electron Content):

$$\text{TEC} = - \frac{1}{C_i} \cdot \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(S_1 - S_2)].$$

И в предположении сферической симметрии атмосферы с помощью преобразования Абеля получают профиль электронной концентрации:

$$N_e(a_0) = - \frac{1}{\pi} \int_a^{\infty} \frac{d\text{TEC}(r)}{dr} \cdot \frac{1}{\sqrt{n^2 r^2 - a_0^2}} dr.$$

В обоих случаях используется предположение о локальной сферической симметрии атмосферы в районе перигея линии наблюдения.

В работах (Jakowski et al., 2002; Lei et al., 2007; McNamara, Thompson, 2014; Schreiner et al., 1999) была исследована точность этого предположения и показано, что максимум электронной концентрации $N_m F_2$ восстанавливается со среднеквадратичной ошибкой $\sim 10\text{--}20\%$ в сравнении с данными ионозондов и его высота $h_m F_2$ — с точностью ± 30 км. Для области E обращение Абеля в предположении сферической симметрии приводит к ошибкам в 100% в восстановлении профиля электронной концентрации (Wu et al., 2015) в сравнении с данными ионозондов и моделью. Большие систематические ошибки в области E возникают в первую очередь из-за сильных горизонтальных неоднородностей в дневной низкоширотной ионосфере в области F (Yue et al., 2010). Был проведён ряд исследований для уменьшения ошибки восстановления электронной концентрации. Самым распространённым подходом оказалось использование априорной информации о структуре горизонтальных градиентов ионосферы при обращении Абеля. Для этого использовались эмпирические модели ионосферы IRI (*англ.* International Reference Ionosphere), карты полного электронного содержания VTEC (*англ.* Vertical TEC) или комбинации эмпирических моделей и наблюдений (Aragon-Angel et al., 2009; Garcia-Fernandez et al., 2003; Guo et al., 2015; Hernandez-Pajares et al., 2000; Nicolls et al., 2009; Yue et al., 2012). Ещё один подход был предложен в публикации (Yue et al., 2011), где описан фильтр Калмана для усвоения данных ТЕС в эмпирическую модель и уже потом восстановлен профиль электронной концентрации *рис. 1* (см. с. 12).

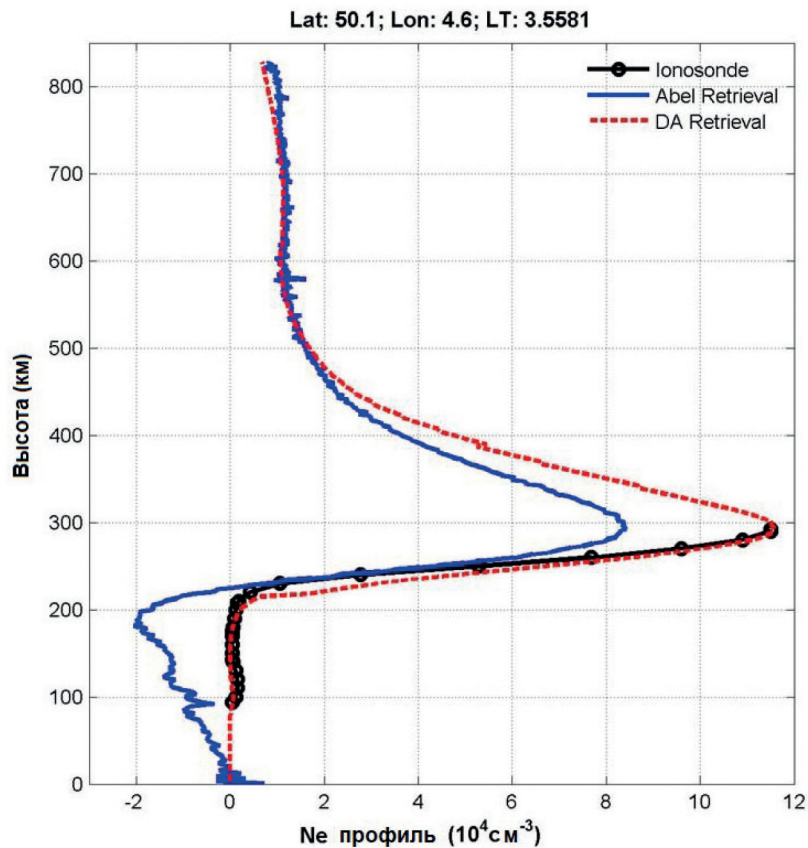


Рис. 1. Пример восстановления высотного профиля электронной плотности с помощью преобразования Абеля и ассимиляции данных DA (англ. Data Assimilation) с профилем электронной плотности, полученным с помощью ионозонда (Yue et al., 2011)

В работе (Pedatella et al., 2015) предложен подход, основанный на информации о горизонтальном градиенте в ионосфере на высотах слоя F , получаемом по среднемесячному значению $N_m F_2$, восстановленному с помощью стандартного обращения Абеля. Для этого используются все наблюдения в течение одного календарного месяца. Ширина интервалов полученной сетки составляет 1,0 ч по местному времени, $2,0^\circ$ по широте и 40° по долготе. Рассчитанные таким образом горизонтальные градиенты используются для улучшения методики восстановления электронной концентрации без использования любой другой априорной информации. Несмотря на некоторые недостатки, данный метод снизил систематические ошибки, вызванные предположением сферической симметрии, устранил искусственные «плазменные пещеры» в районе экваториальной ионизационной аномалии и сократил случаи отрицательных значений электронной плотности (Liu et al., 2024). Сравнение с моделью AURIC (англ. Atmospheric Ultraviolet Radiance Integrated Code) (Sakib et al., 2023) показало, что средние различия профилей электронной плотности в области E между данными COSMIC и вычисленными с помощью AURIC составляют менее $0,5 \cdot 10^5$ электронов/см.

Улучшенные профили электронной концентрации по данным экспериментов COSMIC-1 и COSMIC-2 находятся в общем доступе на сайте UCAR CDAAC (<http://cdaac-www.cosmic.ucar.edu/cdaac/>) под именем igaPrf в разделе Level 2 Data Product.

Наблюдение геомагнитных бурь с помощью радиозатменного метода

Рассмотрим возможности РЗ-метода для изучения ионосферных процессов на примере геомагнитных бурь. Геомагнитной бурей называется возмущение геомагнитного поля Земли продолжительностью от нескольких часов до нескольких суток и является откликом магнито-

сферы Земли на внезапное увеличение динамического давления солнечного ветра и межпланетного магнитного поля.

Термин магнитная буря был впервые введён А. Гумбольдтом (*нем.* Friedrich Wilhelm Heinrich Alexander Freiherr von Humboldt) в начале XIX в. для обозначения периода внезапного понижения горизонтальной компоненты геомагнитного поля, измеряемого на поверхности Земли. В настоящее время для анализа магнитной бури используется Dst-индекс, который представляет собой компоненту возмущённого магнитного поля и определяется на основе измерений магнитного поля на четырёх приэкваториальных станциях. Различают слабые бури, когда индекс Dst меняется от -50 до -100 нТл, сильные — от -100 до -200 нТл и экстремальные — выше -200 нТл.

В обзоре будут рассмотрены две геомагнитные бури 23-го солнечного цикла (1996–2008) и семь бурь 24-го солнечного цикла (2009–2020). Выбор соответствующих работ из большого количества посвящённых изучению отклика ионосферы на магнитную бурю определялся желанием показать различные способы применения РЗ-методики для изучения ионосферы от проверки на возможность использования до одного из основных источников информации.

Ионосферный шторм 14–15 декабря 2006 г.

В работе (Pedatella et al., 2009) исследуется долговременный положительный эффект на низких и средних широтах от ионосферного шторма 14–15 декабря 2006 г. Увеличение или уменьшение электронной плотности и ТЕС в области F ионосферы называются положительными или отрицательными штормовыми эффектами соответственно. Возникновение и величина положительных и отрицательных изменений электронной плотности зависят от широты, местного времени и фазы шторма. Многочисленные исследования, основанные на наблюдениях и моделировании, выявили основные механизмы, которые, предположительно, отвечают за эти эффекты во время штормов (Buonsanto, 1999; Burns et al., 2007; Mendillo, 2006). На Солнце 13 декабря 2006 г. произошёл выброс корональной массы, что вызвало геомагнитную бурю, индекс Dst понизился до -147 нТл. Для исследования использовались данные ТЕС наземных систем GPS (*англ.* Global Positioning System), спутниковых экспериментов TOPEX/Jason-1 и COSMIC, включающие в себя профили электронной плотности, полученные РЗ-методом, и наблюдения с помощью ионосферного фотометра, установленного на спутниках COSMIC. Профили электронной плотности до начала бури за 14 декабря и во время бури 15 декабря 2006 г. показаны на *рис. 2* (см. с. 14). Высота пика области F поднялась более чем на 100 км во время шторма в обоих полушариях. Этот подъём слоя F также приводит к повышению ТЕС верхней ионосферы/плазмосферы, которое достигло 50 % (более 14 TECU) в экваториальной области.

