

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОМАГНЕТИЗМ
И
АЭРОНОМИЯ

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

1998

МОСКВА

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЛИЯНИЯ СИЛЬНЫХ ГРОЗ НА ПАРАМЕТРЫ СРЕДНЕШИРОТНОЙ D-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ

По измерениям методом частичных отражений на средней широте вблизи г. Харькова изучено влияние сильных гроз на параметры D-области ионосферы. Показано, что в ряде случаев во время грозы электронная концентрация N в нижней части D-области повышается до значения $N \leq 10^3 \text{ см}^{-3}$. Исследуются возможные изменения частоты соударений ν электронов с молекулами.

Введение

В последние годы существенно возрос интерес к изучению влияния сильных гроз в атмосфере на вышерасположенные области атмосферы и ионосферы, что важно для решения как научных проблем, так и целого ряда прикладных задач. Особый интерес представляет возможное проявление грозовой активности в D-области ионосферы, наиболее близкой к источнику и наименее изученной. В работе [1] были начаты исследования с помощью метода частичных отражений (ЧО) возможного влияния сильных гроз на D-область ионосферы. В настоящей работе эти исследования продолжены с использованием накопленного банка данных.

Экспериментальная техника и методика исследований

Измерения ЧО сигналов и радиошумов выполнены в средних широтах вблизи Харькова весной и летом 1978–1994 гг. с помощью установки частичных отражений стационарного радиофизического ионосферного комплекса [2]. Основные параметры установки: зондирующие частоты $f = 1.6\text{--}4$ МГц, длительность зондирующих импульсов $\tau_{\text{и}} = 25$ мкс с частотой повторения $F = 1\text{--}10$ Гц, эффективная излучаемая мощность $PG = 10$ МВт. Во время эксперимента через ЭВМ СМ-1420 на перфоленту или магнитную ленту регистрировались высотно-временные зависимости амплитуд смеси ЧО сигнала и радиошума $A_{\text{о,и}}^{c+w}(z, t)$ (z – высота над поверхностью Земли; t – время; индексы "о" и "и" соответствуют обыкновенной и необыкновенной поляризациям) с 14 высотных уровней, начиная с 45 или 60 км через 3 км. Для выделения амплитуд ЧО сигналов $A_{\text{о,и}}^c$ записывались также амплитуды только радиошума $A_{\text{о,и}}^w$ (две – шесть выборок), в моменты времени, предшествующие излучению зондирующего импульса. Измерения выполнялись сеансами по 10–20 мин в течение дня через каждые 40–90 мин или непрерывно длительностью 1–10 ч до, в период и после гроз. Общее число циклов наблюдений составляет 26. Сравнение проводилось с данными, полученными на той же аппаратуре в сходных гелиогеомагнитных условиях без проявления грозовой активности в регионе наблюдений (в контрольные дни). Высотные профили концентрации электронов $N(z)$ вычислялись по известной методике дифференциального поглощения [3] с учетом [4]; частота соударений электронов с нейтралами $\nu(z)$ – по одновременным измерениям дифференциального поглощения и коэффициентов корреляции амплитуд ЧО сигналов (совместно с N) [5] или по методике [3] (на высотах $z \leq 70$ км, где дифференциальное поглощение мало и выполняется условие $a(z) = \overline{(A_{\text{и}}^c)^2} / \overline{(A_{\text{о}}^c)^2} = R_1(z, \nu)$; здесь черта сверху означает усреднение за время измерений ≈ 10 мин, а $R_1(z, \nu)$ – отношение коэффициентов отражения для маггиононных компонент). Возможные механизмы, ответственные за частичные отражения радиоволн, исследовались по методике, развитой в [6].

