

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

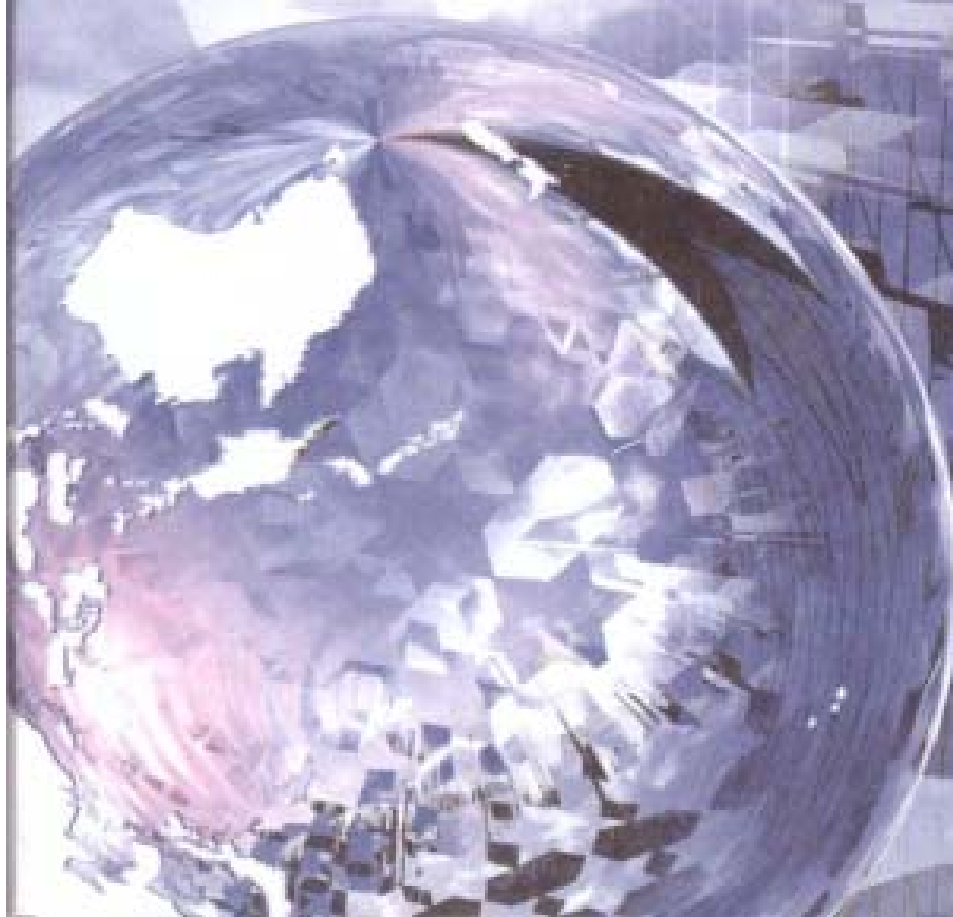
ХАРКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ
ЕКОНОМІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ



Гоков О. М.

**ДОСЛІДЖЕННЯ
ОСОБЛИВОСТЕЙ НЕЗБУРЕНОЇ
СЕРЕДНЬОШИРОТНОЇ
D-ОБЛАСТІ ІОНОСФЕРИ**

Монографія



Гоков О. М.

**ДОСЛІДЖЕННЯ ОСОБЛИВОСТЕЙ НЕЗБУРЕНОЇ
СЕРЕДНЬОШИРОТНОЇ D-ОБЛАСТІ ІОНОСФЕРИ**

Монографія

Харків. Вид. ХНЕУ, 2013

УДК 533.9
ББК 22.338
Г59

Рецензенти: докт. техн. наук, професор Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна *Пойда В. П.*; канд. фіз.-мат. наук, ст. наук. співробітник, зав. лабораторії кафедри космічної радіофізики Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна *Поднос В. А.*; канд. фіз.-мат. наук, ст. наук. співробітник Інституту сцинтиляційних матеріалів НАН України *Катрунов К. О.*

Рекомендовано до видання рішенням вченої ради Харківського національного економічного університету.

Протокол № 4 від 17.12. 2012 р.

Гоков О. М.

Г59 Дослідження особливостей незбуреної середньоширотної D-області іоносфери : монографія / О. М. Гоков. – Х. : Вид. ХНЕУ, 2013. – 156 с. (Укр. мов.)

Наведено аналіз досліджень впливу основних джерел природного походження на іоносферну плазму у середньоширотній D-області іоносфери. Розглядаються результати багаторічних систематичних експериментальних досліджень висотно-часових варіацій основних параметрів іоносферної плазми у незбурених умовах, їх моделювання та відповідні моделі, отримані на основі регулярних спостережень за допомогою радіофізичного методу дистанційного радіозондування іоносфери – методу часткових відбиттів. Наведено розвиток методик отримання цих параметрів.

Рекомендовано для наукових працівників, аспірантів і студентів, які вивчають приземну низькотемпературну іоносферну плазму та її вплив на поширення радіохвиль різних діапазонів.

ISBN 978-966-676-630-5

**УДК 533.9
ББК 22.338**

© Гоков О. М., 2013

Вступ

Дослідження процесів в атмосферній електричній макросистемі та її відгуку на різні процеси природного походження, що впливають на неї, є одним з актуальних напрямів розвитку геофізики. Це обумовлюється як суттєвим впливом цих процесів на роботу систем радіозв'язку, радіолокації, радіонавігації, радіометеорології, аерокосмічних систем і електричних мереж енергопостачання, так і виявленими в останні роки їх зв'язками з великомасштабними та глобальними погодними й кліматичними змінами.

Важливість і актуальність цих досліджень підтверджується створенням глобальних систем моніторингу «космічної погоди», куди входять спостереження за змінами умов на Сонці, у сонячному вітрі, магнітосфері, іоносфері та атмосфері Землі, а також за процесами на її поверхні і в літосфері.

Іоносферні збурення є невід'ємною частиною процесів у навколоземному просторі. Значне ускладнення проблеми полягає в тому, що іоносферні збурення розвиваються як невід'ємна ланка природних збурень, що охоплюють магнітосферу й усі шари атмосфери. Дослідження відгуку на різні процеси природного походження є важливим елементом розробки принципів та методик прогнозування іоносферних збурень і тому виступає актуальним завданням.

Добре відомо, що нижня іоносфера та відповідна їй за висотами розташування область D іоносфери відіграє важливу роль у взаємодії шарів атмосфери і значно впливає на поширення радіохвиль. Поведінка її в природних умовах залежить від варіацій іонізувальних джерел й цілого ряду метеорологічних параметрів, які включають у себе температуру, склад нейтрального газу і динамічні процеси. Найбільш складним і мало вивченим є питання про вплив динамічних процесів. Спектр динамічних процесів на висоті нижньої іоносфери дуже широкий. Обумовлено це великою кількістю та різноманіттям різних природних чинників, що впливають на динамічний режим цієї частини іоносферної плазми.

У даний час відносно зрозумілі лише деякі аспекти динамічного контролю нижньої іоносфери.

Традиційно вважалося, що стан нижньої іоносфери контролюється головним чином процесами на Сонці. Експериментальні дослідження, виконані в останні роки, показали, що стан D-області часто істотно конт-

ролюється потужними природними джерелами збурень у тропосфері (грози, циклони та антициклони, великі пожежі, потужні атмосферні фронти і т. д.), у світовому океані (тайфуни, цунамі та ін.) і в літосфері (виверження вулканів, землетруси), які, до того ж, часто мають місце на тлі сонячних і геомагнітних варіацій, включаючи сонячні спалахи та геомагнітні бурі. Є підстави стверджувати, що поряд з природними джерелами, антропогенні збурювання в ряді випадків також помітно впливають на динаміку нижньої іоносфери. Врахування цих чинників істотно ускладнює моделювання в D-області іоносфери. Тому в цей час до числа актуальних завдань іоносферних досліджень і геофізики належить дослідження впливу та створення емпіричної моделі просторово-часового відгуку нижньої іоносфери на потужні природні джерела збурень.

Слід відзначити, що варіації параметрів D-області залежать також від регіональних особливостей: рельєфу і типу місцевості, наявності мегаполісів та великих промислових об'єктів, погодних і кліматичних особливостей, наявності різних джерел збурень природного і техногенного характеру. Наявність багатьох особливостей, що формують іоносферу в окремих регіонах, свідчить про необхідність дослідження, в першу чергу, відгуку й розробки моделей регіональної нижньої іоносфери, які потім можуть входити в глобальні як невід'ємна частина.

Вирішення багатьох наукових і практичних завдань потребує знання відомостей про варіації основних іоносферних параметрів, насамперед, електронної концентрації N і частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами ν на цих висотах. Висотні профілі $N(z)$ і $\nu(z)$ (z – висота над поверхнею Землі) схильні до різного роду змін, частина яких носить систематичний характер (сезонні і добові варіації), а інша – характер випадкових змін, обумовлених метеорологічними факторами і впливом джерел різної природи, в першу чергу, природного характеру.

У даний час, незважаючи на відносно численні експериментальні дослідження, не існує глобальних моделей висотно-часових варіацій основних параметрів області D іоносфери. Викликано це, насамперед, складністю і дорожнечою проведення тривалих експериментальних досліджень, відсутністю на планеті навіть мінімально необхідної мережі експериментальних установок для проведення досліджень. На існуючих у світі експериментальних установках дотепер не здійснюється координованих досліджень D-області іоносфери для цілей моделювання. Відносно тривалі спостереження проводяться у 2 – 3 пунктах у різних регіо-

нах планети лише епізодично і здебільшого спрямовані на вирішення інших завдань. Тому виняткову цінність мають тривалі систематичні експериментальні спостереження, на основі яких можлива побудова моделей області D іоносфери.

До цього часу відгук середньоширотної нижньої іоносфери на потужні природні явища було досліджено мало і лише в епізодичних спостереженнях. Тому є актуальним розвиток просторово-часових моделей параметрів нижньої іоносфери під впливом збурюючих чинників різної природи та аналіз особливостей впливу. Це й обумовило необхідність проведення цілеспрямованих експериментальних досліджень та визначення основних рис відгуку середньоширотної нижньої іоносфери, а також регіональних особливостей.

Накопичення експериментальних відомостей про особливості відгуку середньоширотної нижньої іоносфери на природні явища разом із розвитком моделей детермінованих зв'язків між основними електродинамічними параметрами середовища створює умови для розробки статистичних моделей характеристик просторово-часових змін параметрів іоносферної плазми та відповідних збурень. Наявність таких моделей є необхідною умовою для розв'язання актуальних завдань прогнозування впливу потужних природних явищ на роботу різноманітних радіотехнічних систем. Результати досліджень цих питань у регіональній середньоширотній D-області іоносфери, подані в монографії автора [31] та основних наукових статтях автора та його колег [111; 26 – 59; 81; 93; 172 – 190; 217].

У зв'язку з актуальністю розвитку зазначених досліджень у даній роботі викладено основні результати досліджень, присвячених вивченню висотно-часових варіацій основних параметрів області D в середньоширотній іоносфері та їх моделюванню.

Наведені дослідження відносяться до фундаментальної проблеми сучасної геофізики – електродинамічні взаємодії та геофізичні процеси у навколоземному середовищі.

Тематика досліджень була пов'язана з пріоритетними напрямками розвитку науки і техніки в рамках координаційного плану Міністерства освіти і науки України, такими, як: програма № 4 «Взаємодія електромагнітного випромінювання та потоків заряджених частинок з речовиною» та програма № 18 «Розробка радіоелектронних методів і систем дистанційного зондування Землі та прилеглої до неї

середовища з метою вирішення актуальних задач народного господарства і контролю надзвичайних ситуацій».

Матеріали, викладені у цій монографії, є складовими частинами таких наукових проектів та НДР, виконаних в Харківському національному університеті імені В. Н. Каразіна: проекту Державного фонду фундаментальних досліджень 2.4/404 «Комплексні дослідження реакції навколоземної плазми на дію природних та штучних чинників різного фізичного походження», проекту № 471 «Дослідження магнітосферно-іоносферно-атмосферного відгуку на віддалені локалізовані збурення», проекту № 1772 «Дослідження зв'язку між сонячною активністю, геомагнітними варіаціями та іоносферними параметрами для розвитку методів прогнозування космічної погоди» та проекту № 1773 «Швидкий відгук системи «мезосфера – нижня термосфера – іоносфера» на збурення у нижніх шарах атмосфери» Українського науково-технологічного центру, а також близько 15 держбюджетних та госпрозрахункових НДР (номери державної реєстрації останніх 3 держбюджетних НДР: 0100U003336 «Просторово-часова структура збурень в електрично активній мезосфері»; 0106U001550 «Моделювання реакції іоносфери на збурення природного походження»; 0109U000533 «Відгук іоносфери на космічні та атмосферні збурення»).