Стоит обратить внимание на то, что 14 декабря в спокойной ионосфере наблюдается значительная пространственная изменчивость максимальной электронной плотности слоя F , а во время геомагнитной бури 15 декабря изменчивость меньшая. Например, максимальная электронная плотность в профилях b и c практически одинакова 15 декабря, тогда как 14 декабря максимальная электронная плотность в профиле b почти вдвое больше, чем в профиле c . Это указывает на то, что сильный положительный эффект бури может сглаживать пространственные вариации, наблюдаемые в максимальной электронной плотности в спокойное время, и это также связано с перераспределением электронной плотности в ионосфере выше слоя F во время бури.

В первые часы основной фазы шторма 14 декабря 2006 г. наблюдалось значительное увеличение плотности плазмы в области экваториальной ионосферной аномалии EIA (*англ.* Equatorial Ionization Anomaly) и в верхней ионосфере/плазмосфере над экваториальной областью Тихого океана, но положительный эффект шторма в области EIA сохранялся более 12 ч, а в верхней ионосфере/плазмосфере всего 3 ч. Это указывает на то, что увеличение ТЕС в верхней ионосфере и плазмосфере не является основным механизмом для создания длительной положительной фазы шторма. В исследовании (Lei et al., 2008) на основе численного

моделирования выдвигается предположение, что усиленное электрическое поле в восточном направлении и нейтральный ветер в экваториальном направлении играют значительную роль в возникновении долгосрочных положительных эффектов шторма.

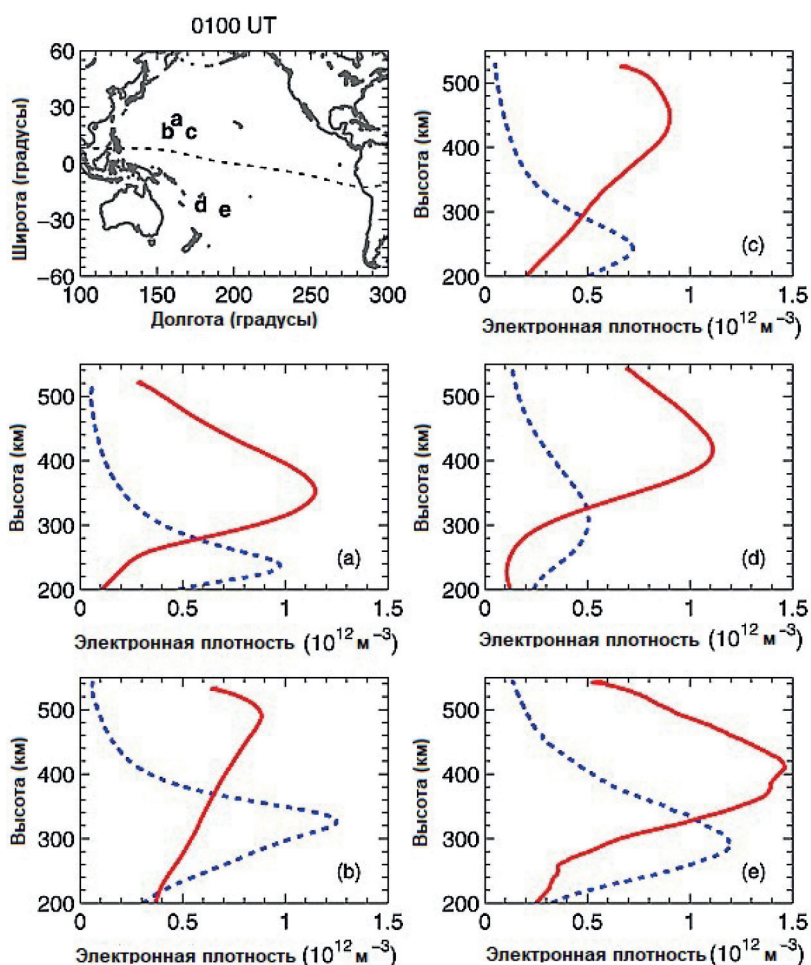


Рис. 2. Сравнение вертикальных профилей электронной плотности, основанных на измерениях COSMIC 14 декабря (пунктирная линия) и 15 декабря (сплошная линия). Местоположение профилей электронной плотности указано буквами (a, b, c, d и e) (слева сверху) (Pedatella et al., 2009)

Ионосферный шторм 11 октября 2008 г.

В работе (Zakharenkova et al., 2012) исследована возможность использования РЗ-наблюдений в качестве дополнительного источника данных для изучения изменений в распределении электронной плотности, происходящих во время ионосферного шторма. Было проанализировано поведение ионосферы во время умеренной геомагнитной бури, которая произошла 11 октября 2008 г. в период минимума солнечной активности. Для этой цели использовались РЗ-данные COSMIC, ионограммы DIAS (англ. Digital Upper Atmosphere Server, <http://www.iono.noa.gr/DIAS>) и данные всемирной сети IGS (англ. International GNSS Service (Global Navigation Satellite System)). Относительно слабое геомагнитное возмущение ($Dst = -60$ нТл) характеризовалось хорошо выраженным положительным эффектом, наблюдаемым в ионосфере в течение 2 ч в дневное время. В средних широтах Европейского региона ТЕС увеличилось в 2,2 раза. Высота максимума области F_2 поднималась на 60 км по сравнению с невозмущённым состоянием. По РЗ-данным большой положительный эффект в области F_2 сопровождается отрицательным эффектом на высотах области F_1 (~150–200 км), что согласуется с исследованием (Buresova et al., 2002), где утверждается, что эффект от шторма в области F_1

для средних широт Европейского континента всегда отрицателен. Сравнение данных наземных приёмников GPS, ионозондов и РЗ-данных COSMIC показало их хорошее согласие как для спокойной ионосферы, так и для возмущённой. С помощью РЗ-наблюдений и данных ионозондов было проведено сравнение поведения во время бури общего электронного содержания до высоты максимума F_2 и над ним. Выяснилось, что, несмотря на значительное увеличение TEC, соотношение между верхней и нижней частью осталось практически неизменным.

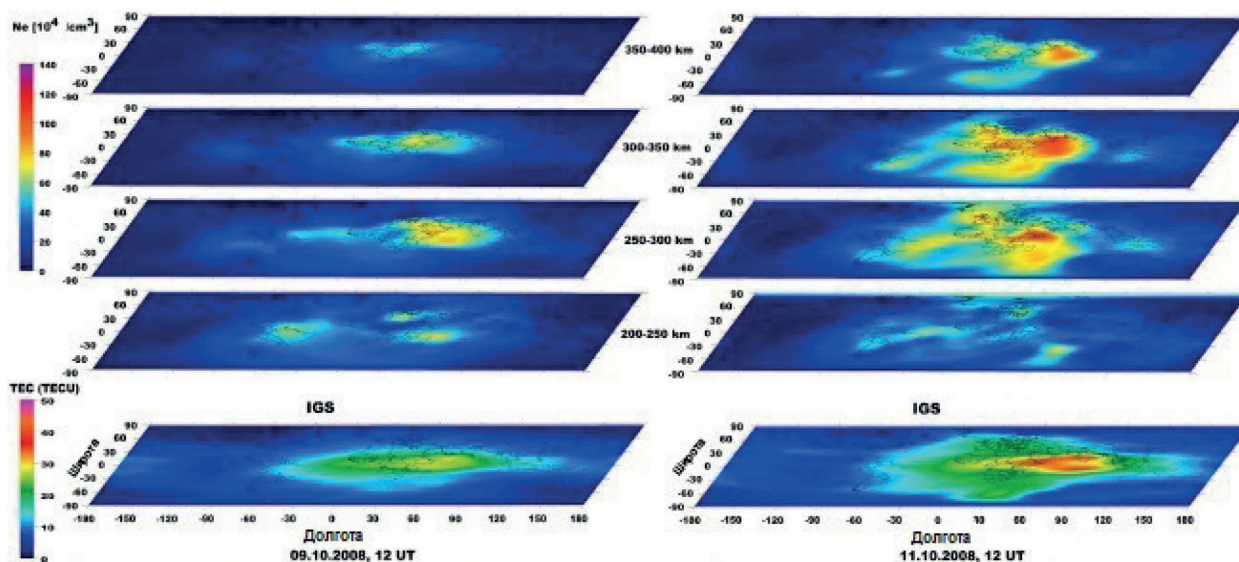


Рис. 3. Глобальные карты электронной плотности ионосферы на разных высотах в 12:00 UT 9 и 11 октября 2008 г. На нижней панели представлены карты IGS TEC (Zakharenkova et al., 2012)

Для иллюстрации возможностей применения РЗ-данных в анализе глобальных масштабных эффектов ионосферных бурь были построены карты электронной плотности на основе глобально распределённых профилей данных COSMIC. На рис. 3 показаны карты электронной плотности для различных высотных срезов, соответствующих 12:00 UT (англ. Universal Time) 9 и 11 октября 2008 г. В нижней части рис. 3 представлены глобальные карты ионосферы, предоставленные IGS для того же времени. Можно отчётливо видеть положительный эффект бури в возмущённый день. Эти графики визуализируют подъём слоя F_2 около полудня 11 октября. Наиболее выраженный эффект увеличения электронной плотности произошёл в диапазоне высот 300–350 км. Таким образом, РЗ-данные могут эффективно использоваться в качестве дополнительного источника информации для анализа и реконструкции распределения электронной плотности в ионосфере, давая ценную информацию в районах, где отсутствуют наземные приёмники GPS.

