

УДК 621.371

## НИЖНЯЯ ИОНОСФЕРА АРКТИКИ В ИЮНЕ 2015 г. ПРИ СИЛЬНОЙ МАГНИТНОЙ БУРЕ И СОЛНЕЧНЫХ РЕНТГЕНОВСКИХ ВСПЫШКАХ ПО ДАННЫМ ЗАТМЕННОГО РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ НА МЕЖСПУТНИКОВЫХ ТРАССАХ GPS – FORMOSAT

© 2021 г. С. С. Матюгов<sup>1</sup>, О. И. Яковлев<sup>1, \*</sup>, А. А. Павельев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, Фрязино, Россия

\*oiy117@ire216.msk.su

Поступила в редакцию 24.12.2019 г.

После доработки 25.02.2020 г.

Принята к публикации 05.03.2020 г.

Представлены результаты определений высотного профиля электронной концентрации  $N(h)$  в период дневного солнцестояния 19–30.VI.2015 г. Даны зависимости  $N(h)$ , зарегистрированные при спокойном состоянии и наличии спорадических структур разной интенсивности. Определены гистограммы распределения изменчивой концентрации плазмы для четырех значений высоты нижней ионосферы. Показано, что на высоте 100 км под действием вспышки рентгеновского излучения Солнца происходит увеличение электронной концентрации в 4–5 раз. Рассмотрены проявления разных типов спорадических образований в изменениях амплитуды радиосигналов и выделены три типа вариаций амплитуды, характерных для спорадических структур.

DOI: 10.31857/S0023420621020060

### ВВЕДЕНИЕ

В связи с созданием межспутниковых радиотрасс появилась возможность осуществлять затменное зондирование ионосферы и атмосферы в разных районах Земли. Этот метод использует данные изменений амплитуды и фазы двух когерентных сигналов дециметровых радиоволн при заходе исследовательского спутника–приемника за лимб Земли относительно навигационного спутника GPS – излучателя радиоволн. Вариации амплитуды и фазы сигналов при изменении высоты лучевой линии позволяют определять высотные профили различных характеристик ионосферы и атмосферы. В первых публикациях [1–6] были показаны реальные возможности метода затменного зондирования. Убедительные данные об эффективности затменного метода для исследования ионосферы в средних широтах приведены в статье [7], где дано сравнение высотных профилей электронной концентрации  $N(h)$ , полученных затменным методом и с помощью традиционного вертикального высотного-частотного зондирования. Показано, что в средних широтах отличие  $N(h)$  на высотах  $h = 200–300$  км, полученное этими методами, не превосходит 20%, а в нижней ионосфере, особенно при появлении спорадических  $E_S$  структур на высотах  $h = 120–140$  км, это различие может достигать 40%. Спорадические

$E_S$  образования в средних широтах долго являлись предметом дискуссий и исследований, ныне признано, что они обусловлены в основном ветровыми сдвигами. Это явление подробно исследовано затменным методом в приэкваториальной области и средних широтах в [8–12], где показано, что метод эффективен для детального изучения  $E_S$  образований и ветровых сдвигов в обширных районах Земли.

Особенно трудны исследования сильно изменчивой полярной ионосферы, итоги первого этапа таких исследований приведены в книге [13]. Этот этап базируется на обширном экспериментальном материале, полученном в основном наземными средствами в районах Арктики с широтами меньшими  $70^\circ$ . Регулярные исследования ионосферы на большой территории Арктики при широте большей  $70^\circ$  стали возможны благодаря развитию разных спутниковых методов регистрации параметров плазмы. Радиозатменный метод проявил эффективность при изучении вертикального профиля  $N(h)$  и спорадических образований ночной ионосферы Арктики [14–19]. В этих работах показана возможность анализа ночной ионосферы Арктики в период с 25.X. по 9.XI.2003 г., когда была сильная солнечная активность, обуславливающая резкие изменения нижней ионосферы. Чувствительность затменного метода оказалась

достаточной для определений профиля  $N(h)$  и характеристик  $E_S$  образований при низкой электронной концентрации ночной ионосферы. Сложнее использовать этот метод для изучения изменчивой дневной ионосферы Арктики, т.к. вариации  $N(h)$  на больших высотах могут приводить к кажущимся, трудно контролируемым изменениям профиля  $N(h)$  нижней ионосферы.

Цель этой статьи состоит в совместном анализе изменений амплитуды радиосигналов, вариаций высотного профиля  $N(h)$  нижней ионосферы и гелиогеофизических явлений, существенных для понимания изменчивости дневной полярной ионосферы. Дадим подробный анализ вариаций радиосигналов и ионосферных характеристик в период июня 2015 г., когда было наложение двух явлений – сильной магнитной бури и рентгеновских солнечных вспышек. Приведем результаты затненного зондирования ионосферы, осуществленные в указанное время, когда были периоды и сильной изменчивости и спокойного состояния. В этой статье под ионосферой будем понимать ее нижнюю часть на высотах 90–200 км. Регулярное затненное зондирование полярной ионосферы осуществлялось с помощью межспутниковой радиосистемы GPS – Formosat, имеющей два когерентных частотных канала  $f_1 = 1575$  МГц и  $f_2 = 1207$  МГц. Сигналы частоты  $f_2$  использовались для регистрации изменений амплитуды радиоволн, а по вариациям приведенной разности фаз двух когерентных сигналов определялись высотные профили  $N(h)$ . Затненное зондирование осуществлялось с помощью сигналов 24 навигационных аппаратов GPS и нескольких спутников Formosat, что позволило анализировать большой массив данных о состоянии ионосферы в разных районах при различном времени. Всего в указанный период мы проанализировали изменения амплитуды и фазы в 600 сеансах затненного зондирования ионосферы, при широте большей  $67^\circ$ . В этой статье не приводится описание затненного метода, т.к. в книгах [20–23] дано детальное изложение принципов и особенностей этого способа мониторинга ионосферы и атмосферы Земли.