Розроблені в роботі емпіричні статистичні моделі висотно-часових змін основних параметрів середньоширотної нижньої іоносфери, що базуються на найбільшому на цей час в Україні банку експериментальних даних, є важливим і необхідним кроком для створення методів прогнозування стану іоносфери Землі з метою врахування її впливу на промислову діяльність людини.

Результати наведених досліджень можуть бути використані для подальшого розвитку уявлень щодо впливу потужних нестаціонарних джерел енерговиділення природного характеру в навколоземному космічному просторі.

Для досліджень використано банк даних спостережень у радіофізичній обсерваторії Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, що включає як систематичні фонові спостереження, так і спостереження під час окремих іоносферних явищ із застосуванням методу дистанційного радіозондування D-області іоносфери – методу часткових відбиттів.

Використані також дані глобальної мережі геофізичних спостережень за станом космічної погоди, в тому числі із застосуванням вимірювань in-situ на супутниках. Використання для досліджень радіофізичних комплексів, які внесені до Державного реєстру об'єктів, що становлять національне надбання України, підвищують надійність досліджень, котрі проводяться.

Ця робота присвячена експериментальним дослідженням регіональної середньширотної D-області іоносфери на основі регулярних спостережень варіацій іоносферних параметрів.

Робота є проміжною і подальша мета досліджень – розробка іоносферних моделей з урахуванням особливостей розвитку іоносферних збурень під впливом природних чинників. Це дозволить уточнити і вивчити основні особливості фізичних процесів в іоносфері під впливом збурень природного походження; оцінити роль процесів, що розглядаються, в загальному ланцюгу процесів у навколосемному просторі; виділити екологічно значущі процеси; розробити рекомендації щодо вдосконалення системи сповіщення про збурення та розробити заходи щодо попередження несприятливого впливу довкілля на людину та на технічні засоби зв'язку і навігації.

Слід відзначити, що дослідження закономірностей розвитку іоносферних збурень проводяться у регіоні, в якому зараз кількість спостережень значно менше, ніж в американському секторі. Тому ці дослідження сприяють дослідженню збурень у цілому, оскільки значна частина збурень у верхній атмосфері розвиваються у планетарному масштабі.

Автор монографії висловлює щирю подяку співробітникам кафедри космічної радіофізики Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, а саме: канд. фіз.-мат. наук, професору Тирнову О. Ф., канд. фіз.-мат., старшому науковому співробітнику Подносу В. А., канд. фіз.-мат., старшому науковому співробітнику Гармашу К. П., науковому співробітнику Гритчину А. І., за допомогу в організації та проведенні експериментальних вимірювань за допомогою радіофізичного комплексу часткових відбиттів і постійний інтерес до цих досліджень.

Список основних позначень

N – концентрація електронів;
 ν – частоти зіткнень електронів з молекулами;
 v – швидкість;
 F – частота зондування іоносфери;
 τ – тривалість зондувальних імпульсів;
 f – частота;
 z – висота;
 t – час;
 T_e – температура електронів;
 T_i – температура іонів;
 E_z – вертикальна складова електричного поля;
 Π – густина потоку потужності;
 P – потужність;
 λ – довжина хвиль;
 ε_p – енергія протонів;
 ρ – щільність повітря;
 Δz – товщина шару;
 m – маса;
 \vec{k} – хвильовий вектор;
 \vec{B} – вектор магнітної індукції;
 $\Delta\varepsilon$ – зміни питомої внутрішньої енергії;
 C – питома теплоємність повітря;
 $A(t)$ – ступінь покриття Сонця диском Місяця;
 Π_T – середній потік тепла;
 Π_P – середній потік потужності;
 ε_T – питома теплота згоряння горючих матеріалів;
 g – прискорення вільного падіння;
 $H_a \approx 8$ км – наведена висота атмосфери;
 γ_a – показник адіабати;
 T_a – температура атмосфери;
 L – ширина області термінатора;
 ω_a, ω_b – власні частоти атмосфери;
 f_B – гірочастота електронів;

$H_T = -T_a dz/dT_a$ – масштаб зміни температури атмосфери T_a ;
 α_0 й α – коефіцієнти рекомбінації в незбурених і збурених умовах;
 W_s – густина сейсмічної енергії;
 $\langle A_{so,x} \rangle(z,t)$ – висотно-часові залежності середніх амплітуд суміші ЧВ-сигналу і радіошуму;
 $\langle A_{o,x} \rangle(z,t)$ – висотно-часові залежності середніх амплітуд ЧВ-сигналу;
 $\langle A_{no,px} \rangle(t)$ – часові залежності середніх амплітуд шуму;
 $\langle A_{o,x}^2 \rangle$, $\langle A_{no,px}^2 \rangle$ – оцінки середніх величин квадратів амплітуд ЧВ-сигналу і шумів;
 $K_{x,o}$ – інтегральний коефіцієнт поглинання ЧВ-сигналу x - і o -поляризацій (магнітоіонних компонент);
 σ_R^2 – дисперсія значення R ;
 $\langle \Delta N^2 \rangle$ – інтенсивність флуктуацій N ;
 $\sigma_{x,o}^2$ – дисперсія інтенсивностей ЧВ-сигналу;
 χ – зенітний кут Сонця;
 V_A – альвенівська швидкість;
 $\langle M \rangle(x,y,z)$ – розподіл об'ємного заряду аерозолі;
 $\rho(x,y,z)$ – розподіл щільності об'ємного заряду;
 R – опір;
 \vec{J} – електричний струм;
 ν_{en} – частота зіткнень із нейтралами електронів;
 ν_{in} – частота зіткнень із нейтралами іонів;
 ω_{Be} – гірчастота електронів;
 ω_{Bi} – гірчастота іонів;
 \vec{k} – хвильовий вектор;
 P_α – зміна тиску для часток сорту α , викликана інфразвуковою хвилею;
 λ_1 – довжина хвилі інфразвуку;
 f_1 – частота інфразвукової хвилі;
 f_3 – частоти низькочастотних вістлерів;
 v_1 – швидкість інфразвуку;
 θ_1 – кут між вертикаллю й напрямом поширення інфразвукової хвилі;
 $\vec{k}\vec{B} = \theta$ – кут;
 f_d – доплерівське зрушення частоти;

$f_1(\chi, z)$ – функція, що описує варіації концентрації електронів, зумовлені зенітним кутом Сонця χ ;

$f_2(F_{10.7}, z)$ – функція, що характеризує вплив сонячної активності;

$f_3(M, z)$ – функція, що відображає сезонні варіації N ;

M – порядковий номер для року, починаючи з 1 січня;

N_{im} – значення електронної концентрації, розраховані за відповідної моделі;

$\rho(z)$ – профіль атмосферного тиску;

$n_{o,x}$ і $\varepsilon_{o,x}$ – дійсна і уявна частини $\varepsilon_{o,x}$;

$R(z) = \frac{\langle |\Delta \varepsilon_x|^2 \rangle}{\langle |\Delta \varepsilon_o|^2 \rangle}$ – відношення коефіцієнтів відбиття для "o" і

"x" хвиль;

$n_{o,x}, \kappa_{o,x}$ – дійсна та уявна частини показника заломлення;

K_ε, K_σ – кінетичні коефіцієнти;

σ_N^2 – сумарна дисперсія N на фіксованій висоті;

σ_{1-5}^2 – індекси 1 – 5 відповідають складовим, зумовленим турбулентністю, синоптичними процесами, добовими і сезонними варіаціями, змінами сонячної активності відповідно;

D – дисперсії похибок.

1. Середньоширотна D-область іоносфери. Характеристика результатів досліджень і відомості про основні джерела іоносферних збурень

Загальним об'єктом дослідження даної роботи є D-область середньоширотної іоносфери Землі та фізичні процеси, що викликають варіації основних параметрів іоносферної плазми.

D-область розташована на висотах 50 – 95 км над поверхнею Землі, пов'язана з іншими шарами навколоземного простору і разом з ними складає єдину електродинамічну систему. Ця макросистема постійно знаходиться під збурюючою дією різних внутрішніх і зовнішніх потужних природних джерел. Вплив цих факторів на роботу систем радіозв'язку, радіонавігації та інше досліджено мало, що викликало необхідність проведення тривалих експериментальних досліджень у різних регіонах планети і перегляду деяких існуючих поглядів на процеси у цій області, а також на їх вплив на характеристики радіохвиль, що поширюються у навколоземному просторі.

У цьому розділі стисло окреслено деякі відомі на сьогодні ключові наукові аспекти та факти, на базі яких виконувалася ця робота.

1.1. Структура нижньої іоносфери та термінологія

У даний час найбільш поширеним розподілом атмосфери Землі є класифікація основних її шарів на підставі існуючих регулярних градієнтів температури нейтральних частинок [2; 3; 16; 85; 92; 162; 193; 202; 216; 223; 228]. Встановлено, що зі зростанням висоти така температура зменшується. Области, де температура зростає з висотою, називаються інверсійними шарами.

У висотних межах від 0 до 10 – 20 км розташована тропосфера з висотним градієнтом температури, який, залежно від геофізичних умов, складає 5 – 10 К/км. Вона є найнижчою областю атмосфери і закінчується тропопаузою, де висотний градієнт температури перетворюється у нуль. У тропосфері формуються основні погодні явища. Тропосфера складає нижню атмосферу.

Наступною за висотою областю атмосфери з інверсійним висотним ходом температури є стратосфера, яка закінчується стратопаузою, тобто шаром з нульовим температурним градієнтом, на висотах близько 50 км, де температура нейтральних частинок досягає 270 ± 20 К. Ця частина стратосфери носить назву озоносфери, тому що на цих висотах досягаються найбільші концентрації озону.

Вище стратопаузи до висот приблизно 90 км розташована мезосфера. У ній температура знову зменшується зі зростанням висоти. Мезосфера закінчується мезопаузою, тобто другим мінімумом висотного температурного ходу зі значеннями близько 180 К, на висотах 80 – 90 км.

Стратосфера зі стратопаузою та мезосфера з мезопаузою складають так звану середню атмосферу.

Вище мезопаузи розташована термосфера, де кінетична температура нейтральних частинок знов зростає з висотою і досягає свого максимального значення 1 500 – 2 000 К на висоті у декілька тисяч кілометрів, тобто на висотах термопаузи.

Термосфера з термопаузою ще носять назву верхньої атмосфери.

Область атмосфери, де хімічні та фотохімічні процеси є основними, порівняно, наприклад, з процесами переносу, називається хемосферою [16; 87]. У більшості випадків цю назву пов'язують з частиною атмосфери, яка лежить зазвичай у межах 20 – 110 км.

Поняття електросфери пов'язане з модельним поданням глобальної атмосферної електрики у вигляді сферичного конденсатора, внутрішньою обкладинкою якого вважається поверхня Землі, а зовнішньою – нижня границя іоносфери (поблизу висот 55 – 80 км залежно від геофізичних умов) [228]. З поняттям електросфери пов'язаний термін «іоносфера» [2; 3; 16; 85; 92; 162; 193; 202; 216; 223; 228]. Початком іоносфери вважається висотний рівень, з якого спостерігаються відбиття електричного поля радіохвилі. Іоносфера умовно поділяється на області D, E, F₁, F₂ і характеризується наявністю іоносферної плазми.

Область D іоносфери розташована на висотах приблизно від 60 км до 90 – 100 км і характеризується значеннями концентрації електронів N до $10^3 - 10^4$ см⁻³ та наявністю у нижній частині помітних, порівняно з концентрацією електронів, концентрацій негативних іонів.

Область E іоносфери розташована у межах від 90 – 100 км до приблизно 140 км, у ній значення N у денний час приблизно на два порядки вище, ніж у області D.

Область F_1 має максимум N ($\sim (2 - 4) \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$) на висоті близько 200 км у денний час та практично відсутня за нічних умов. Максимум N в області F_2 співпадає з максимумом N ($\sim 10^6 \text{ см}^{-3}$) в іоносфері і знаходиться у межах 250 – 400 км залежно від геліогеофізичних умов.

Вважається, що область D складає так звану нижню іоносферу, області E та F_1 відповідають середній іоносфері, а вище 200 – 250 км починається верхня іоносфера – це область F_2 та вище. Тобто з точки зору висотного розташування нижня іоносфера фактично входить до складу середньої атмосфери.