Ионосферные штормы 2011 и 2012 гг.

В исследовании (Mannucci et al., 2015) показана возможность использования РЗ-данных для получения информации о воздействии на ионосферу высыпания заряженных частиц высокой энергии во время геомагнитных бурь. Плотность электронов в ионосфере в области E и, следовательно, проводимость ионосферы значительно изменяется из-за высыпания заряженных частиц из магнитосферы. Это оказывает глобальное влияние на термосферу и ионосферу, поскольку проводимость играет важную роль в джоулевом нагреве в высоких широтах. Были проанализированы профили электронной плотности из данных COSMIC для обоих полушарий во время четырёх геомагнитных бурь в местное ночное время. Бури были вызваны двумя высокоскоростными потоками солнечного ветра HSS (англ. High-Speed Streams) в апреле 2011

и мае 2012 г. и двумя корональными выбросами солнечной массы СМЕ (*англ.* Coronal Mass Ejections) в июле и ноябре 2012 г. Возникновение увеличенной электронной плотности в слое *E* стало индикатором повышенного высыпания частиц. Анализ профилей в высокоширотных регионах показал, что это увеличение было вызвано именно высыпанием частиц, а не другими эффектами, такими как спорадические слои *E* (Arras et al., 2008; Wickert et al., 2004; Wu et al., 2005). Для геомагнитных широт выше 60° Северного и Южного полушария были исследованы профили электронной плотности, для которых максимум находится в области ниже 200 км. Количество таких профилей увеличивалось во время главной фазы шторма, и оно было больше для вызванных СМЕ, чем для вызванных HSS штормов. Для штормов, вызванных HSS, преобладающее количество профилей электронной плотности с максимумом в области *E*, наблюдалось в Южном, менее освещённом солнцем полушарии. Такая ярко выраженная асимметрия заслуживает дальнейшего изучения. Широтное распределение появления профилей электронной плотности с максимумом в области *E* в целом соответствует климатологии полярных сияний. Однако после основной фазы шторма в июле 2012 г. профили стали появляться южнее, чем обычно (примерно на 5–10° ю. ш.).

Представленные в публикации (Mannucci et al., 2015) результаты показывают, что РЗ-данные можно использовать для изучения в области *E* ионосферы изменений проводимости во время геомагнитных бурь в районах полярных сияний и полярной шапки. Наличие РЗ-измерений в субполярных областях становится важным источником данных для изучения отклика ионосферы в высоких широтах на различные солнечные возмущения.

В работах (Горбунов, Шмаков, 2014; Шмаков, Горбунов, 2016) изучалось поведение мелкомасштабной (менее 1 км) и крупномасштабной вариации электронной концентрации во время бури, вызванной СМЕ в 2012 г., используя РЗ-данные на высотах *E*- и *D*-области.

Получен суточный и широтный ход слоя *E* на высотах 90–95 км и повышенное абсолютное значение в Южном полушарии. Показано, что для полярных широт, экваториальной области и средних широт Южного полушария наблюдается рост мелкомасштабной вариации электронной концентрации в ионосфере. В этот же период в экваториальной области и в Южном полушарии в светлое время суток наблюдается рост крупномасштабных вариаций электронной концентрации. Анализ распределения по широте и по местному суточному времени пространственных спектров вариаций ионосферной фазовой задержки и амплитуды сигнала показал, что заметного отличия в поведении спектральной плотности амплитуды и фазовой задержки на длинных лимбовых трассах для дней активного и спокойного Солнца не наблюдалось. Это позволяет строить единый алгоритм оптимальной ионосферной коррекции РЗ-данных для получения параметров нейтральной атмосферы, независимый от солнечной активности.

Во всех рассмотренных работах анализируются РЗ-данные для *E*- и *D*-областей ионосферы, на высотах которых электронная плотность восстанавливалась с большой ошибкой и абсолютную величину ионизации слоя *E* или электронной концентрации трудно определить, используя только РЗ-наблюдения COSMIC. Однако для качественного анализа или исследования вариаций электронной плотности РЗ-данные можно эффективно использовать.

Ионосферные штормы 17 марта 2013 и 2015 гг.

Эти два шторма очень похожи друг на друга, но различаются по геомагнитной активности, геомагнитный индекс SYM-H (это версия часового индекса Dst с разрешением в 1 мин) был –132 и –234 нТл для штормов 2013 и 2015 гг. соответственно. Оба шторма начались в ~06:00 UT 17 марта, затем произошло двухступенчатое снижение индекса SYM-H и в 22:00–23:00 UT началось его восстановление. В работах (Liu et al., 2016; Yue et al., 2016) изучается такое явление в ионосфере во время шторма как SED (*англ.* Storm-Enhanced Density), представляющее собой крупномасштабное увеличение плотности электронов в ионосфере средних широт в светлое время суток, которое характеризуется значительными пространственными градиентами. В исследовании (Yue et al., 2016) на основе разработанного ранее алгоритма

ассимиляции наземных и РЗ-данных ТЕС (Yue et al., 2014) была получена глобальная плотность электронов в ионосфере с пространственно-временным разрешением 5° по широте, 10° по долготе, ~ 30 км вокруг пика слоя F_2 и 0,5 ч по времени во время геомагнитной бури 17 марта 2013 г. Для этого были использованы данные ~ 450 наземных станций приёма GPS и 10 низкоорбитальных спутников различных экспериментов (GRACE, COSMIC, MetOp-A и т.п.). Для ускорения счёта алгоритм ассимиляции данных в фоновую модель IRI-2007 включал в себя упрощённый вариант фильтра Калмана. Фильтр Калмана — один из наиболее часто используемых подходов к усвоению ионосферных данных, который представляет собой рекурсивный алгоритм, состоящий из шага обновления измерений и шага прогнозирования, который обеспечивает оптимальное решение задачи оценки динамического состояния. В данной работе фильтр применялся без шага прогнозирования.

Умеренная магнитная буря 17 марта 2013 г. вызвала появление SED с небольшой амплитудой 4–6 TECU, но результаты усвоения данных хорошо идентифицируют возникновение и временную эволюцию этого явления. Во время этого шторма были обнаружены по две отдельные структуры SED в Северном и Южном полушарии, прослежено их возникновение, развитие в течение ~ 3 ч и исчезновение. Все случаи SED сопровождалось одновременным положительным ионосферным штормом в нижних широтах в послеполуденное время (рис. 4). Измерить параметры SED, такие как пиковая плотность, пиковая высота, высотный ход электронной плотности и ТЕС, не удалось из-за зашумлённости данных РЗ-экспериментов вследствие неравномерного и недостаточного покрытия для такого разрешения модели в пространстве и времени.