### 1. ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ НАПРЯЖЕННОСТИ ПОЛЯ ПРИ РАЗНЫХ ТИПАХ СПОРАДИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Изменения амплитуды сигналов  $A(h)$  регистрировались при  $h < 120$  км с частотой 50 Гц. Из-за особенности межспутникового канала связи GPS – Formosat среднее значение  $A$  в сеансах зондирования ионосферы было различным, поэтому уровень  $A_0$  при  $h = 40$ – $60$  км принимался за опорный и осуществлялась нормировка к этому уровню, т.е. полагалось, что в каждом сеансе зондирования при  $h = 40$ – $60$  км  $A/A_0 = 1$ . Изменчивая зави-

симость напряженности поля от высоты перигея лучевой линии  $A(h)$  может быть обусловлена разными факторами: вертикальным градиентом электронной концентрации  $N(h)$ , пространственной неоднородностью среды, турбулентностью и структурой распределения ветров. Анализ графиков  $A(h)$  показал, что они естественно разделяются на три характерные группы, отличающиеся видом зависимости  $A(h)$  и толщиной  $\Delta h$  структуры  $E_S$ . На рис. 1 приведены примеры изменений  $A(h)$  для этих групп. Для типичного верхнего графика 1 характерно беспорядочное изменение напряженности поля, свидетельствующее о сильной неоднородности плазмы при значительных вариациях толщины  $\Delta h \approx 30$ – $20$  км. Они наблюдаются в основном в периоды сильного возмущения ионосферы, по-видимому, структуры первого типа обусловлены высыпанием энергичных частиц из магнитосферы. Второй тип отличается почти регулярной повторяемостью зависимости  $A(h)$ , когда в узком интервале высот  $\Delta h \approx 2$ – $3$  км наблюдаются  $A(h)$ , где видны характерные изменения: максимум – минимум, второй максимум и переход к уровню  $A = 1$ . Такой тип  $A(h)$  характерен для узкой слоистой структуры без сильной неоднородности среды. В [8] показано, что для таких структур справедливо представление о локальной сферической симметрии, когда вторая производная фазы по высоте в точности повторяет зависимость  $A(h)$ . Из экспериментальных данных следует, что в большинстве сеансов регистрации зависимостей второго типа это условие хорошо выполняется. Они регистрируются примерно с одинаковой частотой, как в периоды спокойного состояния ионосферы, так и при ее возмущениях. Такие зависимости  $A(h)$  ранее были изучены затненным методом в средних широтах и экваториальной области. Они соответствуют  $E_S$  структурам обусловленным ветровым сдвигом, когда на близких высотах ветер имеет почти противоположное направление [24, 25]. Для третьего типа зависимости  $A(h)$ , отмеченной на рис. 1 характерно расположение в области известного  $E$  слоя при  $h \approx 110$ – $125$  км. В таких зависимостях всегда наблюдаются частые глубокие замирания и сильные увеличения уровня  $A(h)$ , типичные для интерференции двух выделенных лучевых линий. Толщина таких структур  $h \approx 15$ – $20$  км.

Определение нижней границы  $E_S$  образований по данным изменений  $A(h)$  затруднительно и может давать заниженные, нереальные значения минимальной высоты  $h_{\min}$ . Это связано с тем, что расположение условного центра  $E_S$  облачных, сильно неоднородных спорадических структур может не совпадать с областью перигея лучевой линии радиоволн. В теории затненного радиопросвечивания ионосферы показано, что если центр