Экспериментальные результаты

В работе [1] отмечено, что иногда во время гроз наблюдаются интенсивные (отношения сигнал/шум $\sim 3\text{--}10$) ЧО сигналы с $z \leq 70$ км. Анализ банка данных о $A_{\text{о,и}}^{c+w}(z, t)$ и $A_{\text{о,и}}^w(t)$,

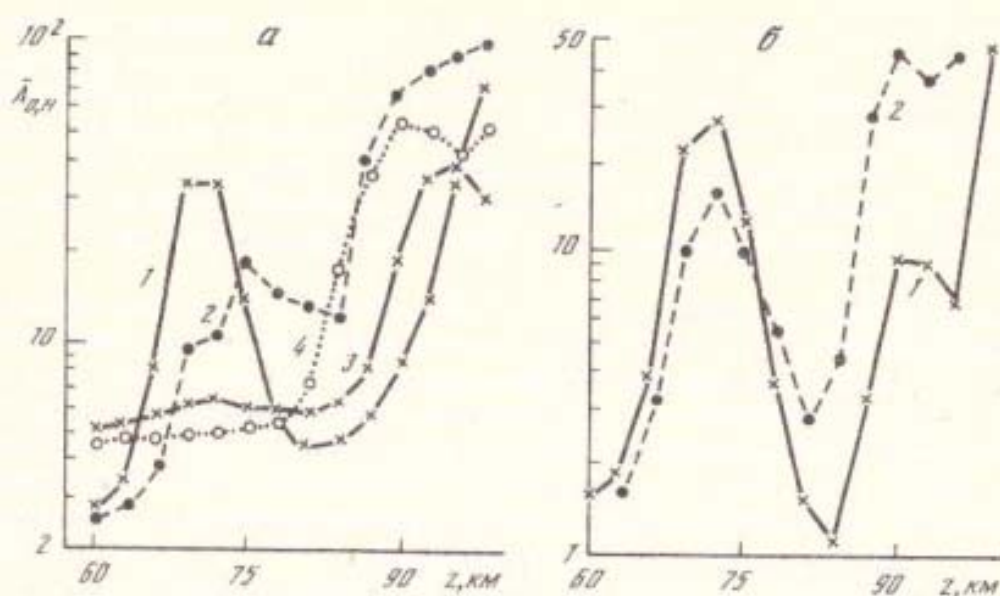


Рис. 1. Примеры зависимостей $\overline{A_0^c(z)}$ и $\overline{A_1^c(z)}$ (в отн. ед.), полученных во время гроз: кривые: 1 - $\overline{A_0^c(z)}$, 2 - $\overline{A_1^c(z)}$; а - 27.03.1987 г. (кривые 3 и 4 получены до грозы); б - 03.06.1987 г.