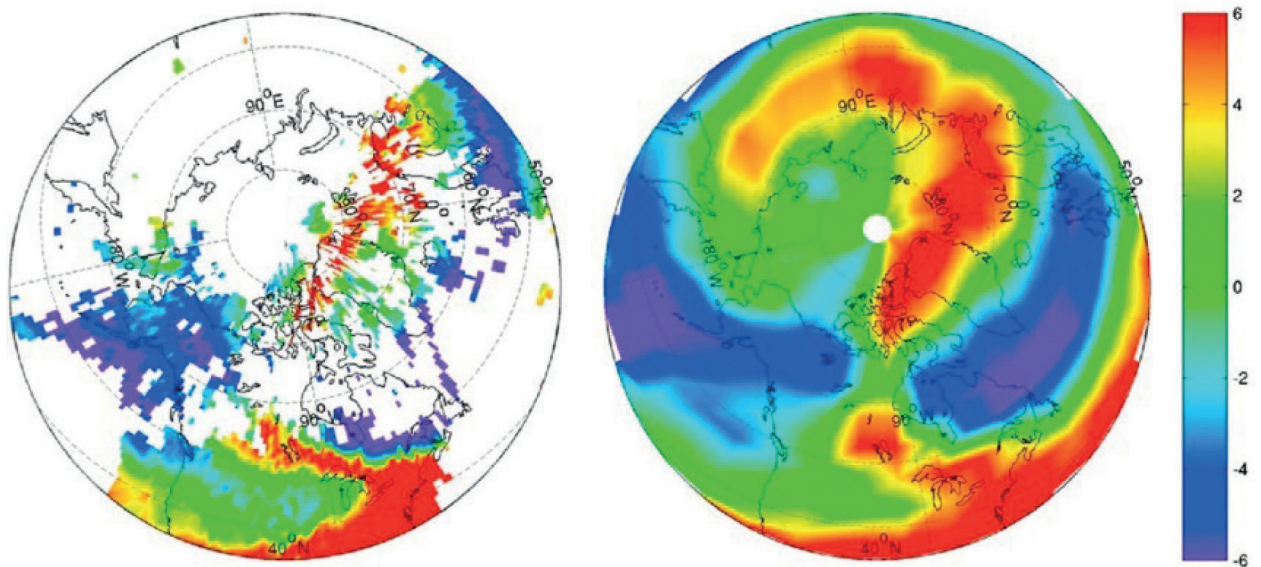


Рис. 4. Разница ТЕС между 17 и 16 марта для 19:15 UT для наземной сети GPS (слева) и по результатам ассимиляции РЗ-данных в модель IRI (справа) (в TECU) (Yue et al., 2016)

Работа (Liu et al., 2016) посвящена изучению SED во время сильного ионосферного шторма 17 марта 2015 г. Для этого использовались данные ТЕС ионосферы от наземных приёмников GPS с разрешением 5 мин из базы данных Madrigal (Rideout, Coster, 2006), РЗ-данные COSMIC и данные радара некогерентного рассеяния Millstone Hill. Были обнаружены SED в Северном и Южном полушарии, которые просуществовали около 8 ч. Изучение характеристик этого явления было сосредоточено на Северном полушарии, из-за того что SED во время своего дрейфа находился с $\sim 19:00$ по $\sim 20:00$ UT над радаром Millstone Hill. Радиозатменные данные использовались для решения интересной задачи, которая до конца не изучена, — это вклад каждой области ионосферы (верхней, вблизи пика F_2 , и нижней) в наблюдаемое

увеличение TEC в пределах SED, а также изменение этого вклада в зависимости от времени и местоположения.

На *рис. 5* показан пример верхнего TEC, основанный на РЗ-данных по двум виткам одного из спутников эксперимента COSMIC за 17 марта 2015 г. Реакция TEC верхней части ионосферы на шторм продемонстрировала сильную асимметрию полушарий. Она увеличилась примерно на 200 % в районе 60° с. ш., но никаких очевидных изменений не произошло в Южном полушарии и вблизи географического экватора. На следующем витке (см. *рис. 5б*) наблюдалось значительное увеличение TEC (примерно в два раза) в экваториальной области. В средних широтах обоих полушарий увеличение TEC было незначительным.

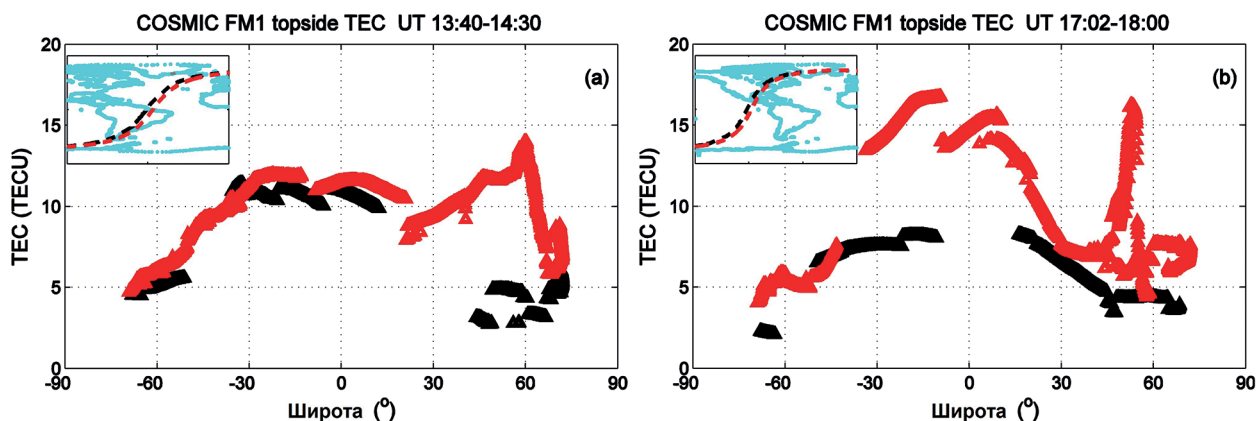


Рис. 5. Широтные изменения наблюдаемого COSMIC в верхней части TEC: *а* — 13:40–14:30 UT; *б* — 17:02–18:00 UT. Чёрные линии обозначают значения спокойного времени 16 марта 2015 г., а красные треугольники показывают значения времени шторма 17 марта 2015 г. Наземные треки спутника даны на вставках в левом верхнем углу (Liu et al., 2016)

Однако значительное увеличение TEC верхней части ионосферы произошло в очень узкой области в районе 50° с.ш. Эта область соответствовала образовавшемуся SED. Максимальное увеличение TEC составило около 12 TECU, что более чем вдвое превышает TEC в период покоя. Использование данных радара по поведению нижней ионосферы во время SED позволило прийти к следующим выводам: 1) во время шторма и прохождения SED в верхней ионосфере плотность и температура электронов увеличились по сравнению со значениями спокойного дня; 2) TEC выше пика F_2 увеличилось в два раза и наблюдался SED, а в поведении $N_m F_2$ SED не наблюдался; 3) во время появления SED верхняя ионосфера находится ближе к диффузионному равновесию, чем в спокойное время.

В работе (Prol et al., 2021) на примере этой бури исследуется возможность применения компьютерной ионосферной томографии CIT (*англ.* Computed Ionospheric Tomography) для отражения глобальных пространственных и временных изменений в ионосфере в условиях шторма. Были использованы данные сети станций GNSS (~2700), РЗ-данные GRACE. Восстановленное поле имело высокое пространственное и временное разрешение (2° по широте, 2° по долготе, 20 км по высоте и 15 мин по времени) и были оптимизированы ограничения для разделения ионосферы на несколько слоёв. Как показало сравнение с данными ионозондов и радара некогерентного рассеяния, томография правильно воспроизводит колебания и широтный ход foF_2 . Как и в работе (Liu et al., 2016), наблюдается асимметрия проявления бури, когда отрицательная буря в Северном полушарии сильнее, чем в Южном. Восстановление с помощью CIT электронной плотности хорошо показывает смещение гребней EIA по сравнению со спокойным днём и значительное замедление образования EIA в фазе восстановления в дневное время. Для выявления более мелких структур, таких как экваториальные плазменные пузыри, необходимы дальнейшие исследования для повышения временного и пространственного разрешения CIT.

Использование в СИТ РЗ-данных позволяет успешно решать проблемы томографии, связанные с неравномерностью и нехваткой данных, такие как некорректность задачи восстановления, ограниченный пространственный охват, недостаточная точность и разрешение.

Ионосферный шторм 5 августа 2019 г.

В августе 2019 г. на Земле на фоне минимума солнечной активности была зарегистрирована слабая ($Dst \sim (-53 \text{ нТл})$) магнитная буря, вызванная высокоскоростными потоками солнечного ветра. Работа (Rajesh et al., 2021) посвящена исследованию причин необычно сильной реакции ионосферы на слабое геомагнитное возмущение. Для этой цели использовали разработанную в исследованиях (Lin et al., 2015, 2017) систему ассимиляции данных (GIS, *англ.* Global Ionospheric Specification), которая может ежедневно предоставлять данные о глобальной электронной плотности ионосферы. Она основана на применении полного фильтра Калмана и усваивает данные TEC, получаемые наземными станциями GPS, и РЗ-данные эксперимента COSMIC-2 в фоновую модель IRI-2016 (Bilitza et al., 2017), чтобы обеспечить трёхмерное глобальное распределение электронной плотности с пространственным разрешением $5 \times 2,5^\circ \times 20 \text{ км} \times 1 \text{ ч}$ по долготе, широте, высоте и времени. Следует подчеркнуть, что профили электронной плотности строятся в GIS на основе ассимиляции наклонных наблюдений TEC, а не на данных с использованием восстановления электронной плотности с помощью инверсии Абеля, чтобы избежать ошибок на низких высотах.