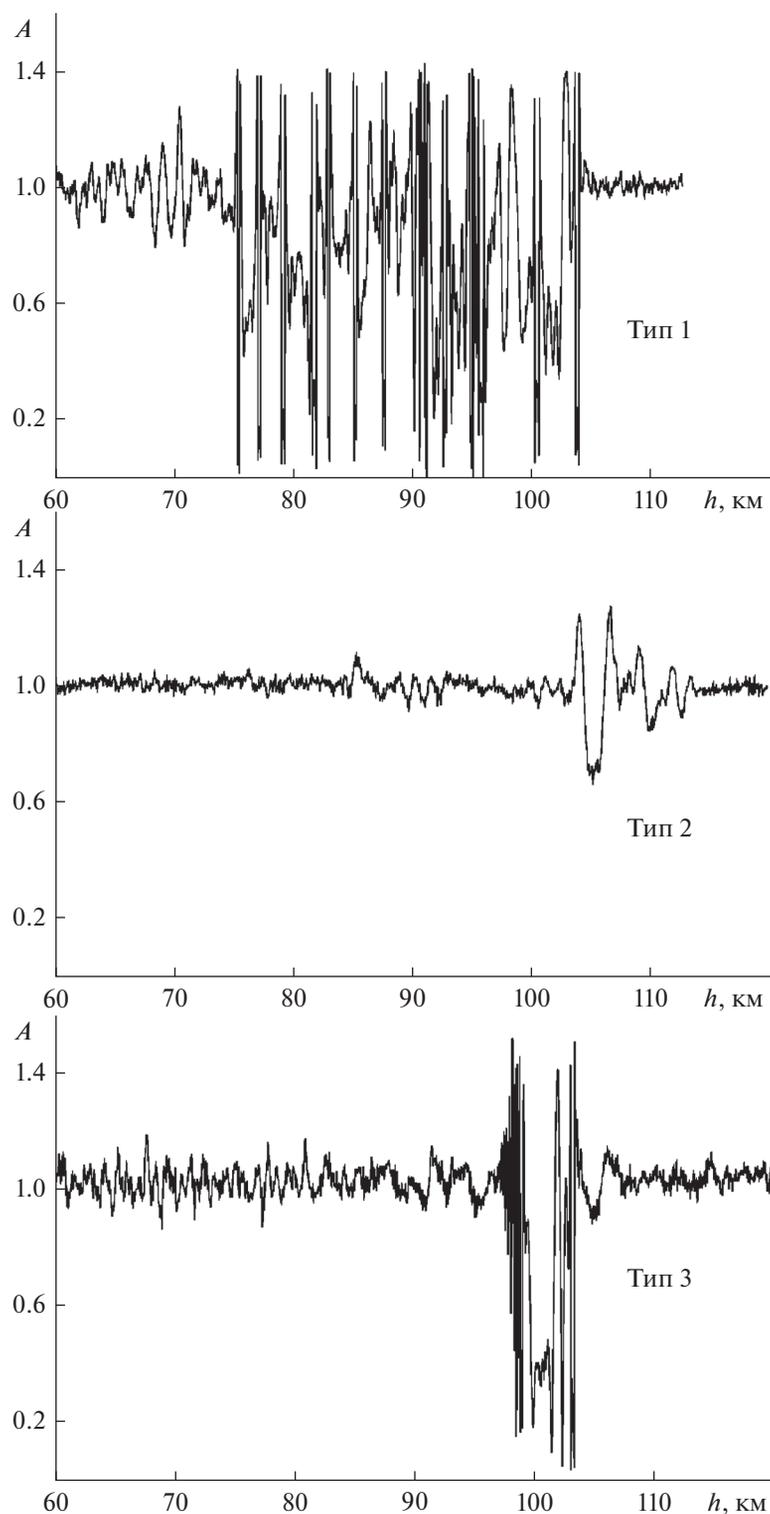


Рис. 1. Типичные изменения амплитуды сигналов, обусловленные тремя типами спорадических образований.

неоднородных облачных  $E_S$  структур плазмы расположен на расстоянии  $\pm L$  от перигея лучевой линии, то кажущаяся высота  $h_{\min}$  будет занижена на  $\Delta h$ , которая определяется приближенным соотношением  $L^2 \approx 2a \Delta h$ , где  $a$  – радиус Земли. Так

если центр  $E_S$  структуры отстоит на лучевой линии радиоволн от точки перигея на  $L = 500$  км, то кажущаяся высота  $h_{\min}$  будет заниженной на 20 км. Необходимо отметить также, что часто регистрируются ситуации, когда одновременно присут-

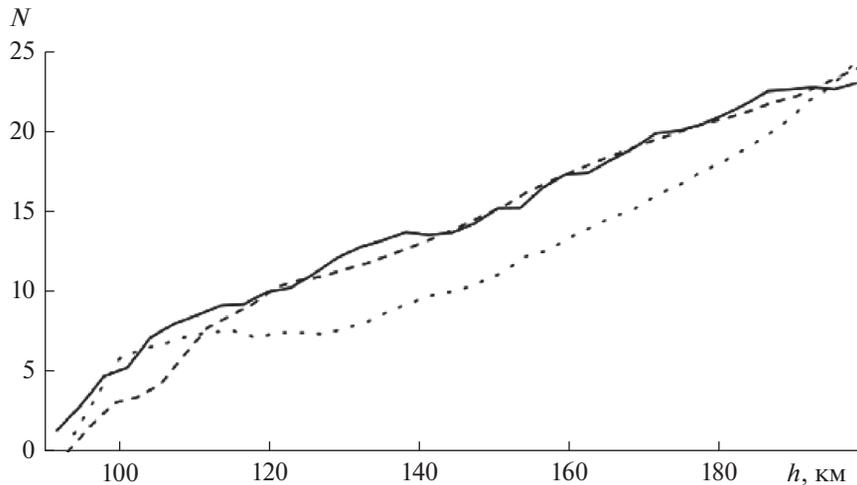


Рис. 2. Примеры зависимостей  $N(h)$  при спокойном состоянии ионосферы и отсутствии проявлений  $E_S$  структур.