На висотах більших, ніж приблизно 1000 км, розташована протосфера, плазма якої складається переважно з атомарних позитивних іонів водню, або протонів, та електронів.

На відстані у декілька земних радіусів від поверхні Землі концентрація електронів стрибкоподібно зменшується. Ця область одержала назву «плазмопауза», а область, яка знаходиться всередині плазмопаузи, – «плазмосфера». Тобто всі іоносферні області входять до складу плазмосфери Землі, а плазмопауза визначає зовнішню границю іоносфери.

Взаємодія потоку сонячної плазми (сонячного вітру) з магнітним полем Землі приводить до формування магнітосфери Землі зі складною геомагнітною структурою, де відстані у декілька радіусів Землі та більше [2; 3; 85; 92; 162; 193; 202; 216; 223; 228]. Уже добре відомо, що процеси в магнітосфері Землі відіграють дуже важливу роль у сонячно-земній фізиці і можуть суттєво впливати на формування іоносфери та процеси в ній, особливо за збурених умов.

В останні роки, зокрема, в роботах [138 – 140], показано, що систему «Земля – атмосфера – іоносфера – магнітосфера» (ЗАІМ) необхідно розглядати як єдине ціле.

У нижній іоносфері за рахунок існування постійних електродинамічних мікро- та макрозв'язків суто іоносферні процеси зазнають безпосереднього впливу з боку літосферних, тропосферних, стратосферних, хемосферних, електросферних та магнітосферних процесів. Суперпозиція великої кількості суттєвих зовнішніх і внутрішніх збурюючих факторів, включаючи вплив геоелектрики, до останнього часу не дозволяла побудувати модель збуреної нижньої іоносфери як складової єдиної системи «літосфера – атмосфера – іоносфера – магнітосфера» (ЛАІМ).

Складність останньої проблеми підкреслює також той факт, що до цього часу не вдалося побудувати задовільної моделі D-області навіть за незбурених умов, а розбіжності при визначенні основних «незбурених» параметрів цієї області, у першу чергу електронної концентрації, за допомогою різних існуючих моделей, а також за допомогою різних експериментальних методів досліджень у східних умовах, досягають декількох разів (див., напр., [120]).

Важливу роль при цьому відіграють регіональні особливості, на що майже не зверталось уваги.

Слід відзначити, що останні дослідження (див., напр., [141; 191; 203; 231]) вказують на існування додаткових визначальних фізичних факторів, наприклад, мезосферні електричні поля та ін., які є внутрішніми для системи ЛАІМ і вплив яких до цього часу не враховувався.

На цей час встановлено, що фундаментальну роль у динаміці та енергетичному балансі всієї навколосемної атмосфери, тобто атмосфери, іоносфери та космічної плазми, відіграють геоелектричні поля (див., напр., [220; 221; 228]). Для атмосфери характерним є регулярний розподіл електричного поля, провідності та густини електричного струму, а також наявність нерегулярних електродинамічних структур глобальних, регіональних та локальних масштабів (див., напр., [16; 202; 220; 221; 228]).

У даний час основною моделлю глобальної геоелектричної системи вважається уявлення, що одним з її основних елементів є глобальний сферичний конденсатор, зовнішня оболонка якого – позитивно заряджена іоносфера з потенціалом приблизно 260 кВ [16; 202; 220; 221; 228] (діапазон можливих змін складає 180 – 400 кВ) відносно поверхні Землі, яка є внутрішньою негативно зарядженою оболонкою. Можливі зміни загального струму розрядження цього конденсатора крізь атмосферу становлять 0,75 – 3,0 кА при інтегруванні по усій поверхні Землі [152].

Основними джерелами електрорушійної сили (ЕРС) у глобальному ланцюгу є: глобальна грозова активність, динамо-взаємодія між сонячним вітром та магнітосферою і динамо-ефект у термосфері завдяки наявності атмосферної циркуляції.

Відомо, що світова грозова активність є найпотужнішим джерелом геоелектричної системи і переважає за цим параметром інші джерела приблизно у три рази. Струм зарядження від грозових областей, тобто струм Вільсона, розповсюджується до висот іоносфери, блискавкові розряди хмара-Земля також є каналом розрядження у глобальному елект-

ричному колі з середнім струмом приблизно 1 кА. У регіоні грозової активності на поверхні Землі реєструється середній підсумковий струм близько 2 кА [152], який складається з глобального струму атмосферного розрядження та струму блискавкових розрядів. Установлено також, що під час грози блискавкові розряди можуть збуджувати ультранизькохвильові (УНХ) електромагнітні випромінювання у хвилеводі «Земля – нижня іоносфера» (див., напр., [152; 154; 228]).

Основним джерелом іонізації у тропосфері та стратосфері є галактичне космічне випромінювання (див., напр., [18; 116; 223]). Провідність повітря поблизу земної поверхні складає величини близько 10^{-14} Ом/м, а на висоті 100 км – 10^{-3} Ом/м (приблизно такою ж є у середньому і провідність земної поверхні).

У даний час вважається, що регулярний висотний хід профілю напруженості електричного поля у нижній атмосфері приблизно експоненційно зменшується зі зростанням висоти, він є зворотним до відповідного висотного ходу провідності [228]. Внаслідок швидкого зростання провідності з висотою переважна частина інтегрального атмосферного розподілу опору за висотою концентрується поблизу поверхні Землі (приблизно половина інтегрального опору сконцентрована на висотах 0 – 3 км). Між поверхнею Землі та іоносферою глобальний опір складає приблизно 200 Ом, ємність глобального конденсатора – 1 Ф з часовою константою, яка змінюється у межах 1000 – 3000 с [152].

Іоносферні та магнітосферні джерела викликають великомасштабні варіації геоелектричного струму та напруженості геоелектричного поля до ± 20 % і більше у різних регіонах Земної кулі [152], що призводить до відповідного порушення екіпотенційності зовнішньої оболонки атмосферного конденсатора.

Дослідження, виконані в останні роки, вказують на необхідність урахування присутності на мезосферних висотах власних потужних електричних полів в усіх моделях локальних, великомасштабних та глобальних процесів у атмосферному електричному ланцюзі.

Можливі механізми генерації власних потужних мезосферних електричних полів, які можуть бути пов'язаними з конвективними процесами у нейтральній атмосфері, а також із варіаціями інших аерономічних характеристик середовища, наприклад, з концентраціями заряджених частинок та аерозолів, обговорювалися в роботах [106; 145].

1.2. Моделювання висотно-часових варіацій основних параметрів незбуреної середньоширої D-області іоносфери

1.2.1. Основні особливості моделювання варіацій концентрації електронів

Створення емпіричної моделі просторово-часових варіацій, тобто розподілу електронної концентрації $N(z,t)$, де t – час, у D-області іоносфери відноситься до числа найбільш актуальних завдань іоносферних досліджень. Зумовлено це тим, що розробка даного питання має пряме відношення до вирішення низки завдань у галузі радіозв'язку, радіомовлення і радіонавігації. Особливу важливість становить вирішення цього питання в тих випадках, коли обов'язково потрібно враховувати і прогнозувати характерні особливості висотно-часового розподілу $N(z,t)$ у нижній іоносфері при різних геліо- та геофізичних умовах.

Основні труднощі моделювання $N(z,t)$ у D-області іоносфери обумовлені, в першу чергу, складністю поведінки іоносферної плазми при впливі на неї різноманітних геофізичних і метеорологічних факторів. D-область є найнижчою частиною іоносфери. Концентрація нейтральних молекул на цих висотах ще досить велика.

Поведінка D-області залежить не тільки від іонізувальних джерел, а й від цілого ряду метеорологічних параметрів, які включають у себе температуру, склад нейтрального газу і складні динамічні процеси. У цьому полягає «метеорологічний контроль» D-області [66].

Роль температури вивчена добре [90]. У теоретичних моделях установлена роль малих складових атмосферного газу – O, NO і O₃ [118].

Найбільш складним є вивчення впливу динамічних процесів, оскільки на сьогодні ще немає остаточної ясності в питанні, які саме динамічні процеси і як впливають на стан D-області іоносфери. Кількість динамічних процесів у цій частині іоносфери велика. Серед них такі: дисипація енергії значної частини внутрішніх гравітаційних хвиль (ВГХ), процеси турбулентної дифузії, досить сильні горизонтальні вітри, процеси вертикального середньомасового перенесення, які замикають осередки глобальної циркуляції. У даний час відносно зрозумілі тільки деякі аспекти динамічного контролю нижньої частини іоносфери. Це, насамперед, роль

молекул NO. Зростання кількості цих молекул призводить до значного збільшення електронної концентрації та поглинання радіохвиль. Із сильним зростанням кількості молекул NO пов'язують явище зимової аномалії (ЗА), під час якого, за умови сильних ЗА, електронна концентрація на висотах 75 – 85 км може зростати на 1 – 2 порядки величини [66]. Нині остаточно не встановлено які процеси призводять до такого зростання концентрації NO. Найбільш вірогідними вважаються вертикальне перенесення з області D і процеси горизонтальної адвекції в середні широти з приполярних областей.

На сьогодні існує думка, що вертикальні рухи в області D також пов'язані з дисипацією внутрішніх атмосферних хвиль (ВАХ), які проникають у нижню іоносферу зі стратосфери та атмосфери, де вони в основному генеруються. ВАХ, поширюючись у вищезазначені атмосферні шари, взаємодіють із зональною циркуляцією в стратосфері. Згідно з «теоремою невзаємодії» ці хвилі легко проходять через цю перешкоду при вітрах із заходу і погано – при вітрах зі сходу. Оскільки західна циркуляція є характерною для зимового періоду, а східна – для літнього, то в зимовий час у мезосфері і нижній термосфері, де руйнується більшість ВАХ, спостерігається набагато більша мінливість атмосфери. Тому в D-області варіації електронної концентрації при однакових геліогеофізичних умовах на порядок величини більше, ніж улітку [66; 160].

Доречно зазначити, що аерономія у нижній частині D-області (нижче 75 км) відрізняється від аерономії у верхній її частині.

У верхній частині процеси вертикального перенесення малих складових, насамперед NO, відіграють важливу роль і тут електронна концентрація дуже чутлива до варіацій таких процесів при зміні проникнення внутрішніх хвиль на висоти нижньої іоносфери (області D).

На висотах нижньої частини D-області (нижче 75 км) роль іонізації NO мала або відсутня взагалі (нижче 70 км). Додаткові труднощі моделювання електронної концентрації в D-області іоносфери обумовлені досить обмеженою кількістю первинних даних про $N(z)$, що викликано, в першу чергу, труднощами і відносною дорожнечою проведення систематичних спостережень наземними методами (методами часткових відбиттів, кросс-модуляції, з розповсюдження понад довгих хвиль (ПДХ) та ін.) чи неможливістю проведення таких досліджень за допомогою ракетних методів.

Також слід додатково відзначити, що точність вимірювання $N(z)$ різними методами неоднакова і залежить від висоти. Одним з основних наземних методів отримання параметрів нижньої іоносфери є метод ЧВ [69; 150]. Однак кількість відносно регулярно працюючих установок ЧВ на планеті невелика і її недостатньо для глобального охоплення. Порівняно постійно проводяться спостереження за допомогою методу ЧВ лише у 2 – 4 пунктах спостережень, приблизно половина з яких розташована у високих широтах, що явно недостатньо для розробки глобальної моделі D-області. Тому в даний час, насамперед, повинно вирішуватися завдання побудови моделей $N(z)$ для окремих характерних регіонів, тобто побудови регіональних моделей. Основні характерні особливості їх можуть бути використані при побудові усередненої глобальної моделі $N(z)$ у D-області.

Незважаючи на відносно малу кількість експериментальних даних про $N(z)$ у D-області, вже накопичені відомості використовуються як вихідні дані для пошуку шляхів і принципів побудови емпіричних моделей висотного розподілу електронної концентрації в середньоширотній D-області іоносфери [67; 72; 117; 119; 142; 143; 171; 201; 208].

Серед зазначених моделей порівняно повною є модель середньоширотної D-області іоносфери, яка розробляється в Нижньому Новгороді в Науково-дослідному радіофізичному інституті (НДРФІ) на основі однорідних даних, що одержуються за допомогою методу ЧВ [142]. Алгоритм побудови емпіричної моделі заснований, як і в інших авторів, на систематизації експериментальних даних та визначенні залежності електронної концентрації від різних факторів, що впливають на величину і характер розподілу $N(z)$. Такими факторами, в першу чергу, є зенітний кут Сонця χ , сезон року, сонячна активність, геомагнітна широта і геомагнітна активність.