Полученные таким образом данные показали, что электронная плотность увеличилась более чем на 300 % над Азией и Африкой по сравнению с предыдущим не возмущённым днём, а над Европой увеличение составило около 800 %. Такое большое увеличение электронной плотности характерно для сильной магнитной бури, а такие результаты слабой магнитной бури класса G1 ранее не наблюдались. Анализируя глобальную почасовую динамику 3D-поля электронной плотности из РЗ-данных COSMIC-2, было предположено, что изменения высоты и смещение к полюсам местоположения экваториальной ионосферной аномалии указывают на то, что комбинация быстрых проникающих электрических полей и нейтрального ветра, направленного к экватору, играют важную роль в создании наблюдаемого положительного эффекта шторма, но не могут полностью объяснить его величину. Была высказана гипотеза, что выброс энергии во время шторма может эффективно расширить термосферу, которая относительно более прохладна во время солнечного минимума. Быстрые темпы расширения термосферы приводят к увеличению притока атомарного кислорода в средние и низкие широты, что обуславливает образование большего количества новой плазмы и усиливает положительный эффект шторма.

Полученные в работе (Rajesh et al., 2021) результаты свидетельствуют о существовании неучтённых физических процессов во время прохождения магнитных бурь в периоды низкой солнечной активности. С помощью GIS, использующей данные РЗ-наблюдений, впервые получены трёхмерные данные о глобальной электронной плотности, описывающие динамическую эволюцию вертикальных ионосферных структур.

Обсуждение и выводы

За последние 30 лет сделан большой шаг в изучении ионосферы с помощью РЗ-метода. Распределение полученных данных по всему земному шару позволило добиться значительных успехов в понимании климатологии и изменчивости ионосферы, вызванной крупномасштабными структурами и мелкомасштабными неоднородностями, при различных условиях солнечной активности.

Этот обзор посвящён анализу методов применения РЗ-данных при изучении реакции ионосферы на геомагнитную бурю. Активный мониторинг атмосферы Земли с помощью РЗ-зондирования имеет ряд преимуществ: 1) лимбовая геометрия дополняет наземные

приборы, смотрящие в зенит, и космические приборы для наблюдения в нади́р, 2) высокая точность, 3) высокое вертикальное разрешение, 4) глобальное покрытие и 5) отсутствие необходимости в калибровке.

Для восстановления высотного профиля электронной концентрации из данных ТЕС, полученных РЗ-методом, используется предположение о сферической симметрии атмосферы, приводящее к ошибкам восстановления. И если для области F ионосферы это приводит к ошибкам, сравнимым с данными озонзондов, то для высот области E к ошибке около 100 %. Тем не менее высотные профили электронной концентрации в E - и D -области широко использовались для качественного анализа и понимания поведения ионосферы на этих высотах. Со временем был предложен и продолжает предлагаться целый ряд методов для уменьшения до приемлемых величин ошибки восстановления электронной концентрации в нижних слоях ионосферы, но задача по учёту горизонтальных неоднородностей до конца ещё не решена. Для области F и выше такой проблемы не существует, поэтому высотные профили электронной концентрации, полученные РЗ-методом, используются как дополнительные данные к уже имеющимся или уникальные данные в районах, где другой информации нет.

Радиозатменные данные ТЕС напрямую используются в компьютерной ионосферной томографии. Объединение взаимодополняющих данных позволяет эффективно решать ключевые проблемы в СИТ, в том числе связанные с некорректностью задачи восстановления, ограниченным пространственным охватом, недостаточной точностью и разрешением. Использование РЗ-данных значительно расширяет возможности для трёхмерной реконструкции ионосферы и способствует повышению точности и разрешения в полярных океанических районах. Однако сохраняется ряд основных проблем, в том числе различия в системных ошибках между разнородными источниками данных, отсутствие временной синхронизации и несоответствие пространственно-временного разрешения. Например, наземным данным GNSS не хватает вертикального разрешения, в то время как РЗ-данные обеспечивают высокое вертикальное разрешение, но имеют прерывистый пространственный охват, что делает объединение этих двух типов данных причиной неточностей при восстановлении вертикальной структуры электронной плотности с помощью ионосферной томографии. Возможным решением этих трудностей является разработка эффективных стратегий оценки качества данных на основе таких характеристик, как разрешение, точность и полнота, а также применение взвешенного метода наименьших квадратов в процессе восстановления электронной плотности. Кроме того, весовые коэффициенты для каждого источника данных могут динамически корректироваться с помощью фильтрации Калмана, чтобы снизить влияние данных низкого качества.

Ещё одним перспективным способом использования РЗ-данных, по моему мнению, является ассимиляция наблюдений в физические модели, что даёт возможность не только получить новое понимание протекающих в ионосфере процессов, но и пытаться предсказать поведение ионосферы в спокойные дни и во время геомагнитных бурь. В частности, это позволит подтвердить или опровергнуть отрицательный тренд ТЕС (Emmert et al., 2017) и других характеристик ионосферы и изучить его пространственную изменчивость.

Вместе с тем на данный момент существуют два ограничения, мешающие более активному использованию данных РЗ-зондирования: 1) малое количество данных в день (около 6000 наблюдений, доступных на данный момент) и 2) задержка (время между наблюдением и моментом, когда оно доступно пользователям) в несколько часов, что затрудняет прогнозирование космической погоды в реальном времени. Оба эти ограничения могут быть устранены с запуском новых спутниковых систем и использованием данных коммерческих спутников.

Работа выполнена при поддержке госзадания Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН (FMWR-2025-0002, рег. номер 125020601652-8). Автор выражает благодарность М. Е. Горбунову за полезные замечания и обсуждения.

Литература

1. Горбунов М. Е., Шмаков А. В. Вариации ионосферных флуктуаций фазовой задержки в зависимости от солнечной активности по данным COSMIC // Космич. исслед. 2014. Т. 52. № 4. С. 267–276. DOI: 10.7868/S0023420614040050.
2. Гурвич А. С., Красильникова Т. Г. Навигационные спутники для радиозондирования атмосферы Земли // Исслед. Земли из космоса. 1987. Т. 7. № 6. С. 89–93.
3. Шмаков А. В., Горбунов М. Е. Спектральный анализ ионосферных возмущений фазовой задержки и амплитуды радиосигнала на лимбовых трассах по данным COSMIC в периоды солнечной активности // Космич. исслед. 2016. Т. 54. № 4. С. 308–314. DOI: 10.7868/S0023420616040051.
4. Anthes R. A., Bernhardt P. A., Chen Y. et al. The COSMIC/FORMOSAT-3 mission: Early results // Bull. American Meteorological Soc. 2008. V. 89. Iss. 3. P. 313–333. DOI: 10.1175/BAMS-89-3-313.
5. Aragon-Angel A., Hernández-Pajares M., Juan J. M. et al. Obtaining more accurate electron density profiles from bending angle with GPS occultation data: FORMOSAT-3/COSMIC constellation // Advances in Space Research. 2009. V. 43. Iss. 11. P. 1694–1701. DOI: 10.1016/j.asr.2008.10.034.
6. Arras C., Wickert J., Beyerle G. et al. A global climatology of ionospheric irregularities derived from GPS radio occultation // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. Iss. 14. Article L14809. DOI: 10.1029/2008gl034158.
7. Bilitza D., Altadill D., Truhlik V. et al. International reference ionosphere 2016: From ionospheric climate to real-time weather predictions // Space Weather. 2017. V. 15. Iss. 2. P. 418–429. DOI: 10.1002/2016SW001593.
8. Buonsanto M. J. Ionospheric storms—A review // Space Science Reviews. 1999. V. 88. Iss. 3–4. P. 563–601. DOI: 10.1023/A:1005107532631.
9. Buresova D., Lastovicka J., Altadill D. et al. Daytime electron density at the F1 layer in Europe during geomagnetic storms // Annales Geophysicae. 2002. V. 20. Iss. 7. P. 1007–1021. DOI: 10.5194/angeo-20-1007-2002.
10. Burns A. G., Solomon S. C., Wang W. et al. The ionospheric and thermospheric response to CMEs: Challenges and successes // J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2007. V. 69. Iss. 1–2. P. 77–85. DOI: 10.1016/j.jastp.2006.06.010.
11. Emmert J. T., Mannucci A. J., McDonald S. E. et al. Attribution of interminimum changes in global and hemispheric total electron content // J. Geophysical Research: Space Physics. 2017. V. 122. P. 2424–2439. DOI: 10.1002/2016JA023680.
12. Garcia-Fernandez M., Hernandez-Pajares M., Juan M., Sanz J. Improvement of ionospheric electron density estimation with GPSMET occultations using Abel inversion and VTEC information // J. Geophysical Research. 2003. V. 108. Iss. A9. P. 1338–1344. DOI: 10.1029/2003JA009952.
13. Guo P., Wu M., Xu T., Sanz J. An Abel inversion method assisted by background model for GPS ionospheric radio occultation data // J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2015. V. 123. P. 71–81. DOI: 10.1016/j.jastp.2014.12.008.
14. Hajj G., Lee L., Pi X. et al. COSMIC GPS ionospheric sensing and space weather // Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences. 2000. V. 11. P. 235–272. DOI: 10.3319/TAO.2000.11.1.235.
15. Hajj G., Ao O., Iijima B. et al. CHAMP and SACC atmospheric occultation results and intercomparisons // J. Geophysical Research. 2004. V. 109. P. 6109–6134. DOI: 10.1029/2003JD003909.
16. Healy S. B., Wickert J., Michalak G. et al. Combined forecast impact of GRACE-A and CHAMP GPS radio occultation bending angle profiles // Atmospheric Science Letters. 2007. V. 8. P. 43–50. DOI: 10.1002/asl.149.
17. Hernandez-Pajares M., Juan J. M., Sanz J. Improving the Abel inversion by adding ground GPS data to LEO radio occultations in ionospheric sounding // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. P. 2473–2476. DOI: 10.1029/2000GL000032.
18. Jakowski N., Wehrenpfennig A., Heise S. et al. GPS radio occultation measurements of the ionosphere from CHAMP: Early results // Geophysical Research Letters. 2002. V. 29. Iss. 10. P. 95-1–95-4. DOI: 10.1029/2001GL014364.
19. Kursinski E. R., Hajj G., Bertiger W. et al. Initial results of radio occultation observations of Earth's atmosphere using the Global Positioning System // Science. 1996. V. 271. P. 1107–1110. DOI: 10.1126/science.271.5252.1107.
20. Lei J., Syndergaard S., Burns A. et al. Comparison of COSMIC ionospheric measurements with ground-based observations and model predictions: Preliminary results // J. Geophysical Research. 2007. V. 112. Article A07308. DOI: 10.1029/2006JA012240.
21. Lei J., Wang W., Burns A. G. et al. Observations and simulations of the ionospheric and thermospheric response to the December 2006 geomagnetic storm: Initial phase // J. Geophysical Research. 2008. V. 113. Article A01314. DOI: 10.1029/2007JA012807.