ствуют на различных высотах изменения  $A(h)$  разных типов. По нашим данным полярная ионосфера почти всегда содержит  $E_S$  образования разной интенсивности и редко отсутствуют признаки влияния спорадических структур. В средних широтах и экваториальной области по данным [26–28]  $E_S$  структуры проявляются реже и имеют другие признаки.

## 2. ВЫСОТНЫЙ ПРОФИЛЬ ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ

Профиль  $N(h)$  определялся дисперсионным методом, когда изменения приведенной разности фаз двух сигналов позволяют определять зависимость интегральной электронной концентрации на лучевой линии от высоты точки перигея  $J(h)$ . Эта зависимость регистрировалась при  $h > 120$  км с частотой 1 Гц. Далее делалось существенное предположение, что плазма ионосферы Арктики имеет хотя бы приближенную локальную сферическую симметрию и из зависимости  $J(h)$  с помощью преобразования Абеля можно определить профиль  $N(h)$  в районе перигея лучевой линии радиоволн.

Приведем сведения о зависимостях  $N(h)$ , полученных в спокойные сутки 19, 20 и 21.VI.2015 г., когда по данным [sec.noaa.gov](http://sec.noaa.gov); [wdc.kyoto](http://wdc.kyoto) еще не было магнитной бури и вспышек солнечной активности. Электронную концентрацию будем выражать в единицах  $10^4 \text{ см}^{-3}$ . На рис. 2 представлены примеры профилей  $N(h)$  типичные для спокойной ионосферы, когда присутствие по амплитудным данным слабых  $E_S$  структур не проявляется. Здесь данные, полученные 19.VII в 12:33 UT на широте  $68.5^\circ$ , долготе  $78.5^\circ$  (сплошная линия)

и в 20:58 UT на широте  $68.8^\circ$ , долготе  $-41.4^\circ$  (пунктир) и также 20.VI в 04:58 UT на широте  $70.2^\circ$ , долготе  $-8.7$  (показано точками). Видно, что  $N(h)$  в пределах ошибок измерений одинаковы, хотя долгота районов отличается сильно. Рис. 3 демонстрирует зависимости  $N(h)$  при  $E_S$  структурах, дающих заметное увеличение электронной концентрации на высотах 100–120 км. Сплошная линия здесь соответствует измерениям 21.VI в 03:18 UT на широте  $83.6^\circ$ , долготе  $-90^\circ$ , когда зарегистрировано значительное увеличение  $N$  при  $h = 105$ – $115$  км. Зависимости  $N(h)$ , показанные пунктиром и точками, получены 19.VI в 15:25 UT на широте  $79^\circ$ , долготе  $87^\circ$  и в 17:11 UT на широте  $69^\circ$ , долготе  $160^\circ$ . На них также проявляется влияние  $E_S$  структур на высотах 105 и 115 км. Изменчивость профилей  $N(h)$  даже в относительно спокойных сутках может быть велика. Зависимости  $N(h)$ , зарегистрированные в определенном районе через несколько минут, отличаются сильно, поэтому не удастся выявить ясной зависимости  $N(h)$  от угла возвышения Солнца. Статистический анализ электронной концентрации, позволяет найти гистограммы распределений  $N(h)$  для нескольких высот. На рис. 4 представлены гистограммы распределений  $N$ , полученные по данным 124 радиопросвечиваний 19, 20 и 21.VI.2015 г., при спокойном состоянии ионосферы, когда еще не было солнечных рентгеновских вспышек и магнитной бури. Гистограммы найдены для высот 100, 130, 160 и 190 км, указанных у соответствующих распределений. Из гистограмм следует, что при  $h = 100$  км в 50% сеансов зондирования ионосферы  $N = 6 \pm 2$ , а для  $h = 130$  км в 54% радиопросвечиваний получено  $N = 11 \pm 3$ . Для больших высот при  $h = 160$  км электронная концентрация в 51% сеансов может варьироваться в пределах

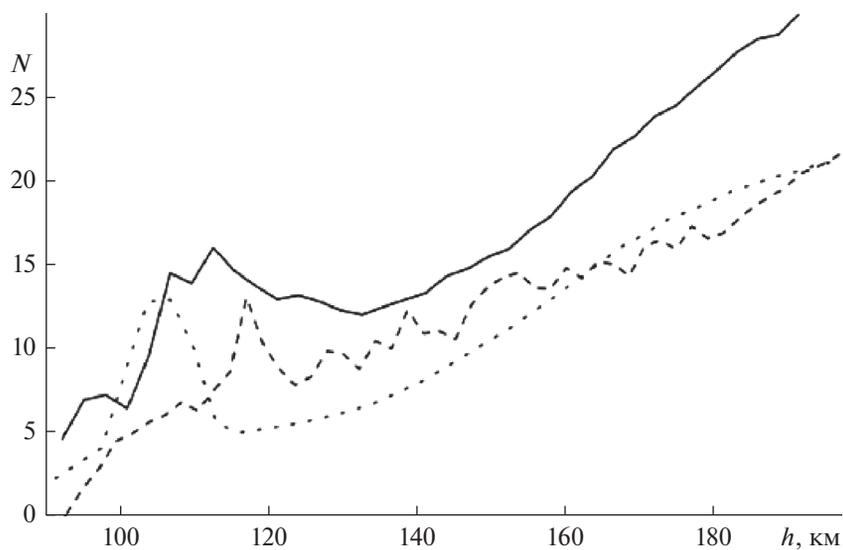


Рис. 3. Высотные профили электронной концентрации при слабом влиянии  $E_S$  образований.