Модель наведена для діапазону висот 75 – 90 км в аналітичному вигляді на основі апроксимацій, відповідних перерахованим чинникам варіацій електронної концентрації, у вигляді співвідношення:

$$\lg N_M(z) = \lg N_0(z) + f_1(\chi, z) + f_2(F_{10.7}, z) + f_3(M, z), \quad (1.1)$$

де $f_1(\chi, z)$ – функція, що описує варіації N , зумовлені зенітним кутом Сонця χ ;

$\lg N_0(z)$ – вихідний модельний профіль електронної концентрації;
 $f_2(F_{10.7}, z)$ – функція, що характеризує вплив сонячної активності
 $(F_{10.7}$ – потік радіовипромінювання на довжині хвилі 10,7 см);
 $f_3(M, z)$ – функція, що відображає сезонні варіації (M – порядковий номер для року, починаючи з 1 січня).

Усі складові у виразі (1.1) є незалежними.

У першому наближенні (вираз (1.1)) не враховувалися варіації концентрації електронів, обумовлені геомагнітною активністю і геомагнітною широтою (використані профілі, виміряні при $Kp \leq 3$).

Для оцінки можливостей існуючих моделей відтворювати з N у нижній іоносфері в різних умовах у роботі [119] запропоновано використовувати співвідношення:

$$\bar{d} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \left| \ln \frac{N_i}{N_{im}} \right|, \quad (1.2)$$

де N_i – експериментальні значення електронної концентрації;

N_{im} – значення N , розраховані за відповідної моделі;

m – кількість даних.

Порівняння перерахованих вище моделей з використанням каталогу даних [142] показало, що в цілому модель НДРФІ [142] найбільш адекватно описує цей каталог. Однак, як показало порівняння моделей з окремими експериментальними даними, вони часто не повторюють окремих варіацій значень N_i , які спостерігаються з дня на день, а також у перехідні періоди доби. Помітна розбіжність існує і в описуванні залежності N від активності Сонця.

Відомо, що геомагнітні збурення виникають часто і можуть сприяти значним змінам $N(z)$. При цьому основна складність вивчення варіацій $N(Kp)$ полягає в тому, що відгук середньозширотної D-області запізнюється на кілька діб і часто не збігається з ними за тривалістю [206].

У роботі [142] зроблена спроба модельного аналітичного опису, тобто у вигляді функціональної залежності, варіацій $N(z)$, обумовлених геомагнітною активністю і геомагнітною широтою.

Однак, як показало використання цього модельного аналітичного опису для масивів даних НДРФІ та ХНУ імені В. Н. Каразіна, модель у запропонованому в роботі [142] вигляді ще недосконала, не відображає реальних експериментальних варіацій електронної концентрації і тому потребує вдосконалення. У даний час неможливо отримати модельного аналітичного опису варіацій $N(z)$, обумовлених геомагнітною активністю з необхідною точністю через малу вивченість таких варіацій.

В останні роки стало ясно, що стан D-області часто істотно контролюється потужними природними джерелами збурень у тропосфері (грози, циклони та антициклони, великі пожежі, потужні атмосферні фронти і т. д.), у світовому океані (тайфуни, цунамі та ін.) і в літосфері (виверження вулканів, землетруси), які, до того ж, часто мають місце на тлі сонячних і геомагнітних варіацій, включаючи сонячні спалахи та геомагнітні бурі.

Є підстави вважати, що поряд з природними джерелами збурень, антропогенні в ряді випадків також помітно впливають на динаміку нижньої іоносфери. Врахування цих чинників істотно ускладнює моделювання в D-області іоносфери.

Особливо потрібно відзначити, що варіації параметрів D-області залежать від регіональних особливостей: рельєфу і типу місцевості, наявності мегаполісів та великих промислових об'єктів, погодних і кліматичних особливостей, наявності різних джерел збурень природного й техногенного характеру, це – пожежі, війни, піщані та пилові бурі тощо.

Як показали дослідження останніх 10 – 15 років, наявність багатьох суттєвих особливостей, що формують іоносферу в окремих регіонах, свідчить про необхідність розробки моделей регіональної іоносфери, які потім можуть входити в глобальні як невід'ємна частина. З цієї причини побудова глобальних моделей нижньої іоносфери у цей час уявляється малодоцільною.

Слід зазначити, що глобальні моделі зазвичай придатні для вирішення обмеженого кола завдань, особливо прикладного характеру.

Велику цінність матимуть регіональні моделі, які повинні по можливості враховувати вплив перерахованих вище факторів.

Такий підхід є також більш доцільним і при вирішенні низки практичних завдань. Таких моделей поки не існує. Відомі ж моделі, розглянуті раніше, є по своїй суті попередніми регіональними.

1.2.2. Особливості моделювання варіацій частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами

Для вирішення як наукових, так і цілого ряду практичних завдань радіозв'язку, радіонавігації, систем Інтернету і т. д. необхідно знати з прийнятною точністю (похибка δN , $\delta \nu \leq 30\%$) два профілі: $N(z,t)$ – концентрації і частоти зіткнень електронів з нейтральними молекулами, $\nu(z,t)$ а також їх просторово-часові зміни.

Вивчення варіацій висотних профілів $\nu(z,t)$ у нижній іоносфері проводиться за різними методами (див., напр., [101; 13; 68; 69; 88; 144; 149; 151; 157; 192; 205; 226]). Проте відомі в літературі вимірювання профілю $\nu(z)$ виконані розрізнено, часто з великою похибкою і без повної вказівки умов проведення спостережень. Цілеспрямованих вимірювань мало. У роботах [157; 226] виявлені сезонні зміни $\nu(z,t)$, зокрема, за даними джерела [226], літні значення ν у нижній іоносфері перевищують зимові приблизно в 1,6 раза.

У роботі [151] за вимірюваннями методом ЧВ проаналізовано поведінку $\nu(z,t)$ у нижній частині D-області ($z \leq 65$ км) залежно від сонячної активності і виявлено значущу кореляцію значень ν із змінами сонячної активності: значення ν змінювалися приблизно у 2 рази при зміні потоку сонячного радіовипромінювання на довжині хвилі 10,7 см ($F_{10.7}$) від 100 до 45. За даними роботи [205] добові зміни $\nu(z,t)$ у D-області становили 15 – 20 %.

Деякі дослідники (див., напр., [101]) користуються усередненим профілем частот зіткнень $\bar{\nu}(z)$, вважаючи, що як добові, так і сезонні та широтні варіації $\nu(z,t)$ у D-області не перевищують 20 %. Проте на сьогодні в літературі все ще немає єдиної думки про зміни $\nu(z)$ -профілю в D-області.

З цієї причини не існує надійної моделі висотно-часових варіацій частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами $\nu(z,t)$.

Для вирішення різних завдань у літературі зазвичай використовують кілька моделей, у більшості випадків сконструйованих за профілем атмосферного тиску $p(z)$ тієї чи іншої моделі стандартної атмосфери CIRA. У ряді випадків як $p(z)$ -профілі використовуються регіональні моделі атмосферного тиску, прийняті в тій чи іншій країні.

У даний час прийнято вважати, що частота зіткнень електронів і атмосферний тиск у нижній іоносфері пов'язані співвідношенням:

$$\nu_m(z) = k \cdot p(z), \quad (1.3)$$

де $p(z)$ – модельний профіль атмосферного тиску;

k – коефіцієнт пропорційності, який не залежить від висоти (іноді він визначається залежним від висоти: див., напр., [206]).

Зазвичай коефіцієнт k вважають відомим. У різних роботах він змінюється в межах $k = (5 - 9,6) \text{ Н} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$.

Таким чином, для побудови моделі $\nu_m(z)$ -профілю необхідно мати відомості про варіації $p(z)$ -профілю залежно від пори року, сонячної та геомагнітної активності, географічних координат і знати числове значення коефіцієнта k .

Для побудови експериментальних моделей $\nu_m(z)$ -профілів зазвичай залучаються дані ракетних досліджень $p(z)$ і k .

У ряді робіт (див., напр., [90; 88; 89; 105; 115; 192]) показано, що часто в періоди регіональних особливостей у поведженні атмосфери, наприклад під час стратосферних потеплінь, при проходженні АГХ і т. д., на висотах 70 – 100 км мають місце сильні зміни температури і тиску, що досягають 80 – 100 %. Тому слід очікувати подібних змін $\nu(z,t)$ на цих висотах.

Отже, зростає цінність вимірювань $\nu(z)$ -профілів, виконаних у різних умовах.

В останні десятиліття для вивчення варіацій $\nu(z)$ у нижній іоносфері все частіше використовується метод ЧВ (див., напр., [13; 32; 35; 36; 46; 97; 132; 151; 176]), який дозволяє з прийнятною точністю отримувати одночасно $N(z)$ і $\nu(z)$ -профілі в D-області. Однак такі можливості методу з одночасного визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ в D-області поки не отримали належного практичного застосування з ряду причин, про них докладніше йтиме мова в наступному розділі).

У цілому проблема варіацій $\nu(z,t)$ у нижній іоносфері не вирішена і вимагає продовження в першу чергу експериментальних досліджень з урахуванням впливу регіональних особливостей, джерел збурень природного та антропогенного походження.

1.3. Основні природні джерела збурень іоносферної плазми середньоширотної D-області

Іоносферні збурення є невід'ємною частиною процесів у навколоземному просторі та значно впливають на роботу наземних і космічних високотехнологічних систем зв'язку та навігації. Тому розробка принципів та методик прогнозування іоносферних збурень є актуальним завданням. Джерелом збурень можуть бути процеси на Сонці, у нижніх шарах атмосфери і в літосфері.

За нашого часу створено глобальну мережу спостереження за станом космічної погоди. Встановлено основні чинники впливу на іоносферу та фізичні механізми їх дії.

Сучасні відомості про варіації іоносферних параметрів та фізичні процеси, що їх зумовлюють, узагальнені у вигляді іоносферних моделей. Моделі підвищують ефективність нових досліджень і дозволяють використовувати результати наукових досліджень на практиці. Однак кількісні розрахунки варіацій іоносферних параметрів під час іоносферних збурень часто є незадовільними. Такий стан проблеми значною мірою зумовлюється декількома чинниками:

1) значною мінливістю фонових (при відсутності збурень) варіацій іоносферних параметрів, це впливає на те, що кожне нове збурення має нові початкові умови;

2) одночасним впливом декількох джерел збурень, які важко розділити, оскільки вони самі є складовою частиною загальних процесів у навколоземному просторі;

3) обмеженістю наших уявлень про фундаментальні фізичні закони, що діють під час збурень;

4) відсутністю чи епізодичністю спостережень за деякими важливими складовими процесів, що впливають, наприклад характеристики потоків заряджених частинок тощо;

5) обмеженістю числових засобів зберігання й обробки інформації. Значне ускладнення проблеми полягає в тому, що іоносферні збурення розвиваються як невід'ємна ланка природних збурень, які охоплюють магнітосферу й усі шари атмосфери.

Накопичення і доступність даних, отриманих глобальною мережею спостереження за станом космічної погоди, та нові можливості спостережень у радіофізичній обсерваторії ХНУ імені В. Н. Каразіна, що досяг-

нуті за рахунок вдосконалення радіотехнічних іоносферних комплексів і розвитку цифрових технологій, створюють сприятливі умови для комплексної оцінки іоносферних явищ та їх урахування в аналітичних іоносферних моделях. Використання для досліджень радіофізичних комплексів, які внесені до Державного реєстру об'єктів, що становлять національне надбання, підвищують надійність експериментальних даних.

Слід зазначити також, що дослідження закономірностей розвитку іоносферних збурень проводяться у регіоні, в якому зараз кількість спостережень значно менше, ніж в американському секторі.

Тому, крім більш детального дослідження особливостей іоносферних явищ над нашим регіоном, ці дослідження сприяють дослідженню збурень у цілому, оскільки їх значна частина у верхній атмосфері розвивається у планетарному масштабі.

У даний час стан досліджень динаміки плазми в D-області іоносфери у взаємозв'язку з хімічними та фотохімічними процесами в атмосфері за природних умов і виникаючі при цьому труднощі були описані у ряді публікацій (див., напр., [16; 67, 87; 119; 120; 202; 223]).

Установлено, що незважаючи на значний науковий та прикладний інтерес до неї, D-область залишається найбільш маловивченою областю атмосфери. Особливо це стосується до збуреної іоносферної плазми в D-області.

Тому існуючі на сьогодні емпіричні й електродинамічні моделі області D іоносфери не є достатньо повними та надійними.