22. *Liao M., Zhang P., Yang G. L. et al.* Preliminary validation of the refractivity from the new radio occultation sounder GNOS/FY-3C // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2016. V. 9. P. 781–792. DOI: 10.5194/amt-9-781-2016.
23. *Lin C. Y., Matsuo T., Liu J. Y. et al.* Ionospheric assimilation of radio occultation and ground-based GPS data using non-stationary background model error covariance // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2015. V. 8. P. 171–182. DOI: 10.5194/amt-8-171-2015.
24. *Lin C. Y., Matsuo T., Liu J. Y. et al.* Data assimilation of ground-based GPS and radio occultation total electron content for global ionospheric specification // *J. Geophysical Research: Space Physics*. 2017. V. 122. P. 10,876–10,886. DOI: 10.1002/2017JA024185.
25. *Liu J., Wang W., Burns A. et al.* Profiles of ionospheric storm-enhanced density during the 17 March 2015 great storm // *J. Geophysical Research: Space Physics*. 2016. V. 121. P. 727–744. DOI: 10.1002/2015JA021832.
26. *Liu H., Xu X., Luo J., Hu T.* Using radio occultation-based electron density profiles for studying sporadic E layer spatial and temporal characteristics // *Earth, Planets and Space*. 2024. V. 76. Article 93. 18 p.. DOI: 10.1186/s40623-024-02038-z.
27. *Mannucci A. J., Tsurutani B. T., Verkhoglyadova O. et al.* Use of radio occultation to probe the high-latitude ionosphere // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2015. V. 8. P. 2789–2800. DOI: 10.5194/amt-8-2789-2015.
28. *McNamara L. F., Thompson D. C.* Validation of COSMIC values of foF2 and M(3000)F2 using ground-based ionosondes // *Advances in Space Research*. 2014. V. 55. P. 163–169. DOI: 10.1016/j.asr.2014.07.015.
29. *Melbourne W. G., Yunck T. P., Young L. E. et al.* GPS geoscience instrument for EOS and Space Station // *JPL Proposal*. NASA A O OSSA-1-88. 1988. V. 81.
30. *Mendillo M.* Storms in the ionosphere: Patterns and processes for total electron content // *Reviews of Geophysics*. 2006. V. 44. Article RG4001. DOI: 10.1029/2005RG000193.
31. *Nicolls M. J., Rodrigues F. S., Bust G. S., Chau J. L.* Estimating E region density profiles from radio occultation measurements assisted by IDA4D // *J. Geophysical Research*. 2009. V. 114. Iss. A10. Article A10316. DOI: 10.1029/2009JA014399.
32. *Pedatella N. M., Lei J., Larson K. M., Forbes J. M.* Observations of the ionospheric response to the 15 December 2006 geomagnetic storm: Long-duration positive storm effect // *J. Geophysical Research*. 2009. V. 114. Article A12313. DOI: 10.1029/2009JA014568.
33. *Pedatella N. M., Yue X., Schreiner W. S.* An improved inversion for FORMOSAT-3/COSMIC ionosphere electron density profiles // *J. Geophysical Research: Space Physics*. 2015. V. 120. Iss. 10. P. 8942–8953. DOI: 10.1002/2015JA021704.
34. *Prol F. S., Kodikara T., Hoque M. M. et al.* Global-scale ionospheric tomography during the March 17, 2015 geomagnetic storm // *Space Weather*. 2021. V. 19. Article e2021SW002889. DOI: 10.1029/2021SW002889.
35. *Rajesh P. K., Lin C. H., Lin C. Y. et al.* Extreme positive ionosphere storm triggered by a minor magnetic storm in deep solar minimum revealed by FORMOSAT-7/COSMIC-2 and GNSS observations // *J. Geophysical Research: Space Physics*. 2021. V. 126. Article e2020JA028261. DOI: 10.1029/2020JA028261.
36. *Rideout W., Coster A.* Automated GPS processing for global total electron content data // *GPS Solutions*. 2006. V. 10. Iss. 3. P. 219–228. DOI: 10.1007/s10291-006-0029-5.
37. *Ries J. C., Tapley B. D., Bettadpur S.* The GRACE mission: Status and plans // *Bull. American Astronomical Soc.* 2002. V. 34. P. 942–949.
38. *Rocken C., Kuo Y.-H., Schreiner W. S. et al.* COSMIC system description // *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*. 2000. V. 11. No. 1. P. 21–52. DOI: 10.3319/TAO.2000.11.1.21(COSMIC).
39. *Sakib M. N., Soto E., Yiğit E. et al.* Validation of E-region model electron density profiles with AURIC utilizing high-resolution cross sections // *J. Geophysical Research: Space Physics*. 2023. V. 128. Iss. 10. Article e2023JA031512. DOI: 10.1029/2023JA031512.
40. *Schmetz J., Klae D., Ratier A. et al.* The Meteosat and EPS/MetOp Satellite Series // *Advances in Global Change Research*. 2007. V. 28. Iss. 1. P. 571–586. DOI: 10.1007/978-1-4020-5835-6_45.
41. *Schreiner W. S., Sokolovskiy S., Rocken C. et al.* Analysis and validation of GPS/MET radio occultation data in the ionosphere // *Radio Science*. 1999. V. 34. P. 949–966. DOI: 10.1029/1999RS900034.
42. *Schreiner W. S., Weiss J. P., Anthes R. A. et al.* COSMIC-2 radio occultation constellation: First results // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. Iss. 4. Article e2019GL086841. DOI: 10.1029/2019GL086841.
43. *Ware R. H., Rocken C., Solheim F. et al.* GPS sounding of the atmosphere from low earth orbit: Preliminary results // *Bull. American Meteorological Society*. 1996. V. 77. P. 19–40. DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0019:GSOTAF>2.0.CO;2.
44. *Wickert J., Schmidt T., Marquardt C. et al.* GPS radio occultation with CHAMP: First results and status of the experiment // *Proc. IAG 2001 Scientific Assembly*. 2002. V. 125. P. 273–278. DOI: 10.1007/978-3-662-04709-5_45.
45. *Wickert J., Pavelyev A. G., Liou Y. A. et al.* Amplitude variations in GPS signals as a possible indicator of ionospheric structures // *Geophysical Research Letters*. 2004. V. 31. Iss. 24. Article L24801. 4 p. DOI: 10.1029/2004GL020607.