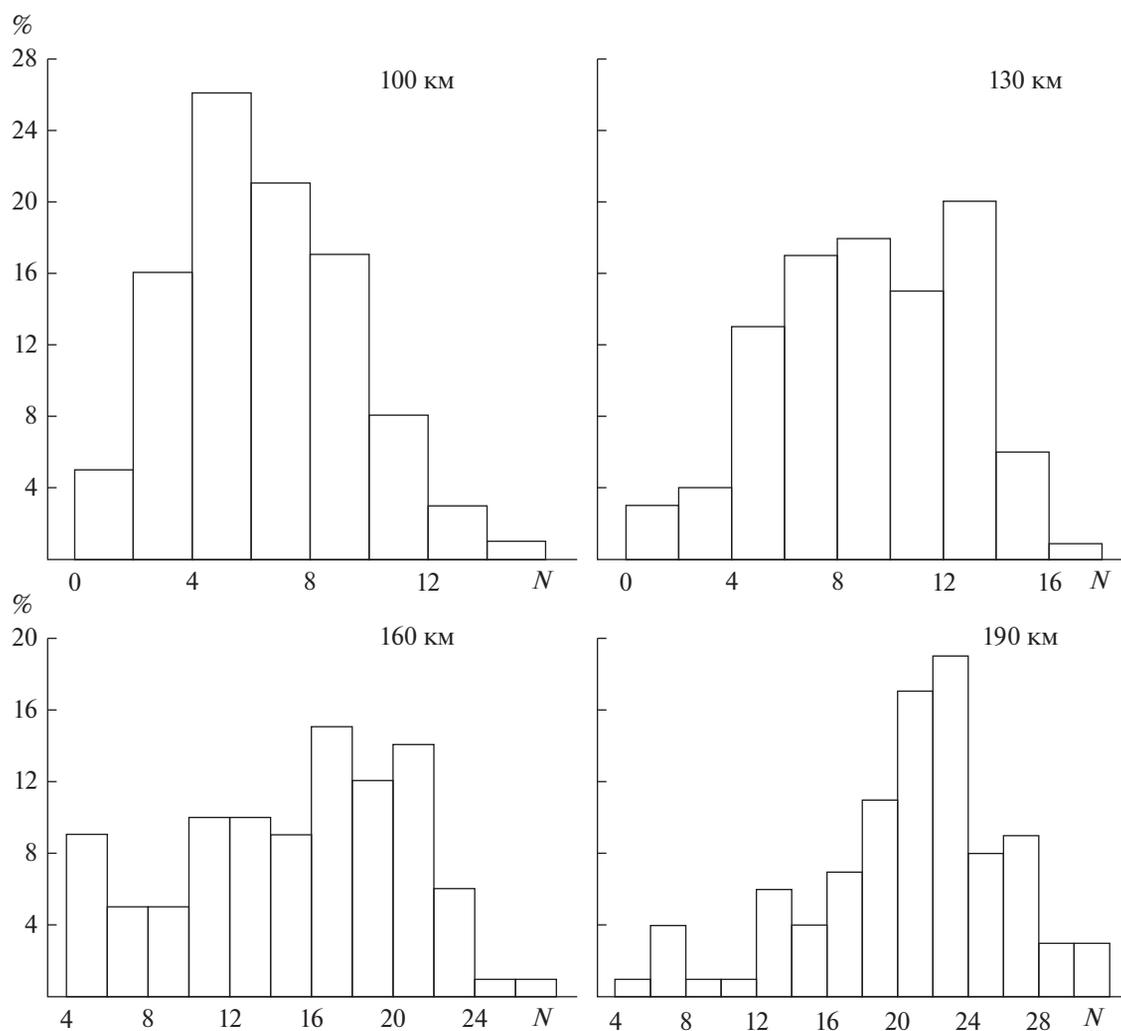


Рис. 4. Гистограммы распределений электронной концентрации для четырех значений высоты.