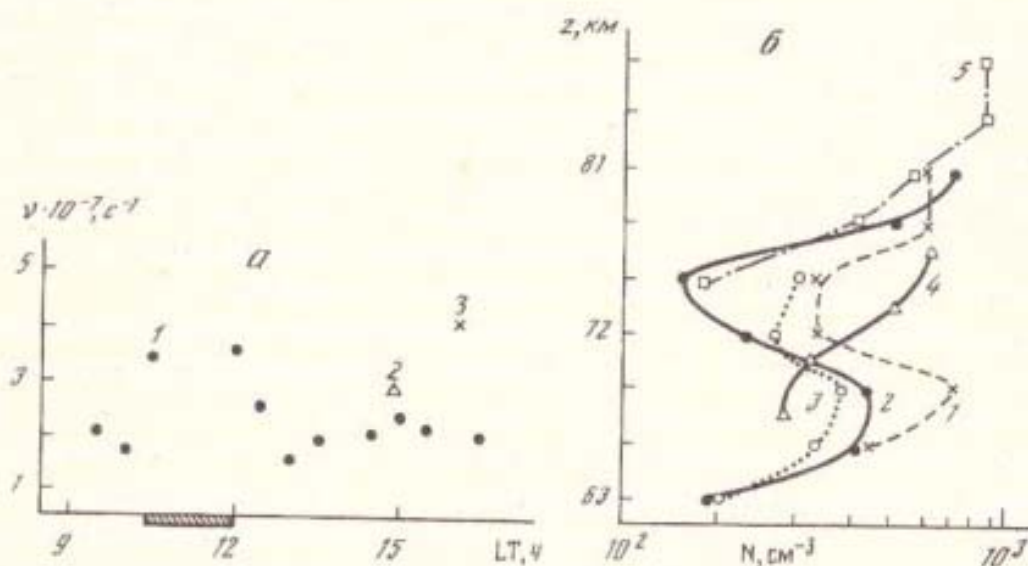


Рис. 2. Вариации частоты столкновений электронов с молекулами (а) и концентрации электронов (б) в нижней части D-области ионосферы во время гроз: а - 06.08.1986 г., $z = 63$ км: 1 - 06.08.1986 г., $f = 2.31$ МГц; 2 - 22.08.1986 г., $f = 2.2$ МГц; 3 - 03.06.1987 г., $f = 2.2$ МГц; б - кривые получены: 1 - 22.08.1986 г., $\chi = 48^\circ$; 2 - 03.08.1988 г., $\chi = 35^\circ$; 3 - 01.06.1988 г., $\chi = 28^\circ$; 4 - 06.08.1986 г., $\chi = 41^\circ$; 5 - 08.06.1988 г., $\chi = 30^\circ$

полученных нами во время 26 гроз, показал, что такие события имели место примерно в 40% случаев, длительность их составляла, как правило, десятки минут (до -90 мин). На рис. 1 приведены примеры зависимостей $\overline{A_{0,1}^c(z)}$, полученных во время гроз (кривые 1, 2 соответственно); а - 27.03.1987 г., 12.05-12.15 LT, $f = 2.31$ МГц (кривые 3 и 4 получены в 11.03 LT до грозы); б - 03.06.1987 г., 16.11-16.21 LT, $f = 2.31$ МГц (отношение сигнал/шум выше 10). В одном случае (06.08.1986 г.) отчетливые ЧО сигналы с высот $z \leq 63-84$ км регистрировались нами в течение дня как до, во время, так и после грозы. Для всех таких событий по методике [3, 4] выполнен расчет профилей концентрации электронов $N(z)$ и установлено, что на этих высотах N изменяется до значений $N \leq (6-8) \cdot 10^2 \text{ см}^{-3}$. На рис. 2а приведен пример профилей

$N(z)$ для нижней части D -области ионосферы, полученных во время нескольких сильных гроз (кривые 1–4; кривая 5 получена в контрольный день), когда на $z \leq 75$ км регистрировались интенсивные ЧО сигналы. Отметим основные особенности их: как правило, на высотах $z \approx 55$ – 68 км отмечается слой с повышенными относительно невозмущенных условий значениями $N \approx 8 \cdot 10^2 \text{ см}^{-3}$ (в невозмущенных условиях на этих высотах обычно $N < 10^2 \text{ см}^{-3}$), на $z \approx 68$ – 75 км – впадина в профиле $N(z)$; на $z > 75$ км поведение профилей во время грозы, как уже отмечалось в [1], не отличается заметным образом от невозмущенных условий (в контрольные дни).

Важным как в чисто научном плане, так и для решения практических задач является изучение вариаций частоты $\nu(z)$ электронов с молекулами в D -области. Эта научная проблема далека еще от решения как для условий невозмущенной D -области, так и при наличии различных возмущений естественного и искусственного происхождения. В литературе широко дискутируется вопрос о возможных изменениях $\nu(z)$ в нижней части D -области, обусловленных сильными грозами в атмосфере (см., например, [7, 8]). Мы попытались экспериментально изучить возможные изменения ν в нижней части D -области ионосферы во время сильной грозы. С этой целью 06.08.1986 г. методом ЧО проведены измерения $A_{o,n}^{c+u}(z, t)$ и $A_{o,n}^u(t)$ циклами по 10 мин через каждые 30 мин с 9.30 до 16.30 московского времени. Вблизи пункта наблюдений (удаления r – единиц километров) гроза продолжалась примерно с 10.30 до 12.10; на удалениях r не менее нескольких километров очаги гроз отмечались в течение всего дня. Характерным для этого эксперимента оказалось, как отмечено ранее, то, что почти во всех случаях (кроме регистраций, выполненных в 11.00 и 11.30, когда уровень радиопомех был высоким) зарегистрированы отчетливые ЧО сигналы с высот $z = 63$ – 84 км. Отношение сигнал/шум, как правило, превышало 2–10. (Заметим, что в невозмущенных условиях подобные ЧО сигналы регистрируются на нашей аппаратуре примерно в 2–3% случаев.) Это позволило получить значения ν в нижней части D -области ионосферы по известной методике [3] с использованием соотношения $a(r) = R_1(\nu)$. Погрешность вычислений ν составляла менее 50%. На рис. 26 приведены результаты расчетов ν для $z = 63$ км (точки). Заштрихованной областью отмечено время грозы. Крестиком и треугольником на рисунке отмечены значения ν , полученные во время других гроз. Из рисунка видно, что во время грозы значения ν на $z = 63$ км увеличились примерно в 1,6–1,8 раза. Различие значений ν во время разных гроз, по-видимому, вызвано как различием гроз, так и условий в ионосфере и атмосфере в эти периоды.