46. Wu D. L., Ao C. O., Hajj G. A. et al. Sporadic E morphology from GPS-CHAMP radio occultation // *J. Geophysical Research*. 2005. V. 110. Article A01306. DOI: 10.1029/2004JA010701.
47. Wu K., Su C., Chu Y. Improvement of GPS radio occultation retrieval error of E region electron density: COSMIC measurement and IRI model simulation // *J. Geophysical Research: Space Physics*. 2015. V. 120. P. 229–231. DOI: 10.1002/2014JA020622.
48. Yang G. L., Bai W. H., Wang J. S. et al. FY3E GNOS II GNSS reflectometry: Mission review and first results // *Remote Sensing*. 2022. V. 14. P. 988–998. DOI: 10.3390/rs14040988.
49. Yue X., Schreiner W. S., Lei J. et al. Error analysis of Abel retrieved electron density profiles from radio occultation measurements // *Annales Geophysicae*. 2010. V. 28. P. 217–222. DOI: 10.5194/angeo-28-217-2010.
50. Yue X., Schreiner W. S., Lin Y.-C. et al. Data assimilation retrieval of electron density profiles from radio occultation measurements // *J. Geophysical Research*. 2011. V. 116. Article A03317. DOI: 10.1029/2010JA015980.
51. Yue X., Schreiner W. S., Kuo Y.-H. Evaluating the effect of the global ionospheric map on aiding retrieval of radio occultation electron density profiles // *GPS Solutions*. 2012. V. 17. P. 327–335. DOI: 10.1007/s10291-012-0281-9.
52. Yue X., Schreiner W. S., Kuo Y.-H. et al. Observing system simulation experiment study on imaging the ionosphere by assimilating ground GNSS, LEO based radio occultation and ocean reflection, and cross link // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2014. V. 52. No. 7. P. 3759–3771. DOI: 10.1109/TGRS.2013.2275753.
53. Yue X., Wan W., Liu L. et al. Mapping the conjugate and corotating storm-enhanced density during 17 March 2013 storm through data assimilation // *J. Geophysical Research: Space Physics*. 2016. V. 121. Iss. 12. P. 12,202–12,210. DOI: 10.1002/2016JA023038.
54. Zakharenkova I. E., Krankowski A., Shagimuratov I. I. et al. Observation of the ionospheric storm of October 11, 2008 using FORMOSAT-3/COSMIC data // *Earth, Planets and Space*. 2012. V. 64. P. 505–512. DOI: 10.5047/eps.2011.06.046.

Using radio occultation data to study ionospheric response to magnetic storms: A review

A. V. Shmakov

*A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow 119017, Russia
E-mail: av_shmakov@ifaran.ru*

Radio occultation sounding of the Earth's atmosphere using signals from global navigation satellite systems allows one to reconstruct vertical profiles of the refractive index and obtain integral characteristics of the atmosphere. For a neutral atmosphere, this makes it possible to obtain vertical profiles of temperature, pressure, and water vapor. For the ionosphere, this allows obtaining the total electron content along the sounding line and reconstruct profiles of electron concentration. Numerous studies comparing data from ground-based GPS receivers, ionosondes, and radio occultation sounding have shown their good agreement both for a quiet ionosphere and during disturbances associated with solar activity. The review considers the application of radio occultation observations to studying the ionospheric response during nine geomagnetic storms. Radio occultation observations of a disturbed ionosphere can be used: (1) to reconstruct concentration profiles, and (2) for assimilation into dynamic models of the ionosphere. The global three-dimensional electron density field reconstructed using models allows not only studying the ionosphere's response to solar action, but also understanding the physical processes occurring in it. The widespread use of radiosonde data for studying the ionosphere is currently limited to 6,000 available profiles per day. Launching new missions and using commercial satellite data can solve this problem.

Keywords: radio occultation sounding, ionosphere, solar activity, GPS

Accepted: 10.10.2025

DOI: 10.21046/2070-7401-2026-23-2-9-26

References

1. Gorbunov M., Shmakov A., Variations of ionospheric fluctuations of phase delay depending on solar activity: Data of the COSMIC experiment, *Cosmic Research*, 2014, V. 52, pp. 251–259, DOI: 10.1134/S0010952514040042.
2. Gurvich A. S., Krasil'nikova T. G., Navigation satellites for radio sensing of the Earth's atmosphere, *Soviet J. Remote Sensing*, 1990, V. 6, pp. 1124–1131.
3. Shmakov A. V., Gorbunov M. E., Spectral analysis of ionospheric disturbances in the phase delay and radio signal amplitude at limb paths according to the COSMIC data in periods of solar activity, *Cosmic Research*, 2016, V. 54, No. 4, pp. 290–295, DOI: 10.1134/S0010952516040055.
4. Anthes R. A., Bernhardt P. A., Chen Y. et al., The COSMIC/FORMOSAT-3 mission: Early results, *Bull. American Meteorological Soc.*, 2008, V. 89, Iss. 3, pp. 313–333, DOI: 10.1175/BAMS-89-3-313.
5. Aragon-Angel A., Hernández-Pajares M., Juan J. M. et al., Obtaining more accurate electron density profiles from bending angle with GPS occultation data: FORMOSAT-3/COSMIC constellation, *Advances in Space Research*, 2009, V. 43, Iss. 11, pp. 1694–1701, DOI: 10.1016/j.asr.2008.10.034.
6. Arras C., Wickert J., Beyerle G. et al., A global climatology of ionospheric irregularities derived from GPS radio occultation, *Geophysical Research Letters*, 2008, V. 35, Iss. 14, Article L14809, DOI: 10.1029/2008gl034158.
7. Bilitza D., Altadill D., Truhlik V. et al., International reference ionosphere 2016: From ionospheric climate to real-time weather predictions, *Space Weather*, 2017, V. 15, Iss. 2, pp. 418–429, DOI: 10.1002/2016SW001593.
8. Buonsanto M. J., Ionospheric storms—A review, *Space Science Reviews*, 1999, V. 88, Iss. 3–4, pp. 563–601, DOI: 10.1023/A:1005107532631.
9. Buresova D., Lastovicka J., Altadill D. et al., Daytime electron density at the F1-region in Europe during geomagnetic storms, *Annales Geophysicae*, 2002, V. 20, Iss. 7, pp. 1007–1021, DOI: 10.5194/angeo-20-1007-2002.
10. Burns A. G., Solomon S. C., Wangat W. et al., The ionospheric and thermospheric response to CMEs: Challenges and successes, *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2007, V. 69, Iss. 1–2, pp. 77–85, DOI: 10.1016/j.jastp.2006.06.010.
11. Emmert J. T., Mannucci A. J., McDonald S. E. et al., Attribution of interminimum changes in global and hemispheric total electron content, *J. Geophysical Research: Space Physics*, 2017, V. 122, pp. 2424–2439, DOI: 10.1002/2016JA023680.
12. Garcia-Fernandez M., Hernandez-Pajares M., Juan M., Sanz J., Improvement of ionospheric electron density estimation with GPSMET occultations using Abel inversion and VTEC information, *J. Geophysical Research*, 2003, V. 108, Iss. A9, pp. 1338–1344, DOI: 10.1029/2003JA009952.
13. Guo P., Wu M., Xu T. et al., An Abel inversion method assisted by background model for GPS ionospheric radio occultation data, *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2015, V. 123, pp. 71–81, DOI: 10.1016/j.jastp.2014.12.008.
14. Hajj G., Lee L., Pi X. et al., COSMIC GPS ionospheric sensing and space weather, *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, 2000, V. 11, pp. 235–272, DOI: 10.3319/TAO.2000.11.1.235.
15. Hajj G., Ao O., Iijima B. et al., CHAMP and SACC atmospheric occultation results and intercomparisons, *J. Geophysical Research*, 2004, V. 109, pp. 6109–6134, DOI: 10.1029/2003JD003909.
16. Healy S. B., Wickert J., Michalak G. et al., Combined forecast impact of GRACE-A and CHAMP GPS radio occultation bending angle profiles, *Atmospheric Science Letters*, 2007, V. 8, pp. 43–50, DOI: 10.1002/asl.149.
17. Hernandez-Pajares M., Juan J. M., Sanz J., Improving the Abel inversion by adding ground GPS data to LEO radio occultations in ionospheric sounding, *Geophysical Research Letters*, 2000, V. 27, pp. 2473–2476, DOI: 10.1029/2000GL000032.
18. Jakowski N., Wehrenpfennig A., Heise S. et al., GPS radio occultation measurements of the ionosphere from CHAMP: Early results, *Geophysical Research Letters*, 2002, V. 29, Iss. 10, pp. 95-1–95-4, DOI: 10.1029/2001GL014364.
19. Kursinski E. R., Hajj G., Bertiger W. et al., Initial results of radio occultation observations of Earth's atmosphere using the Global Positioning System, *Science*, 1996, V. 271, pp. 1107–1110, DOI: 10.1126/science.271.5252.1107.
20. Lei J., Syndergaard S., Burns A. et al., Comparison of COSMIC ionospheric measurements with ground-based observations and model predictions: Preliminary results, *J. Geophysical Research*, 2007, V. 112, Article A07308, DOI: 10.1029/2006JA012240.
21. Lei J., Wang W., Burns A. G. et al., Observations and simulations of the ionospheric and thermospheric response to the December 2006 geomagnetic storm: Initial phase, *J. Geophysical Research*, 2008, V. 113, Article A01314, DOI: 10.1029/2007JA012807.