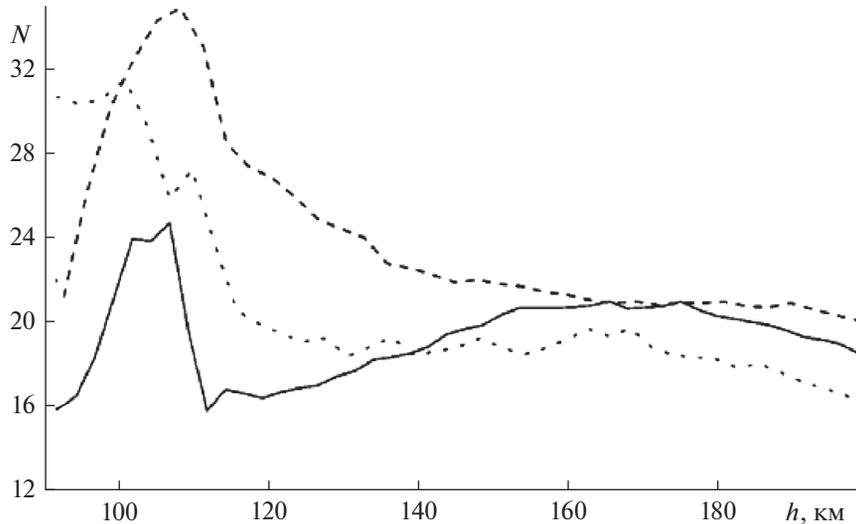


Рис. 5. Примеры зависимостей электронной концентрации от высоты во время солнечной рентгеновской вспышки 22.VI.

$18 \pm 4$ , а для высоты  $h = 190$  км в 57% случаев  $N = 23 \pm 4$ . В 90% сеансов зондирования ионосферы наблюдались следующие пределы вариаций электронной концентрации. При  $h = 100$  км  $N_{\min} = 2-4$ ,  $N_{\max} = 10-12$ , а для  $h = 130$  км  $N_{\min} = 2-4$ ,  $N_{\max} = 14-16$ . В нижней ионосфере, в области обычного расположения  $E$ -слоя, электронная концентрация варьируется примерно в 4 раза. Выше этой области при  $h = 160$  км  $N_{\min} = 6-8$ ,  $N_{\max} = 22-24$  и для  $h = 190$  км  $N_{\min} = 12-14$ ,  $N_{\max} = 26-28$  электронная концентрация изменяется в 2 раза. Отметим сильное различие гистограмм для  $h = 100$  и  $h = 190$  км, обусловленное разными ионизирующими факторами, действующими на этих высотах.

Рассмотрим влияние солнечной рентгеновской вспышки и магнитной бури на ионосферу. До 17:20 UT 22.VI ионосфера была спокойной, а профили  $N(h)$  примерно такими, как представленные на рис. 2 и 3, 22.VI в 17:23 UT зарегистрировано начало мощной рентгеновской солнечной вспышки, которая закончилась в 20:54. В этот период на высотах 95–105 км произошло сильное увеличение электронной концентрации. На рис. 5 представлены примеры зависимостей  $N(h)$ , полученные во время рентгеновской вспышки. Сплошная линия соответствует  $N(h)$  для 19:26 UT, широты  $73^\circ$ , долготы  $-148^\circ$ , пунктир — 20:52 UT, широты  $68^\circ$ , долготы  $121^\circ$ , а точками показана  $N(h)$  для 19:01 UT, широты  $67^\circ$ , долготы  $-169^\circ$ . Видно, что сильное увеличение  $N$  при  $h = 85-105$  км наблюдалось во всей полярной области. На высоте 100 км электронная концентрация достигала 19–31 единиц, а в нескольких случаях при  $h \approx 95$  км

наблюдался срыв связи на трассах спутник-спутник. Если сравнить эти значения  $N$  с наиболее вероятным уровнем электронной концентрации  $N = 6$  для  $h = 100$  км при спокойном состоянии ионосферы, то обнаружим, что влияние рентгеновского излучения привело на этой высоте к увеличению  $N$  в 4–5 раз. Такое увеличение электронной концентрации зарегистрировано в разных районах Арктики. Существенно, что на высотах 160 и 190 км концентрация  $N$  оставалась почти такой же, как и в спокойные сутки.

В период сильного увеличения электронной концентрации ионосферы с 17:22 до 20:54 UT было зарегистрировано несколько очень сильных изменений амплитуды сигналов первого и третьего типов, а также наблюдались сеансы радиопросвечивания с наложением  $A(h)$  этих типов. В 17:22 почти одновременно получено две таких зависимостей  $A(h)$  для разных районов Арктики, что свидетельствует о почти одновременном возбуждении неоднородностей ионосферы. Существенно, что в краткие периоды между сильными увеличениями  $N$  и изменениями  $A$  ионосфера становится спокойной —  $A(h)$  не претерпевает изменений, регистрируется постоянный уровень сигнала на трассе спутник — спутник, а 23, 24 и 25.VI. была главная фаза магнитной бури, когда индекс  $Dst$  и направление межпланетного магнитного поля резко изменялись. Отмечается, что геомагнитный индекс  $K_p$  в эти сутки изменялся сильно и был в пределах 5–8. Вторая рентгеновская вспышка произошла 25.VI. (начало — 08:02, окончание 12:35 UT). Ее начальный этап был зарегистрирован в сеансе радиопросвечивания 08:08 UT сильным увеличением электронной концентрации до 19 и 27 единиц при  $h = 100-105$  км. Далее в 14:16 и

14:17 UT зарегистрированы сильные увеличения  $N$  до 34 единиц при  $h = 100\text{--}105$  км и изменения амплитуды  $A(h)$  на высотах 80–120 км. Примерно такая же ситуация повторилась в 16:07, где четко выражено сильное изменение ионосферы. В течение 23–26.VI. в радиоданных регистрируется беспорядочное чередование и сильных и слабых изменений  $N$  и  $A$ , так что для этих суток выделить преимущественное влияние различных факторов не удастся.