Для исследования природы ЧО сигналов во время гроз использована методика [6] выделения рассеянной $E_{o,n}^p$ и отраженной $E_{o,n}^k$ (когерентной) составляющей отраженных сигналов. Согласно этой методике, при рассеянии отношение $\rho_{o,n} = (A_{o,n}^c)^2 / (A_{o,n}^k)^2 = 4/\pi \approx 1,27$. При наличии одновременно процессов рассеяния и отражения $1 < \rho_{o,n} < 1,27$; в случае значительного преобладания энергии отраженной составляющей $\rho_{o,n} \rightarrow 1$. Нами анализировалось поведение $\beta^2(z, t) = |E_{o,n}^k|^2 / |E_{o,n}^p|^2$ и $\rho_{o,n}(z, t)$ для случаев, когда во время грозы регистрировались ЧО сигналы с высот $z < 75$ км. Анализ экспериментальных данных позволил установить, что во всех рассмотренных случаях имело место значительное преобладание величины $E_{o,n}^p$ над $E_{o,n}^k$. Заметных отличий в соотношении между $E_{o,n}^p$ и $E_{o,n}^k$ во время грозы по сравнению с до- и послегрозовыми периодами нами не установлено. Этот результат показывает, что в период грозы в нижней части D -области ионосферы заметных изменений в размерах рассеивающих неоднородностей (резкого увеличения или уменьшения их) не происходило.

Обсуждение результатов

Приведенные выше результаты экспериментальных исследований позволяют сделать несколько замечаний. В частности, тот факт, что во время ряда гроз установлено повышение ионизации в нижней части D -области ионосферы ($z < 75$ км) в несколько раз, вероятно, подтверждает утверждение ряда исследователей (см., например, [1, 9–11]) о том, что во время гроз возможно выпадение высокоэнергичных частиц (электронов) из магнитосферы, в результате чего происходит дополнительная ионизация нейтральных молекул и повышение концентрации электронов в указанном диапазоне высот. Здесь следует заметить, что расчет

$N(z)$ -профилей проводился с учетом изменений $v(z)$ во время грозы (для $z = 63$ км брались экспериментальные значения v , а для $z > 63$ км проводилась экспоненциальная аппроксимация, что вполне оправдано для D -области ионосферы). Тем не менее нам это кажется не совсем корректным. Более корректно было бы учесть изменения электрического поля в нижней ионосфере.

С другой стороны, обнаружено увеличение примерно в 1,7–1,8 раза частот соударений электронов v с молекулами в нижней части D -области во время грозы. Такое изменение v не удастся объяснить с помощью гипотезы о влиянии высыпаний высокоэнергичных частиц. Нам кажется, что для объяснения этого факта необходимо использовать механизм взаимодействия приземной атмосферы с ионосферой с учетом вертикального тока проводимости (этот механизм предложен авторами [12] для объяснения литосферно-ионосферного взаимодействия). Согласно [12], полное сопротивление промежутка Земля–ионосфера

$$R = \int_0^z \rho(z') dz',$$

его величина определяется, в основном, нижними слоями атмосферы до высоты

$z \leq 5$ км, а удельное сопротивление ρ контролируется уровнем радиоактивного фона Земли. При грозах в регионе происходит увеличение электромагнитного фона вблизи поверхности Земли, которое приводит к пропорциональному увеличению проводимости приземной атмосферы $\sigma = 1/\rho$ и разрядного тока J ; наблюдаются вариации электрического поля, часто существенные. В результате можно ожидать заметные изменения напряженности электрического поля и в нижней ионосфере [12]. Эти предположения подтверждают результаты ракетных и балонных измерений над очагами гроз [13, 14]. Поэтому, согласно [12], можно предположить, что вариации электрического потенциала ионосферы обусловленные грозой, являются тем фактором, который может привести к наблюдаемому изменению параметров D -области ионосферы.