Зовнішніми джерелами збурень у D-області є природні джерела, а також антропогенні забруднення атмосфери, які є наслідком промислової діяльності людини.

Тому даний підрозділ буде присвячено короткому огляду основних зовнішніх природних та деяких антропогенних джерел і стану досліджень основних характеристик збурень слабоіонізованої низькотемпературної плазми в D-області під їх впливом.

1.3.1. Загальні відомості

Відомо, що іоносфера Землі чутлива до зовнішніх впливів, тому її параметри відчувають як регулярні, так і нерегулярні варіації. Регулярні варіації зазвичай пов'язані з впливом сонячної радіації та космічного випромінювання. Нерегулярні, як короткочасні, так і порівняно тривалі,

аномальні зміни параметрів іоносфери є наслідком процесів, що відбуваються в тропосфері, на поверхні Землі і під землею.

Вивчення питань виникнення та просторово-часової динаміки атмосферних аномальних, тобто відмінних від природного фону, електричних полів в останні роки стало актуальним з ряду причин, пов'язаних з радіоактивним забрудненням навколишнього середовища (див., напр., [8; 40; 108]), великими лісовими пожежами, пожежами на нафтових і газових видобувних комплексах, включаючи системи транспортування і сховища; пожежами в містах у результаті військових дій (див., напр., [1; 20; 26; 31; 44; 60; 63; 94; 98; 121; 136; 137]); різного роду аваріями на хімічних та інших підприємствах і т. д. У зв'язку з цим у літературі широко вивчаються процеси, що впливають на зміну градієнта потенціалу електричного поля в тропосфері (див., напр., [7; 9; 80]).

Виділяють природні та антропогенні фактори, механізми впливу яких на приземну атмосферу мають багато спільних характерних особливостей. Серед природних факторів звичайно виділяють такі три комплекси джерел:

- 1) тропосферні процеси;
- 2) процеси в океані під водою і над їх поверхнею;
- 3) процеси, що відбуваються в літосфері і на поверхні Землі.

До першого класу відносяться, наприклад, пилові та піщані бурі, атмосферні фронти, смерчі, циклони, радіоактивні забруднення та ін.; до другого – процеси на поверхні і під водою в океані (на морі), такі, як, наприклад, морські та океанічні течії, різного роду катаклізми (цунамі, тайфуни і т. д.), випаровування з поверхні океану (моря) і т. д.; до третього – землетруси та вулканічна діяльність.

Антропогенні фактори можна розділити на такі основні групи:

- 1) великі пожежі різної етіології;
- 2) війни в різних регіонах планети, які супроводжуються великими пожежами та викидами в атмосферу значної кількості хімічних речовин, диму і сажі, а також акустичної енергії в результаті застосування великої кількості вибухових та горючих матеріалів;
- 3) старту ракет, промислові та ядерні вибухи (підземні, поверхневі і в атмосфері). Останні у цей час не проводяться, проте в певний історичний проміжок часу вони широко практикувалися з метою випробування та розвитку ядерної зброї;
- 4) аварії на хімічних і переробних підприємствах;

5) наявність мегаполісів на планеті з їх інтенсивною промисловою діяльністю.

В останні роки, (див., напр., [138 – 140]), показано, що систему «Земля – атмосфера – іоносфера – магнітосфера» (ЗАІМ) необхідно розглядати як єдине ціле, як складну, відкриту, динамічну, нелінійну систему із властивими їй нетривіальними якостями. Ця система є відкритою, оскільки в неї поступає енергія «зверху» від Сонця, а також з далекого космосу (електромагнітне й корпускулярне випромінювання Сонця, потоки сонячного вітру), і «знизу» (грозова й сейсмічна активності, вулканізм, стрти й польоти космічних апаратів та ін.). Збурення в системі викликаються джерелами природного або антропогенного характеру, деякі з них перераховані в роботах [133; 138 – 140]. Показано, що енергетика антропогенних джерел і природних процесів сумірна. Це означає, зокрема, що стан космічної погоди вже стає залежним від енерговиділення антропогенного походження. Роль останнього, однак, вивчена недостатньо.

Для порівняння величин впливу різних джерел енерговиділення на стан космічної погоди зручно користуватися густиною потоку Γ потужності. Результати обчислень цього параметра наведено в роботах [136; 141 – 143]. Показано, що Сонце найбільше впливає на стан космічної погоди. Крім того, важливо, що значення Γ для потоків "зверху" та "знизу" можуть бути сумірними.

Різноманітність промислової діяльності людини постійно породжує в останні роки нові джерела штучних збурень в атмосфері, іоносфері та магнітосфері (див., напр., [64; 146; 170; 214; 230]).

Не зупиняючись на екологічних аспектах необхідності подальшого вивчення штучних збурень, наприклад, з метою дослідження їх взаємодії з озоновим шаром Землі [222], підкреслимо окремо той факт, що знання механізмів антропогенного впливу на систему «атмосфера – іоносфера – магнітосфера» дозволяє не тільки їх враховувати, але й цілеспрямовано використовувати.

1.3.2. Вплив Сонця

Сонце – головне джерело енергії у Сонячній системі, воно в основному визначає процеси в геокосмосі. До Землі від Сонця енергія надходить у вигляді електромагнітного й корпускулярного випромінювань і со-

нячного вітру [124; 131; 134], який становить потік плазми, “зануреної” у магнітне поле сонячного походження.

Електромагнітне випромінювання Сонця спостерігається в діапазоні довжин хвиль λ від $\sim 10^{-10}$ до 10 м. Максимум енергії випромінювання припадає на $\lambda \approx 5 \cdot 10^{-7}$ м. Встановлено, що повна потужність P_s його випромінювання складає близько $4 \cdot 10^{26}$ Вт [129; 131; 134]. Приблизно $4 \cdot 10^{17}$ Вт “перехоплюється” нашою планетою. Цій величині P_s відповідає потік $\sim 1,4 \cdot 10^3$ Вт/м². Більша частина P_s припадає на оптичний діапазон (у незбурених умовах близько $3 \cdot 10^{17}$ Вт), а на ультрафіолетовий діапазон – $4 \cdot 10^{16}$ Вт. Лише близько 10^{-4} частини останньої затрачається на іонізацію атмосфери.

Потужність рентгенівського випромінювання $\sim 10^6$ Вт; цього досить для забезпечення іонізації основи іоносфери, адже у денний час концентрація електронів $N \sim 10^8$ м⁻³.

Вплив електромагнітного й корпускулярного випромінювань Сонця і сонячного вітру викликає складний комплекс процесів на Землі, які вивчені в цей час недостатньо.

Нестаціонарні процеси на Сонці служать причиною більшості явищ у міжпланетному середовищі, магнітосфері, іоносфері, атмосфері й усередині Землі, що приводить до метеорологічних і біологічних ефектів.

Параметри електромагнітного й корпускулярного випромінювань Сонця змінюються під час сонячних спалахів, які викликають цілий комплекс первинних і вторинних процесів на Землі.

До первинних процесів відносяться зростання електронної концентрації в іоносфері, додаткове нагрівання геокосмосфери, зміна прозорості атмосфери на висотах, де ефективно поглинаються сонячні космічні промені, та ін.

Перелік вторинних процесів набагато ширше. Серед них такі: генерація періодичних і аперіодичних варіацій геомагнітного й геоелектричного (магнітосферного, іоносферного й атмосферного) полів, збільшення поглинання космічних радіошумів, ефект Форбуша, генерація акустико-гравітаційних хвиль (АГХ) і т. п. (див. напр., [131; 133; 138 – 140]).

Викиди корональної маси Сонця викликають значні зміни у геокосмосі від 10 до 70 годин. У результаті чого помітно деформується магнітосфера й до 1 – 2 % змінюється індукція геомагнітного поля, тобто настає магнітна буря, нагрівається іоносфера, у ній у 2 – 10 разів

зменшується або істотно збільшується концентрація заряджених часток, змінюється швидкість хімічних реакцій і т. д. Подібні процеси в іоносфері називаються іоносферними бурями. Енергія збуреного сонячного вітру і магнітних хмар з магнітосфери по силових лініях проникає в атмосферу у вигляді електричних полів, потоків частинок та плазми. Джоулева дисипація магнітосферних електричних полів і гальмування високоенергійних частинок приводять до нагрівання атмосфери, збурення системи термосферних вітрів, генерації хвильових збурень, перебудови хімічних реакцій, варіацій атмосферного електричного поля й т. п.

Сукупність цих процесів, які мають значну енергетику, називають атмосферними бурями. Збурення параметрів геоелектричного поля можуть бути настільки істотними, що в цьому випадку є сенс говорити про електричну бурю [131; 133; 138 – 140]. Магнітна, іоносферна, атмосферна та електрична бурі становлять прояв єдиного процесу – геокосмічної бурі.

Важливими для фізики навколоземного космосу є нестационарні процеси на Сонці. Вони викликаються спалахами та викидами корональної маси – могутнішими виявами сонячної активності. Їх енергія досягає $\sim 10^{25}$ Дж, а потужність – 10^{22} Вт. На орбіті Землі їм відповідають значення $\sim 10^{16}$ Дж, $\sim 10^{13}$ Вт (для площі перетину Землі $\approx 2 \cdot 10^{14}$ м²) і $\sim 10^{18}$ Дж, 10^{15} Вт (для площі перетину магнітосфери характерним розміром $\sim 10R_z$, де R_z – радіус Землі) [129; 131]. Для слабкого спалаху, або субспалаху, ці параметри на 2 – 3 порядки менше. У збуреному сонячному вітрі концентрація електронів становить $N \approx 10^7$ м⁻³, швидкість $v \approx 10^6$ м/с, енергія протонів $\varepsilon_p \approx 10^{-15}$ Дж. Тривалість цього процесу $\Delta t \approx 10$ год. При цьому потужність $P \approx 10^{14}$ Вт, енергія $E \approx 4 \cdot 10^{18}$ Дж. В екстремальних умовах $N \approx 10^8$ м⁻³, $v \approx 1,5 \cdot 10^6$ м/с, $\Delta t \approx 70$ год. і $P \approx 1,5 \cdot 10^{15}$ Вт, $E \approx 4 \cdot 10^{20}$ Дж [129; 131].

Протягом останніх десятиків років у рамках сонячно-земної фізики (див., напр., [73; 74; 83; 96; 112; 155; 159; 194; 204]) вивчались порівняно інтенсивно класичні ефекти впливу на іоносферну плазму природних джерел збурень, а саме геомагнітні бурі, полярні суббурі та авроральні явища, висипання високоенергійних частинок на високих та інколи на середніх широтах, іоносферні бурі, різноманітні ефекти Сонячної активності та ін. Подібні дослідження були обумовлені не тільки суто фізичними, але й прикладними чинниками.

Зміни параметрів D-області іоносфери в цих випадках можуть характеризувати не тільки регіональні особливості, але й служити індикатором прояву складних великомасштабних космічних процесів.

Далі коротко розглянемо стан досліджень впливу на параметри D-області деяких з основних природних джерел збурень.

Сонячні спалахи, як уже зазначалося раніше, є індикатором процесів, що впливають на магнітне поле і навколоземну плазму. Вони супроводжуються зростанням інтенсивності оптичного, рентгенівського та корпускулярного випромінювань. Поряд з викидами корональної маси спалахи значною мірою визначають стан космічної погоди. Вивченню впливу цих явищ на D-область присвячена велика кількість літератури (див., напр., [27 – 29; 31; 45; 54 – 56; 73; 74; 83; 85; 92; 96; 112; 155; 159; 177; 178; 183; 189; 193; 194; 204]), однак переважна частина досліджень відноситься до високоширотної нижньої іоносфери (див., напр., [92]).

Вплив рентгенівських та оптичних спалахів на середньоширотну область D вивчено недостатньо. Є результати лише епізодичних експериментальних досліджень.

Порівняно добре вивчена роль потоків протонів, що висипаються, у високоширотній D-області [92]. Можливий вплив потоків протонів на середньоширотну D-область вивчено мало, є лише епізодичні експериментальні дослідження (див., напр., [74; 83; 155]). Цих результатів недостатньо для вирішення завдань прогнозування та моделювання проявів космічної погоди в нижній іоносфері. У зв'язку з цим існує необхідність у продовженні експериментальних досліджень і накопиченні відомостей для вивчення реакції середньо широтної іоносфери на рентгенівські та оптичні спалахи з метою вирішення завдань радіозв'язку, радіонавігації та ін. В останні роки подібні процеси успішно досліджуються в рамках міжнародних і національних програм, а саме: Interball, Global Change Research Programs, CEDAR, Living with a Star і т.п.