Трудно оценить ошибки определений  $N$  из-за влияния двух неустранимых причин. Первая – обусловлена отличием реальной ионосферы от модели сферически симметричной среды, а вторая – связана с временной изменчивостью  $N(t)$  электронной концентрацией верхней ионосферы во время измерений  $N(h)$  нижней ионосферы. По этим причинам определения  $N(h)$  для спокойной ионосферы при  $h \approx 90$  км можно считать невозможными, а при  $h > 100$  км ошибки  $N$  могут достигать  $\pm 3 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ . Во время сильной рентгеновской вспышки возможно определение зависимости  $N(h)$  даже при  $h \approx 80\text{--}95$  км.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Радиозатменный метод сначала был предложен и реализован для исследований атмосфер и ионосфер Марса и Венеры. Он доказал высокую эффективность с помощью первых российских спутников *Венера-9* и *Венера-10* [29, 30]. Затем последовали пробные радиозатменные эксперименты, осуществленные на подходящих не специализированных земных трассах станция *МИР* – геостационарный спутник, которые дали сведения о чувствительности радиосигналов к влиянию различных характеристик ионосферы и атмосферы Земли [31, 32]. В результате создания в США, Германии и Тайване специализированных малых исследовательских спутников, принимающих сигналы навигационных спутников GPS, была реализована международная радиозатменная система глобального мониторинга ионосферы и атмосферы Земли.

Результаты многолетних исследований ионосферы районов Арктики наземными средствами недостаточны, а вскрытые закономерности все еще являются предметом дискуссий. Полярная ионосфера высоких широт Арктики недоступна регулярному изучению с использованием наземных средств. Радиозатменный метод исследования ионосферы обширной территории Арктики позволяет регулярно получать большой экспериментальный материал о состоянии этой изменчивой среды. Этот метод зондирования полярной ионосферы, находящийся на начальном этапе развития, дает около шестидесяти вертикальных профилей электронной концентрации  $N(h)$  каждые сутки, что способствует выяснению причин-

но-следственных связей ее быстрой и сильной изменчивости под воздействием различных гелиогеофизических факторов. Наши эксперименты показали, что метод чувствителен к высыпанию из магнитосферы частиц с различным энергетическим спектром и воздействию магнитных бурь и рентгеновских солнечных вспышек. В этой статье довольно условно выделено три типа  $E_S$  образований, основанных и на изменениях  $A(h)$  и на особенностях профилей  $N(h)$ . Существенно, что радиозатменный метод позволяет получать зависимости  $N(h)$  и  $A(h)$  в сильно отличающихся условиях дневной и ночной ионосферы.

Работа выполнена в рамках Госзадания № 0030-2019-0008.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Hajj G.A., Romans L.I.* Ionospheric electron density profiles obtained with the GPS: Results from the GPS/MET experiment // *Radio Sci.* 1998. V. 33. № 1. P. 175.
2. *Кучерявенков А.И., Яковлев О.И., Кучерявенкова И.Л., Самознаев Л.Н.* Закономерности ионосферных изменений частоты и амплитуды радиоволн в затменных экспериментах на трассе спутник-спутник // *Радиотехника и электроника.* 1998. Т. 43. № 8. С. 945.
3. *Schreiner W., Sokolovsky S., Rocken C., Hunt D.* Analysis and validation of GPS/MET radio occultation data in the ionosphere // *Radio Sci.* 1999. V. 34. № 4. P. 949.
4. *Hajj G.A., Lee L.C., Pi X. et al.* Cosmic GPS ionospheric sensing and space weather // *Terr. Atmos. and Oceanic Sci.* 2000. V. 11. № 1. P. 235.
5. *Hocke K., Igarashi K., Nakamura M. et al.* Global sounding of sporadic E layers by the GPS–MET radio occultation experiment // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2001. V. 63. № 18. P. 1973.
6. *Yakovlev O.I., Matyugov S.S., Anufriev V.A.* Scintillations centimeter waves and atmospheric irregularities from radio occultation data // *Radio Sci.* 2003. V. 38. № 2. <https://doi.org/10.1029/2000RS002546>
7. *Yakowski N., Leitinger R., Angling M.* Radio occultation techniques for probing the ionosphere // *Annals of Geophysics.* 2004. V. 47. № 2/3. P. 1049.
8. *Павельев А.Г., Матюгов С.С., Яковлев О.И.* Спутниковый глобальный мониторинг атмосферы и ионосферы // *Радиотехника и электроника.* 2008. Т. 53. № 9. С. 1081.
9. *Яковлев О.И., Ануфриев В.А., Викерт И., Матюгов С.С.* Возможности радиозатменного мониторинга нижней ионосферы на трассах спутник-спутник // *Радиотехника и электроника.* 2008. Т. 53. № 2. С. 169.
10. *Yakovlev O.I., Wickert J., Pavelyev A.G. et al.* Sporadic structures in equatorial ionosphere as revealed from GPS occultation data // *Acta Astronautica.* 2008. V. 63. № 11–12. P. 1350.
11. *Матюгов С.С., Яковлев О.И., Ануфриев В.А.* Спорадические структуры экваториальной ионосферы