Выводы

Экспериментально установлено, что во время гроз в нижней части D -области ионосферы ($z < 70$ км) возможно повышение по сравнению с невозмущенными условиями фоновой ионизации в несколько раз до значений $N \sim (5-8) \cdot 10^2 \text{ см}^{-3}$. Такие события имели место примерно в 40% случаев. Показано, что частота соударений электронов с молекулами v на высоте $z = 63$ км во время грозы увеличивалась в 1,7–1,8 раза. Возможными причинами такого поведения N и v могут быть высыпания заряженных частиц из магнитосферы или вариации электрического потенциала ионосферы вследствие изменений проводимости приземной атмосферы, обусловленных сильными грозами.

Работа выполнена при поддержке Украинского научно-технического центра. Проект № 471.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гокон А.М., Гритчин А.И. О возможном влиянии сильных гроз на параметры D -области ионосферы и характеристики зондирующих КВ-радиоволн // Геомагнетизм и аэронавигация. 1992. Т. 32. № 4. С. 178.
2. Гритчин А.И., Дорохов В.Л., Кошцевая Л.Г. и др. Стационарный комплекс аппаратуры для исследования нижней ионосферы методом частичных отражений // Вестн. Харьк. ун-та. Радиофизика и электроника. 1988. № 318. С. 21.
3. Belrose J.S., Burke M.J. Study of the lower ionosphere using partial reflection. 1. Experimental technique and method of analysis // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. N 13. P. 2799.
4. Гокон А.М., Пивень Л.А., Федоренко Ю.П. К определению электронной концентрации D -области ионосферы по амплитудным измерениям частично отраженных сигналов // Радиотехника. Харьков, 1990. Вып. 93. С. 108.
5. Бенедиктов Е.А., Гришкевич Л.В., Иванов В.А. Одновременные измерения электронной концентрации и частоты соударений электронов в D -области ионосферы методом частичных отражений // Изв. вузов. Радиофизика. 1972. Т. 15. № 5. С. 695.
6. Мисюра В.А., Пивень Л.А., Федоренко Ю.П. О природе частично отраженных сигналов // Ускорение частиц и плазменные эффекты в космосе. Киев: Наукова думка, 1976. С. 14.

7. Inan U.S. VLF-heating of the lower ionosphere // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. N 6. P. 729.
8. Inan U.S., Bell T.F., Rodriguez I.V. Heating and ionization of the ionosphere by lightning // *Geophys. Res. Lett.* 1991. V. 18. N 4. P. 705.
9. Goldberg R.A., Barcus J.R., Hale L.C., Curtis S.A. Direct observation of magnetospheric electron precipitation stimulated by lightning // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1986. V. 48. N 3. P. 293.
10. Voss H.D., Imhoff W.L., Walt M.E. et al. Lightning-induced electron precipitation // *Nature*. 1984. V. 312. N 5996. P. 740.
11. Inan U.S., Carpenter D.L. Lightning-induced electron precipitation events observed at $L = 2.4$ as phase and amplitude perturbations on subionospheric VLF signals // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. N 10. P. 3293.
12. Мартыненко С.И., Фукс И.М., Шубова Р.С. Отклик нижней ионосферы на изменение проводимости приземной атмосферы // *Геомagnetизм и аэрономия*. 1994. Т. 34. № 2. С. 121.
13. Kelley M.C., Siefring C.L., Pfaff R. et al. Electrical measurements in the atmosphere and the lower ionosphere over an active thunderstorm. 1. Campaign Overview and Individual Results // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. N 10. P. 9815.
14. Kelley M.C., Ding J.C., Holzworth R.H. Intense ionospheric electric and magnetic field pulses generated by lightning // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. N 12. P. 2221.

Харьковский госуниверситет

Поступила в редакцию
08.08.96