Магнітні бурі (МБ), які є наслідком різних нестационарних процесів на Сонці – викидів корональної маси (ВКМ), сонячних спалахів (СС), значно впливають на стан космічної погоди в цілому і на динаміку приземної іоносферної плазми. Параметри кожної МБ сильно залежать від енергії нестационарних процесів на Сонці і від стану системи «Земля – Космос» до початку бурі. Тому кожна МБ є певною мірою унікальною й супроводжується комплексом явищ у навколоземній плазмі, які мають як загальні, так і особливі властивості.

Магнітні бурі починаються через деякий час після спалахів на Сонці. Як правило, спалахи рентгенівського (XRA) і оптичного (FLA) діапазонів, а також висипання протонів (SPE) та електронів в іоносферу Землі періодично повторюються протягом усієї магнітної бурі, а саме від десятків годин до 5 – 10 діб залежно від класу МБ. Енергійні електрони з енергією $\varepsilon \geq 40$ кеВ, що висипаються із радіаційних поясів, є істотним джерелом додаткової іонізації середньоширотної D-області (до широти $\sim 45^\circ$) на висотах $z \approx 80 - 100$ км [27 – 29; 31; 45; 54 – 56; 73; 74; 83; 85; 92; 96; 112; 155; 159; 177; 178; 183; 189; 193; 194; 204].

Крім цього, в період сонячних спалахів і магнітних бурь у супутникових вимірах реєструються підвищені порівняно з незбуреними умовами значення потоків протонів, часто на декілька порядків. Такі потоки протонів проникають до висот нижньої частини D-області ($z \approx 55 - 75$ км) і можуть викликати на цих висотах помітну зміну іонізації (див., напр., [54; 92; 155; 193]).

Проте існують великі труднощі виміру потоків заряджених частинок, що висипаються, на середніх широтах і одержання правильних оцінок їхнього енергетичного внеску на висотах $z < 90 - 100$ км нижньої іоносфери на основі супутникових вимірів, здійснених на значно більших висотах ($z > 200$ км).

На цей час порівняно добре вивчений прояв МБ у середній і верхній іоносфері (вище 100 км). Відгук середньоширотної D-області (на висотах нижче 100 км) на МБ носить складний і неоднозначний характер та вивчений недостатньо [27 – 29; 31; 45; 54 – 56; 73; 74; 83; 85; 92; 96; 112; 155; 159; 177; 178; 183; 189; 193; 194; 204]). Обумовлено це, у першу чергу, різницею фізико-хімічних процесів, що протікають у цих областях іоносфери, при істотно більшій їх складності у D-області, а також епізодичністю прямих вимірів за допомогою ракетних методів і труднощами при використанні непрямих дистанційних методів, таких як метод ЧВ.

Тому існує необхідність у продовженні експериментальних досліджень і накопиченні даних для вивчення цього питання.

Дослідження впливу магнітних бурь на навколоземну плазму є актуальними через їх велике наукове і прикладне значення.

Найбільш вивченим характерним прикладом природного джерела збурень атмосфери є раптові іоносферні збурення (PI3), що виникають під впливом випромінювання сонячного спалаху, а також супроводжуючі це явище фактори: поглинення у полярній шапці під впливом протонів

високих енергій, що вторгаються, висипання високоенергійних частинок під час геомагнітних збурень та ін. [2; 3; 92; 193].

Установлено, що РІЗ супроводжуються раптовими змінами регулярної та флуктуаційної складових електронної концентрації, змінами температури електронів, іонів, нейтральних частинок, іонних хімічних процесів та різким збільшенням інтенсивності іонізуючого короткого рентгенівського випромінювання, яке інколи може ставати домінуючим іонізуючим агентом у області D, при цьому N може збільшуватися на 1 – 2 порядки порівняно з фоновими значеннями [2; 3; 92; 193]. РІЗ викликають також збільшення рівня атмосферних перешкод та ін.

У даний час, як уже зазначалося, не викликає сумнівів, що під час магнітних бурь, що виникають після сонячних спалахів і протягом 5 – 14 днів після них, з радіаційних поясів Землі висипаються енергійні електрони з енергією 40 кеВ, які є джерелом додаткової іонізації середньоширотної D-області іоносфери до широт $\sim 45 - 60^\circ$.

У цей період суттєву роль як джерело іонізації в середніх широтах відіграють також високоенергійні протони. Роль корпускулярної іонізації середньоширотної D-області підтверджена експериментально (див., напр., [27 – 29; 31; 45; 54 – 56; 73; 74; 83; 85; 92; 96; 112; 155; 159; 177; 178; 183; 189; 193; 194; 204]). Електрони і протони можуть відіграти помітну роль в іонізації нижньої іоносфери на висотах 50 – 100 км вночі і в періоди збурень різного характеру, як природного (сонячні спалахи, магнітні бурі, грози, сонячний термінатор, сильні землетруси тощо, (див., напр., [27 – 29; 31; 45; 54 – 56; 73; 74; 83; 85; 92; 96; 112; 155; 159; 177; 183; 189; 193; 194; 204])), так і штучного (потужні вибухи, старти ракет, робота потужних нагрівних стендів радіохвиль, випромінювання високовольтних ліній електропередач і т. д., (див., напр., [61; 81; 180; 213; 217])).

У середньоширотній D-області в цьому випадку можна очікувати змін параметрів іоносфери, аналогічних тим, що спостерігаються при раптових іоносферних збуреннях, а також появи шарів з підвищеною електронною концентрацією (див., напр., [2; 3; 92; 193]).

Слід підкреслити те, що в результаті численних досліджень було доведено існування електродинамічних зв'язків між природними процесами у магнітосфері, іоносфері та атмосфері.

На сьогодні найменш вивченими залишаються можливі механізми швидкого розвитку (з часовими затримками відносно моменту початку сонячного спалаху близько 8,5 – 9 хв.) збурень параметрів середньоши-

ротної D-області під впливом різкого зростання (сплеску) сонячного випромінювання та можливий атмосферно-іоносферний відгук на процеси, які передують потужним сонячним спалахам (так звані атмосферно-іоносферні передвісники сонячних спалахів (див., напр., [19])), включаючи електричні сонячно-земні зв'язки.

1.3.3. Сонячний термінатор

Сонячний термінатор є рухливою зі швидкістю обертання Землі областю різких змін рівноважного стану атмосфери, тому логічно очікувати, що він є потужним природним джерелом різних збурень в атмосфері та іоносфері Землі. Вивченню таких явищ, що викликаються термінатором на різних висотах в іоносфері Землі, присвячено ряд робіт (див., напр., [10 – 11; 30; 42; 76; 99; 122 – 124; 188]).

Слід зазначити, що оптична ширина термінатора, обумовлена інтервалом часу появи над горизонтом повного диска Сонця в оптичному діапазоні, ~ 100 км, тому характерний період проходження оптичного термінатора становить ~ 5 хв.

Перехідні процеси в області термінатора, які визначають зміну температури атмосфери, мають більший період, що обумовлено характером висотного розподілу компонентів атмосфери, що поглинають сонячну енергію, й тому ширина області термінатора L буде помітно більше ($L \sim 1000$ км) і характерний час проходження становить у приєкваторіальній області $\Delta t \sim 30$ хв. [124].

У ранкові часи через швидке зростання потоку сонячної радіації проходження термінатора супроводжується рядом фізичних процесів в атмосфері. Їхня енергетика досить велика.

Подібно тому, як це відзначено в роботі [49], для затьмарення Сонця оцінимо зміну внутрішньої енергії атмосферного газу об'ємом V і масою m :

$$\Delta E = Cm\Delta T = C\rho V\Delta T = \frac{\pi}{4}C\rho d^2\Delta z\Delta T, \quad (1.4)$$

де ρ – щільність повітря;

Δz – товщина шару повітря, який нагрівається;

C – питома теплоємність повітря.

Беручи до уваги, що над поверхнею Землі $\rho \approx 1,3 \text{ кг/м}^3$, $d \approx 1000 \text{ км}$, $C \approx 10^3 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$, $\Delta z \approx H \approx 8 \text{ км}$, де H – наведена висота атмосфери, $\Delta T \approx 5 \text{ К}$, одержимо, що $\Delta E \approx 4,1 \cdot 10^{18} \text{ Дж}$.

Будемо вважати, що збільшення температури має місце протягом часу Δt не менше 30 хв. При цьому середня потужність $P = \Delta E / \Delta t$ становить величину близько $2,3 \cdot 10^{15} \text{ Вт}$. Отримана оцінка ΔE перевищує енергію 200-мегатонної термоядерної бомби, а оцінка потужності P більш ніж на порядок перевищує потужність, споживану людством у 2001 році.

Як видно із цих порівнянь, енергія й потужність теплового джерела збурень, які викликаються ранковим термінатором, досить значні. Тому в період і після проходження ранкового термінатора варто очікувати ряд характерних змін в іоносферній плазмі, а саме: хвильові збурення різних періодів і тривалостей, зміни вітрового режиму, динаміки концентрації електронів і т. д., які, залежно від умов в іоносфері, атмосфері й магнітосфері Землі, будуть у цілому повторюватися день у день, виявляючи при цьому нові характерні риси, зумовлені іншими факторами, наприклад, циклічні й спорадичні зміни геомагнітної й сонячної активностей, сонячні спалахи, магнітні бурі та ін..

Оцінки змін питомої внутрішньої енергії $\Delta \varepsilon$ і питомої потужності ρ цього джерела такі: $\Delta \varepsilon = \Delta E / V \approx 4,5 \cdot 10^3 \text{ Дж/м}^3$ і $\rho = P / V \approx 2,5 \text{ Вт/м}^3$. Приблизно такі питомі характеристики мають потужні шквали й урагани, хоча їхнє енерговиділення пов'язане з рухом мас повітря (див., напр., [130]).

Наведені оцінки відносяться до приекваторіальної області. У середніх широтах розмір області, яка збурюється термінатором, більше [122 – 124] внаслідок нахилу осі обертання Землі.

Існує також залежність параметрів термінатора від сезону: згідно з роботою [122] на певній широті ширина області термінатора змінюється від літа до зими на $\sim 10 \%$. Через те, що розбіжності температур з обох поверхонь термінатора (в освітленій і затемненій областях) залежать від сезону, амплітуда збурення і його характеристики також повинні помітно змінюватися протягом року.

З огляду на те, що тривалість Δt збільшення температури повітря близько 30 – 60 хв., подовжній розмір збуреної області атмосфери становить $L \approx V \Delta t$. Вважаючи, що в середніх широтах швидкість термінатора $V \approx 350 \text{ м/с}$, одержимо $L \approx 1300 \text{ км}$. Нехай поперечний розмір цієї

області того ж порядку. Тоді зміна внутрішньої енергії в області атмосфери радіусом $L/2 \approx 700$ км при середньому значенні $\Delta T \approx 5$ К становить $2 \cdot 10^{19}$ Дж. Йому відповідає середня потужність $6 \cdot 10^{15}$ Вт. Саме таку енергію має найбільший циклон [134], його потужність – близько $3 \cdot 10^{14}$ Вт, що більш ніж на порядок менше наведеної вище потужності. Зі збільшенням висоти z енергетичні характеристики зменшуються пропорційно щільності газу $\rho \propto \exp(-z/H)$. Наприклад, в озоносфері (~ 45 км) ρ зменшується на 3 порядки. За тих же ΔT і H енергетичні характеристики процесу, пов'язаного з термінатором, зменшаться теж на 3 порядки.

Таким чином, енергія, потужність і їхні питомі значення атмосферних процесів, викликаних ранковим сонячним термінатором, мають велику величину. Тому є підстави вважати, що термінатор може викликати збурення в атмосфері не тільки в області тіні або півтіні, але й далеко за їхніми межами.

Оскільки в області широт $\pm 45^\circ$ швидкість термінатора більше звуковий, то при цьому генерується ударна хвиля щільності. Крім того, при проходженні термінатора варто очікувати прояву, або посилення, атмосферно-іоносферно-плазмосферних зв'язків.

Не менш цікава картина має місце при проходженні вечірнього термінатора. У вечірні часи через швидке зменшення потоку сонячної радіації проходження термінатора супроводжується рядом фізичних процесів в атмосфері. Їхня енергетика досить велика, вона порівнянна з енергетикою процесів під час проходження ранкового термінатора.

З огляду на те, що тривалість Δt зменшення температури повітря, як і в ранковий час, становить близько 30 – 60 хв., то зменшення внутрішньої енергії в області атмосфери й середня потужність джерела будуть приблизно однаковими з ранковими за величиною. При цьому при проходженні термінатора й після нього варто очікувати прояву (посилення або ослаблення) атмосферно-іоносферно-плазмосферних зв'язків.