- по данным радиопросвечивания на трассах спутник-спутник // Изв. вузов. Радиофизика. 2008. Т. 51. № 3. С. 181.
12. Матюгов С.С., Яковлев О.И., Павельев А.Г. и др. Спорадические образования экваториальной ионосферы по результатам затменного радиопросвечивания на трассах спутники GPS – Formosat // Изв. вузов. Радиофизика. 2015. Т. 58. № 4. С. 255.
  13. Deer C.S., Holtet J.A. ed. Polar upper atmosphere. Reidel company. Dordrecht. 1981.
  14. Pavelyev A., Igarashi K., Reigber C. et al. First application of the radioholographic method to wave observations in the upper atmosphere // Radio Sci. 2002. V. 37. № 3. <https://doi.org/10.1029/2000RS002501>
  15. Викерт И., Яковлев О.И., Павельев А.Г. и др. Ионосферные флуктуации дециметровых радиоволн на трассах спутник-спутник // Радиотехника и электроника. 2004. Т. 49. № 10. С. 1184.
  16. Яковлев О.И., Викерт И., Матюгов С.С., Ануфриев В.А. Флуктуации радиоволн в полярной ионосфере на трассах спутник-спутник при высокой солнечной активности // Изв. вузов. Радиофизика. 2006. Т. 49. № 3. С. 185.
  17. Яковлев О.И., Матюгов С.С., Ануфриев В.А. Нижняя полярная ионосфера во время солнечной вспышки по данным радиопросвечивания на трассах спутник-спутник // Изв. вузов. Радиофизика. 2009. Т. 52. № 3. С. 181.
  18. Яковлев О.И., Матюгов С.С., Ануфриев В.А. Спорадические структуры и мелкомасштабная неоднородность ночной полярной ионосферы в период сильной солнечной активности по данным радиопросвечивания // Космич. исслед. 2009. Т. 47. № 4. С. 291.
  19. Yakovlev O.I., Wickert J. Pavelyev A.G. et al. Results of radio occultation measurement of polar ionosphere at satellite paths during strong flare solar activity // Acta Astronautica. 2010. V. 67. № 3–4. P. 315.
  20. Foelsche U., Kirchengast G., Steiner A. Atmosphere and Climate studies by occultation methods / Eds. Springer. Berlin. 2006.
  21. Steiner A., Pirscher B., Foelsche U., Kirchengast G., New horizons in occultation research / Eds. Springer. Berlin. 2009.
  22. Liou Y.A., Pavelyev A.G., Matyugov S.S. et al. Radio occultation method for remote sensing of the atmosphere and ionosphere. IntechOpen. 2010. <https://doi.org/10.5772/46148>
  23. Яковлев О.И., Павельев А.Г., Матюгов С.С. Спутниковый мониторинг Земли. Радиозатменный мониторинг атмосферы и ионосферы. М.: Либроком, 2010.
  24. Whitehead J.D. The formation of the sporadic E layer in the temperature zones // J. Atmos Terr. Phys. 1961. V. 20. P. 49–58. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(61\)90097-6](https://doi.org/10.1016/0021-9169(61)90097-6)
  25. Carrasco A.J., Batista I.S., Abdu M.A. Simulation of the sporadic E layer response to prereversal associated evening vertical electric field // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. A06324. <https://doi.org/10.1029/2006JA012143>
  26. Zeng Z., Sokolovskiy S. Effect of sporadic E cloud on GPS radio occultation signal // Geophys. Res. Lett. 2010. V.37. L. 18817. <https://doi.org/10.1029/2010GL044561>
  27. Arras C., Wickert J. Estimation of ionospheric sporadic E intensities from GPS radio occultation measurements // J. Atmos. Sol. Terr. Phys. 2018. V. 171. P. 60.
  28. Wen-Hao Yeh, Cheng-Yung Huang, Tung-Yuan Hsiao et al. Amplitude morphology of GPS radio occultation data for sporadic E layers // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. A11304. <https://doi.org/10.1029/2012JA017875>
  29. Kolosov M.A., Yakovlev O.I., Efimov A.I. et al. Radio occultation of the venusian atmosphere and bistatic radio-location of the surface of Venus using the Venera-9 and Venera-10 satellites // Radio Sci. 1979. V. 14. № 1. P. 163.
  30. Колосов М.А., Яковлев О.И., Трусов Б.П. и др. О радиопросвечивании атмосферы Венеры с помощью спутников Венера-9 и Венера-10 // Радиотехника и электроника. 1976. Т. 21. № 8. С. 1585.
  31. Яковлев О.И., Гришмановский В.А., Елисеев С.Д. и др. Радиопросвечивание атмосферы Земли с помощью двух спутников // Доклады академии наук СССР. 1990. Т. 315. № 1. С. 101.
  32. Елисеев С.Д., Яковлев О.И. Радиопросвечивание атмосферы Земли в диапазоне миллиметровых радиоволн // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 1989. Т. 32. № 1. С. 3.