22. Liao M., Zhang P., Yang G. L. et al., Preliminary validation of the refractivity from the new radiooccultation sounder GNOS/FY-3C, *Atmospheric Measurement Techniques*, 2016, V. 9, pp. 781–792, DOI: 10.5194/amt-9-781-2016.
23. Lin C. Y., Matsuo T., Liu J. Y. et al., Ionospheric assimilation of radio occultation and ground-based GPS data using non-stationary background model error covariance, *Atmospheric Measurement Techniques*, 2015, V. 8, pp. 171–182, DOI: 10.5194/amt-8-171-2015.
24. Lin C. Y., Matsuo T., Liu J. Y. et al., Data assimilation of ground-based GPS and radio occultation total electron content for global ionospheric specification, *J. Geophysical Research: Space Physics*, 2017, V. 122, pp. 10, 876–10,886, DOI: 10.1002/2017JA024185.
25. Liu J., Wang W., Burns A. et al., Profiles of ionospheric storm-enhanced density during the 17 March 2015 great storm, *J. Geophysical Research: Space Physics*, 2016, V. 121, pp. 727–744, DOI: 10.1002/2015JA021832.
26. Liu H., Xu X., Luo J., Hu T., Using radio occultation-based electron density profiles for studying sporadic E layer spatial and temporal characteristics, *Earth, Planets and Space*, 2024, V. 76, Article 93, 18 p., DOI: 10.1186/s40623-024-02038-z.
27. Mannucci A. J., Tsurutani B. T., Verkhoglyadova O. et al., Use of radio occultation to probe the high-latitude ionosphere, *Atmospheric Measurement Techniques*, 2015, V. 8, pp. 2789–2800, DOI: 10.5194/amt-8-2789-2015.
28. McNamara L. F., Thompson D. C., Validation of COSMIC values of foF2 and M(3000)F2 using ground-based ionosondes, *Advances in Space Research*, 2014, V. 55, pp. 163–169, DOI: 10.1016/j.asr.2014.07.015.
29. Melbourne W. G., Yunck T. P., Young L. E. et al., GPS geoscience instrument for EOS and Space Station, *JPL proposal*, NASA A O O SSA-1-88, 1988, V. 81.
30. Mendillo M., Storms in the ionosphere: Patterns and processes for total electron content, *Reviews of Geophysics*, 2006, V. 44, Article RG4001, DOI: 10.1029/2005RG000193.
31. Nicolls M. J., Rodrigues F. S., Bust G. S., Chau J. L., Estimating E region density profiles from radio occultation measurements assisted by IDA4D, *J. Geophysical Research*, 2009, V. 114, Iss. A10, Article A10316, DOI: 10.1029/2009JA014399.
32. Pedatella N. M., Lei J., Larson K. M., Forbes J. M., Observations of the ionospheric response to the 15 December 2006 geomagnetic storm: Long-duration positive storm effect, *J. Geophysical Research*, 2009, V. 114, Article A12313, DOI: 10.1029/2009JA014568.
33. Pedatella N. M., Yue X., Schreiner W. S., An improved inversion for FORMOSAT-3/COSMIC ionosphere electron density profiles, *Geophysical Research: Space Physics*, 2015, V. 120, Iss. 10, pp. 8942–8953, DOI: 10.1002/2015JA021704.
34. Prol F. S., Kodikara T., Hoque M. M. et al., Global-scale ionospheric tomography during the March 17, 2015 geomagnetic storm, *Space Weather*, 2021, V. 19, Article e2021SW002889, DOI: 10.1029/2021SW002889.
35. Rajesh P. K., Lin C. H., Lin C. Y. et al., Extreme positive ionosphere storm triggered by a minor magnetic storm in deep solar minimum revealed by FORMOSAT-7/COSMIC-2 and GNSS observations, *J. Geophysical Research: Space Physics*, 2021, V. 126, Article e2020JA028261, DOI: 10.1029/2020JA028261.
36. Rideout W., Coster A., Automated GPS processing for global total electron content data, *GPS Solutions*, 2006, V. 10, Iss. 3, pp. 219–228, DOI: :10.1007/s10291-006-0029-5.
37. Ries J. C., Tapley B. D., Bettadpur S., The GRACE mission: Status and plans, *Bull. American Astronomical Soc.*, 2002, V. 34, pp. 942–949.
38. Rocken C., Kuo Y.-H., Schreiner W. S. et al., COSMIC System Description, *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, 2000, V. 11, No. 1, pp. 21–52, DOI: 10.3319/TAO.2000.11.1.21(COSMIC).
39. Sakib M. N., Soto E., Yiğit E. et al., Validation of E-region model electron density profiles with AURIC utilizing high-resolution cross sections, *J. Geophysical Research: Space Physics*, 2023, V. 128, Iss. 10, Article e2023JA031512, DOI: 10.1029/2023JA031512.
40. Schmetz J., Klaes D., Ratier A. et al., The Meteosat and EPS/MetOp Satellite Series, *Advances in Global Change Research*, 2007, V. 28, Iss. 1, pp. 571–586, DOI: 10.1007/978-1-4020-5835-6_45.
41. Schreiner W. S., Sokolovskiy S., Rocken C. et al., Analysis and validation of GPS/MET radio occultation data in the ionosphere, *Radio Science*, 1999, V. 34, pp. 949–966, DOI: 10.1029/1999RS900034.
42. Schreiner W. S., Weiss J. P., Anthes R. A. et al., COSMIC-2 radio occultation constellation: First results, *Geophysical Research Letters*, 2020, V. 47, Iss. 4, Article e2019GL086841, DOI: 10.1029/2019GL086841.
43. Ware R. H., Rocken C., Solheim F. et al., GPS sounding of the atmosphere from low earth orbit: Preliminary results, *Bull. American Meteorological Society*, 1996, V. 77, pp. 19–40, DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0019:GSOTAF>2.0.CO;2.
44. Wickert J., Schmidt T., Marquardt C. et al., GPS radio occultation with CHAMP: First results and status of the experiment, *Proc. Intern. Association of Geodesy Symposia*, 2002, V. 125, pp. 273–278, DOI: 10.1007/978-3-662-04709-5_45.
45. Wickert J., Pavelyev A. G., Liou Y. A. et al., Amplitude variations in GPS signals as a possible indicator of ionospheric structures, *Geophysical Research Letters*, 2004, V. 31, Iss. 24, Article L24801, 4 p., DOI: 10.1029/2004GL020607.

46. Wu D.L., Ao C. O., Hajj G.A. et al., Sporadic E morphology from GPS-CHAMP radio occultation, *J. Geophysical Research*, 2005, V. 110, Article A01306, DOI: 10.1029/2004JA010701.
47. Wu K., Su C., Chu Y., Improvement of GPS radio occultation retrieval error of E region electron density: COSMIC measurement and IRI model simulation, *J. Geophysical Research: Space Physics*, 2015, V. 120, pp. 229–231, DOI: 10.1002/2014JA020622.
48. Yang G. L., Bai W. H., Wang J. S. et al., FY3E GNOS II GNSS reflectometry: Mission review and first results, *Remote Sensing*, 2022, V. 14, pp. 988–998, DOI: 10.3390/rs14040988.
49. Yue X., Schreiner W. S., Lei J. et al., Error analysis of Abel retrieved electron density profiles from radio occultation measurements, *Annales Geophysicae*, 2010, V. 28, pp. 217–222, DOI: 10.5194/angeo-28-217-2010.
50. Yue X., Schreiner W.S., Lin Y.-C. et al., Data assimilation retrieval of electron density profiles from radio occultation measurements, *J. Geophysical Research*, 2011, V. 116, Article A03317, DOI: 10.1029/2010JA015980.
51. Yue X., Schreiner W.S., Kuo Y.-H., Evaluating the effect of the global ionospheric map on aiding retrieval of radio occultation electron density profiles, *GPS Solutions*, 2012, V. 17, pp. 327–335, DOI: 10.1007/s10291-012-0281-9.
52. Yue X., Schreiner W.S., Kuo Y.-H. et al., Observing system simulation experiment study on imaging the ionosphere by assimilating ground GNSS, LEO based radio occultation and ocean reflection, and cross link, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2014, V. 52, No. 7, pp. 3759–3771, DOI: 10.1109/TGRS.2013.2275753.
53. Yue X., Wan W., Liu L. et al., Mapping the conjugate and corotating storm-enhanced density during 17 March 2013 storm through data assimilation, *J. Geophysical Research: Space Physics*, 2016, V. 121, Iss. 12, pp. 12,202–12,210, DOI: 10.1002/2016JA023038.
54. Zakharenkova I. E., Krankowski A., Shagimuratov I. I. et al., Observation of the ionospheric storm of October 11, 2008 using FORMOSAT-3/COSMIC data, *Earth, Planets and Space*, 2012, V. 64, pp. 505–512, DOI: 10.5047/eps.2011.06.046.