Одними з перших робіт, у яких експериментально були виявлені ефекти, обумовлені термінатором, є роботи [16; 228]. У них на основі аналізу даних про доплерівське зміщення частоти низькочастотного передавача під час проходження термінатора через трасу розповсюдження радіохвиль встановлено, що термінатор обумовлює квазіперіодичну структуру електронної концентрації в іоносфері, що йде за ним. Наступні роботи присвячені в основному вивченню параметрів хвильових збурень

у E- і F-областях іоносфери та генерації турбулентності атмосфери (див. огляди в роботах [123; 124]).

Найменш вивчено вплив термінатора на параметри нижньої іоносфери, що зумовлено труднощами проведення тривалих безперервних систематичних вимірювань. Відомі лише епізодичні експериментальні дослідження (див., напр., [11; 30; 42; 188]). Серед інших ефектів у роботах [30; 42] було виявлено збільшення концентрації електронів у середньоширотній D-області при проходженні термінатора. Особливий інтерес викликають дослідження відгуку D-області на проходження термінатора в періоди інших збурень, наприклад на тлі магнітної бурі.

1.3.4. Затемнення Сонця

Затемнення Сонця (ЗС) дає дослідникам дуже важливу можливість простежити за динамікою навколоземного середовища. У цілому повне ЗС подібно приходу (наставанню) короткочасної ночі, тому і супутні ефекти в обох випадках подібні. Проте динамічні процеси під час затемнення істотно залежать від геофізичної обстановки, від ступеня збуреності Сонця і навколоземного середовища. Спостереження при кожному окремому ЗС дозволяють уточнити фізичні процеси і динаміку середовища.

Кутові розміри Сонця й Місяця для земного спостерігача, як відомо, близькі між собою. Ця обставина приводить до повних затемнень Сонця, які у географічній місцевості, яка розглядається у роботі, трапляються рідко. Найчастіше спостерігаються часткові ЗС.

При повному ЗС тривалість процесу на земній кулі становить близько 3,5 год., при частковому – до 5,5 год. Зрозуміло, що для нерухомого спостерігача тривалість повного затемнення не перевищує 2 – 2,5 хв., залежно від місця спостереження.

Тривалість часткового затемнення – близько 2 – 2,5 год. Максимальна ширина смуги становить 270 км. При покритті диском Місяця сонячного диска поверхня Землі й нижня частина її атмосфери (принаймні до озоносфери) охолоджується.

Настання ЗС супроводжується рядом фізичних процесів в атмосфері, енергетика яких досить велика.

Оцінімо, наприклад, зміну внутрішньої енергії атмосферного газу об'ємом V і масою m [49]:

$$\Delta E = Cm\Delta T = C\rho V\Delta T = \frac{\pi}{4}C\rho d^2\Delta z\Delta T, \quad (1.5)$$

де Δz – товщина охолодженого шару повітря;

C – питома теплоємність повітря.

Вважаючи, що над поверхнею Землі $\rho \approx 1,3$ кг/м³, $d \approx 110$ км, $C \approx 10^3$ Дж/(кг·К), $\Delta z \approx H \approx 8$ км, $\Delta T \approx 10$ К, одержимо $\Delta E \approx 9,4 \cdot 10^{17}$ Дж. Зменшення температури під час розглянутих у роботі [31] ЗС мало місце протягом часу $\Delta t \approx 80 - 90$ хв. При цьому середня потужність $P \approx E/\Delta t$ склала близько $1,7 \cdot 10^{14}$ Вт. Отримана оцінка ΔE відповідає енергії 200-мегатонної термоядерної бомби, а оцінка P – потужності, яка на порядок перевищує потужність, споживану людством у 2000 році [31; 49].

Як видно із порівнянь, енергія й потужність теплового джерела збурень, викликаних ЗС, досить значні.

Проаналізуємо питомі характеристики цього джерела. Зміна питомої внутрішньої енергії $\Delta \varepsilon$ і питома потужність ρ рівні: $\Delta \varepsilon = C\rho\Delta T$, $\rho = \frac{\Delta \varepsilon}{\Delta t}$.

Оцінки дають $\Delta \varepsilon \approx 1,3 \cdot 10^4$ Дж/м³ і $\rho \approx 2,4$ Вт/м³ [49]. Приблизно такі питомі характеристики мають потужні шквали й урагани, хоча їхнє енерговиділення пов'язане з рухом мас повітря, а не з його охолодженням.

Наведені оцінки відносяться до області повного затемнення. Розмір області часткового затемнення значно більший. З огляду на те, що тривалість Δt зменшення температури повітря становить близько 1,5 год., подовжній розмір збуреної області атмосфери $L \approx v_1\Delta t$.

Припускаючи, що в середніх широтах $v_1 \approx 750$ м/с, одержимо значення $L \approx 4000$ км. Нехай поперечний розмір цієї області має той же порядок і це відповідає значенню ступеня покриття Сонця диском Місяця $A(t)$ – близько 0,6. Тоді зміна внутрішньої енергії в області атмосфери радіусом $L/2 \approx 2000$ км при середньому значенні $\Delta T \approx 1,5 - 5$ К становить близько 10^{20} Дж. Йому відповідає середня потужність $3 \cdot 10^{16}$ Вт. Таку енергію має найбільший циклон, а його потужність близько $3 \cdot 10^{14}$ Вт, що на два порядки менше оціненої вище потужності. Зі збільшенням висоти z енергетичні характеристики зменшуються пропорційно $\rho \propto \exp(-z/H)$. Так, наприклад, в озоносфері, середня висота якої 45 км, ρ зменшується на три порядки. При тих же ΔT й H енергетичні характеристики процесу, пов'язаного зі ЗС, зменшаться теж на три порядки.

Таким чином, енергія, потужність і їхні питомі значення атмосферних процесів, викликаних затемненням Сонця, мають значну величину. Тому є підстави вважати, що ЗС може викликати збурення в атмосфері не тільки в області тіні або півтіні, але й далеко за їхніми межами.

Ефектам, що супроводжують ЗС, присвячено багато робіт (див., напр., [5; 14 – 15; 31; 49; 77; 79; 161; 166; 171; 225]), серед яких є спеціальні випуски [161; 166; 225]. Було встановлено, що ЗС викликає складний комплекс фізичних і хімічних процесів в атмосфері, іоносфері та геомагнітному полі. Серед них відзначимо: охолодження атмосферного газу, генерація ударної хвилі густини і, як результат, генерація акустико-гравітаційних хвиль в атмосфері, зниження концентрації електронів в іоносфері, зменшення температур електронів і іонів у зовнішній іоносфері, варіації геомагнітного поля та ін. Проте через складність процесів і їхнього різноманіття це явище ще не повністю вивчене. До цього варто додати, що повні сонячні затемнення в середніх широтах бувають рідко, а реакція середньоширотної іоносфери на ЗС маскується впливом процесів у авроральному овалі [14]. Тому завдання дослідження ефектів ЗС в іоносфері залишається актуальним.

Наукове значення мають як подальше вивчення уже виявлених ефектів, так і пошук інших проявів затемнення Сонця в атмосфері, особливо на висотах нижньої іоносфери.

Відгук середньоширотної D-області на ЗС вивчений ще недостатньо через складність і різноманітність фізико-хімічних процесів, що протікають на цих висотах (див., напр., [14 – 15; 49; 59; 77; 103; 166]). На цей час найбільш повно відгук середньоширотної D-області на ЗС вивчений у монографії [31].

1.3.5. Пожежі

Великі пожежі різного походження, а саме: пожежі лісових масивів, торфовищ, нафтових і газових комплексів та ін., часто мають місце на нашій планеті, охоплюють великі площі (сотні-тисячі кв. кілометрів) і часові інтервали (десятки днів). Вони надають не тільки величезну екологічну шкоду, а й сильно модифікують приземну атмосферу, суттєво змінюють її електричні характеристики, викликають ряд хвильових процесів (хвильові збурення в атмосфері під час великих пожеж розглянуті, наприклад, у роботах [20; 60; 63; 98; 121]). Це відноситься як до самої пла-

зми (часто цю частину пожеж називають «терміки» (див., напр., [17])), так і до димового шлейфа (хмари).

Хвильові збурення, у свою чергу, викликають помітні і характерні зміни в іоносферній електриці на висотах 50 – 80 км, що призводить до модифікації іоносферної плазми на цих висотах і, ймовірно, на висотах у Е-області іоносфери [1; 8; 20; 63; 94; 98; 107; 121; 136; 137], порушення радіозв'язку та ряду інших проблем.

У результаті пожеж в атмосферу потрапляє величезна кількість попелу та інших частинок. Попіл впливає на електричне поле приземної атмосфери, оскільки в результаті прилипання іонів, дисперсії і тертя ці частинки набувають електричного заряду і у поверхні Землі утворюється великий та щільний шар з великим не скомпенсованим зарядом, який може суттєво змінювати градієнт потенціалу приземного електричного поля, що призводить до формування іонізованого шару біля поверхні Землі на площах в десятки квадратних кілометрів товщиною у десятків метрів і більше.

Параметри пожежі залежать від її площі, типу горючих матеріалів (лісовий масив, будівлі, торф, нафтові й газові свердловини, розливи нафтового палива на поверхні Землі або моря та ін.), їхньої насиченості, рельєфу місцевості, пори року, метеорологічних умов. Типова велика лісова пожежа охоплює площу $S \approx 2000 - 5000$ га й триває $\Delta t \sim 1 - 10$ діб (зауважимо, що подальші міркування й оцінки застосовні й до пожеж іншого походження). Питома маса горючих матеріалів таких пожеж $\tilde{m} \approx 20 - 40$ кг/м² [65]. Середній потік тепла Π_T і середній потік потужності $\Pi_P = \Pi_T / \Delta t$ становлять [3; 108; 142]:

$$\Pi_T = \varepsilon_T \tilde{m}, \quad \Pi_P = \frac{\Pi_T}{\Delta t}.$$

При середній тривалості горіння $\Delta t = 10$ діб, питомій теплоті згорання горючих матеріалів $\varepsilon_T = 4 \cdot 10^7$ Дж/кг одержимо $\Pi_T \approx 1,6 \cdot 10^9$ Дж/м² і середньодобове значення $\Pi_P = 1,6 \cdot 10^4$ Вт/м². Отримані оцінки значень Π_P дозволяють стверджувати, що подібні пожежі можуть породжувати у поверхні Землі інтенсивну атмосферну конвекцію продуктів згорання й вогнених смерчів, які розвиваються при $\Pi_P > \Pi_{P_{\min}} \approx 10^4$ Вт/м² [108], підйом диму, сажі й пилу на значні висоти.

Енергія й потужність пожежі можуть бути оцінені як $E = \dot{r}_T \bar{m}$, $P = E / \Delta t$, де m – маса згорілої речовини. При тривалості пожежі близько 10 днів і оцінній масі згорілої речовини $m \approx 15000$ т значення E і P складуть близько 600 ТДж і 7 ГВт. Кількість тепла, що виділилося, при цьому становить $Q \approx 500$ ТДж.

Помітимо, що маса диму при пожежі звичайно визначається як $m_1 = 0,1 \cdot m$ і для розглянутого випадку становить 1500 т. Інтенсивне горіння на значних площах, як правило, супроводжується повільним і часто змінюваним тлінням. Це сприяє виділенню великої кількості сажі S і чадного газу CO . Можна вважати, що маса CO становить близько 10 % маси згорілої речовини [136; 137; 222], тобто близько 1500 т. Маса сажі при цьому близька до 5 % від маси горючих матеріалів [108] і складе близько 750 т.

Можливий вплив великих пожеж на нижню іоносферу досліджений мало (див., напр., [1; 20; 60; 63; 98; 121; 136; 137]). Відомо, що великі пожежі супроводжуються генерацією акустичного випромінювання в широкому діапазоні частот [82; 104; 133; 134; 211]. Потужність такого випромінювання визначається часткою потужності η_a , яка перетворюється у потужність акустичного випромінювання P_a . Звичайно на підставі спостережень [82; 104; 133; 134; 211] вважають $\eta_a \approx 0,3$ %. При $P = 7$ ГВт маємо $P_a \approx 0,2$ ГВт.

Пульсуючі вогненні факели в районі пожежі генерують шумове електромагнітне випромінювання в широкому діапазоні частот ~ 1 Гц – 100 МГц із нерівномірним шумоподібним спектром, у якому є також виділені спектральні складові. До них відносяться власні частоти атмосфери:

$$\omega_a = \sqrt{(1 - H_a/H_T) \gamma_a g / 4H_a},$$

$$\omega_b = \sqrt{((\gamma_a - 1)/\gamma_a - H_a/H_T) g / H_a},$$

де g – прискорення вільного падіння;

$H_a \approx 8$ км – наведена висота атмосфери;

$\gamma_a = 1,4$ – відношення питомих теплоємностей (показник адіабати);

$H_T = -T_a dz / dT_a$ – масштаб зміни температури атмосфери T_a .

Оцінки дають такі значення: $\omega_a \approx 1.9 \cdot 10^{-2}$ с, $\omega_b = 1.2 \cdot 10^{-2}$ с. При цьому $f_a = \omega_a / 2\pi \approx 3 \cdot 10^{-3}$ Гц, $f_b = \omega_b / 2\pi \approx 1.9 \cdot 10^{-3}$ Гц [136]. Крім цього, при пожежах можлива генерація коливань, викликаних обтіканням вітру поверхні факела полум'я або терміка із частотами $f_r = \frac{V}{d} St^{-1} \approx 0.21 \frac{V}{d}$ [63; 136], де St – число Струхала; V – швидкість вітру; d – умовний діаметр факела, або терміка.

Наприклад, для окремого факела при $d = 100$ м, $v = 1 - 10$ м/с маємо $f_r \approx 0,002 - 0,02$ Гц.

У межах факела, або терміка має місце сильна турбулізація газу, що також сприяє випромінюванню акустичних хвиль із характерними частотами $f_t \approx v_t / d \approx 0,1 - 1$ Гц [94], де $v_t \approx 1 - 100$ м/с – середня швидкість турбулентного потоку, що залежить від величини й інтенсивності пожежі. Внаслідок перетворення енергії атмосферного електричного поля в енергію низькочастотного електромагнітного випромінювання можливі також генерація або посилення випромінювання в низькочастотній частині радіодіапазону [211].

1.3.6. Землетруси

Серед природних джерел збурень землетруси (ЗТ) становлять значний інтерес, тому в останні десятиліття значна увага приділяється дослідженню реакції атмосфери, іоносфери й магнітосфери на землетруси, які сталися, і особливо ті, що готуються (див., напр., [84; 100; 104; 109; 110; 130; 147; 148; 167; 195; 207; 210; 215; 217; 229]). Для розвитку оперативних прогнозів потужних землетрусів мають важливе значення дослідження збурень у системі «літосфера (Земля) – атмосфера – іоносфера – магнітосфера» (ЛАІМ (ЗАІМ)), які розвиваються за якийсь час до та під час землетрусів [84; 100; 104; 109; 110; 130; 147; 148; 167; 195; 207; 210; 215; 217; 229].

Сучасні моделі опису літосферних процесів при потужних землетрусах припускають, що зміни властивостей середовища внаслідок процесів тріщиноутворення, як в області осередку землетрусу, так і в регіоні його підготування, сприяють появі аномального складу газів та радіоактивних елементів у підземних водах, зміні гідродинамічних характеристик і електроопору, появі широкого спектра ультра-

акустичних, акустичних та інфраакустичних коливань тощо. У зв'язку з цим в останні роки широке застосування одержали методи дослідження вказаних явищ, які базуються на вимірюваннях атмосферних електричних збурень, електромагнітного випромінювання, аномальних збурень в іоносфері, сейсмічного шуму, акустичних коливань тощо [100; 109; 167].

На підставі експериментального матеріалу, що накопичено у цій галузі, у ряді сейсмоактивних регіонів вже розпочалися створення та розгортання різноманітних, в основному радіотехнічних систем прогнозування потужних землетрусів з використанням, наприклад, реєстрацій варіацій приземних електричних полів (див., напр. [148]). Тому для суттєвого підвищення надійності такого прогнозування необхідні подальші теоретичні та експериментальні дослідження із залученням максимально можливої кількості фізичних, хімічних та біологічних явищ (див., напр., [169]).

У даний час зазвичай виділяють такі фізичні чинники, які можуть впливати на параметри іоносфери та хвилеводу «Земля – іоносфера»: електромагнітні випромінювання поверхні Землі та атмосфери, квазістаціонарні електричні та магнітні поля, гравітаційне поле, інфразвукові коливання та внутрішні гравітаційні хвилі, різні гази, які виділяються з літосфери в атмосферу [84; 100; 104; 109; 110; 130; 147; 148; 167; 195; 207; 210; 215; 217; 229].

Слід зазначити, що порівняно з потужними динамічними процесами у нейтральній атмосфері та нижній іоносфері окремий вплив кожного із цих факторів на стан області D повинен бути досить слабким, як свідчать модельні розрахунки [8], очікувані збурення плазмових параметрів не перевищували одиниць відсотків.

Механізми літосферно-атмосферно-магнітосферної взаємодії залишаються маловивченими. Найбільш зрозумілим з них є механізм, передатною ланкою якого виступає інфразвук (ІЗ) [102; 104; 132].

Суть механізму, як відомо, полягає в такому. Переміщення тектонічних плит викликає коливання земної поверхні, що, як поршень впливає на атмосферу. У результаті над епіцентром ЗТ в атмосфері генеруються й поширюються ІЗ-хвилі. Одночасно із цим від епіцентру в усі сторони розходяться сейсмічні хвилі, які на межі розподілення «Земля – повітря» також генерують ІЗ-хвилі, які поширюються в атмосферу приблизно під кутом 85° до поверхні Землі. Ці хвилі

приводять до збурень параметрів атмосфери й іоносфери, які звичайно називають первинними збуреннями. Вони, у свою чергу, можуть генерувати вторинні збурення, які досягають магнітосфери й впливають на неї. Так опосередковано ІЗ впливає на іоносферу й магнітосферу.

Питанням моделювання процесів при підготовці ЗТ, як уже відзначалося, приділяється значне місце в геології й геофізиці (див., напр., [4; 6; 132]). Існуючі моделі відрізняються складністю, містять багато вхідних параметрів, і називаються параметризованими. Механізми передачі енергії від ЗТ в атмосферу, іоносферу й магнітосферу та генерації хвильових і квазіхвильових збурень у цілому відомі (див., напр., [84; 100; 104; 109; 110; 130; 147; 148; 167; 195; 207; 210; 215; 217; 229]), але залишаються ще маловивченими.

У роботі [132] запропоновано просту адекватну модель, яка дозволяє оцінити основні параметри ЗТ за одним вхідним параметром, у якості якого обрана енергія ЗТ W . Інші вхідні параметри ЗТ у моделі [132]: довжина L головної тріщини (максимальний, подовжній розмір вогнища); поперечні розміри L_1 (ширина) і L_2 (глибина); площа вогнища $S = LL_1$; об'єм вогнища $V = LL_1L_2$; мінімальна частота коливань ґрунту ω_{min} або максимальний період T_{max} і амплітуда цих коливань A ; швидкість руху поверхні Землі V . Похідними параметрами можуть бути: $q_w = W/S$, $q_p = P/S$ та ін., де $P = W/T_{max}$ – потужність землетрусу (звичайно вважається, що тривалість головного поштовху становить приблизно T_{max}). Можливими механізмами впливу інфразвуку на іоносферу є генерація варіацій геомагнітного поля, а також квазіпостійного електричного поля поляризації, яка володіє вихровою складовою.

Наведемо оцінки енергетики сейсмічних процесів, що розглянуті в [132] (табл. 1.1). Енергія землетрусу визначається густиною сейсмічної енергії W_s і об'ємом вогнища землетрусу V_{eq} : $W_{eq} = w_s V_{eq}$. У середньому має місце $w_s \approx 10^3$ Дж/м³, а V_{eq} для найсильніших землетрусів $\sim 10^{16}$ м³. При цьому $W_{eq} \approx 10^{19}$ Дж. Їм відповідає магнітуда близько 10 одиниць.

Як свідчать розломи, у доісторичні часи могли мати місце землетруси із $V_{eq} \approx 10^{18}$ м³ і $W_{eq} \approx 10^{21}$ Дж [132]. Потенційну сейсмічну та пружну енергію всієї літосфери можна оцінити, виходячи із співвідношень $W_{is} =$

$w_s S_l h_l$, $W_{ie} = \frac{\sigma_l^2}{K} S_e h_l$, де $S_l \approx 5 \cdot 10^{13}$ м² – площа всіх сейсмічно активних ра-

йонів Землі; $h_l \approx 200$ км – товщина літосфери; $\sigma_l = \rho_l g h_l \approx 5 \cdot 10^9$ м² – вертикальна напруга в літосфері; ρ_l – її середня густина; $K \approx 10^{11}$ Н/м² – модуль всебічного стиснення для земних порід; g – прискорення вільного падіння. Обчислення приводилися до значень $W_{ls} \approx 10^{22}$ Дж, $W_{le} \approx 2,5 \cdot 10^{28}$ Дж [132].

Таблиця 1.1

Енергетичні характеристики полів сейсмічного походження [132]

Поле	Енергія, Дж	Потужність, Вт	Тривалість, с	Примітка
Електромагнітне: $f \leq 10$ Гц $f = 10^3 - 10^4$ Гц $f = 10^5 - 10^6$ Гц	$10^{10} - 10^{11}$ $10^{13} - 10^{14}$ $10^{15(16)}$	10^8 10^{11} 10^{13}	$10^2 - 10^3$ $10^2 - 10^3$ $10^2 - 10^3$	Досягає і магнітосфери Те ж саме Сильно послабляється в літосфері
Електричне	10^9	$10^4 - 10^6$	$10^3 - 10^5$	Досягає іоносфери
Магнітне	10^{10}	10^8	10^2	Те ж саме
Інфразвукове	$10^{15} - 10^{16}$	$10^{13} - 10^{14}$	10^2	Досягає ~300 км

У даний час, незважаючи на велику кількість досліджень, усе ще існують багато суперечностей результатів сейсмічних спостережень з експериментальними вимірюваннями збурень у нижній іоносфері, які викликаються потужними землетрусами. У ряді робіт (див., напр., [110; 130; 147]) для їх усунення пропонувалася можливість одночасного впливу декількох літосферно-атмосферних джерел збурень на стан D-області, внаслідок чого ефективність зв'язків «літосфера – нижня іоносфера» повинна була б збільшуватися (див, напр., [110; 130]). Проте характерний час розвитку кінцевих плазмових збурень у області D з урахуванням складних та інерційних процесів їх розповсюдження від первинного джерела і трансформування при цьому повинен був перевищувати 1 годину, що не завжди збігалось з результатами експериментальних досліджень.

Наведене вище свідчить про те, що на цей час відсутня задовільна теоретична модель, яка давала б змогу якісно та кількісно описувати суттєві збурення параметрів плазми в нижній іоносфері, швидкий розви-

ток яких спостерігається різноманітними радіофізичними методами під час активізації сейсмічних процесів.

Слід також додати, що досить часто експериментальні результати носять суперечливий та, навіть, взаємовиключний характер (див., напр., [100; 167]). Усе ще не зовсім зрозумілими залишаються механізми швидкого впливу первинних збурень у літосфері і тропосфері на D-область іоносфери та поширення цих збурень в іоносферній плазмі на великі відстані від області осередку землетрусу.

Тому на сьогодні існує гостра необхідність подовження експериментальних досліджень і накопичення результатів, а також розробки й апробації нових методів (радіофізичних та ін.) і методик для дослідження впливу потужних землетрусів на параметри іоносферної плазми в цілому і в D-області зокрема. Потрібна також розробка нових моделей літосферно-атмосферно-іоносферних зв'язків з внесенням нових малоінерційних електродинамічних визначальних елементів, які активізують та посилюють ці зв'язки за збурених умов (див., напр., [8; 130]).

1.3.7. Атмосферна електрика

Вивчення взаємодії «тропосфера – стратосфера – іоносфера» завжди викликало значний інтерес і вважалося складним завданням. В останні роки до цієї проблеми значно підвищився інтерес, навіть з'явився термін «космічна погода» (див., напр., [220; 221]) завдяки експериментальним свідоцтвам про зв'язок метеорологічних процесів у тропосфері та стратосфері (атмосферна циркуляція, циклони та антициклони, вологість, тропосферні електричні поля тощо) з процесами в іоносфері.

Особливе значення тут мають дослідження атмосферної турбулентності. Добре відомо, що атмосферна турбулентність суттєво впливає на динаміку як метеорологічних, так і іоносферних процесів у нижній іоносфері, тобто на умови поширення радіохвиль [23; 114; 125; 126; 143].

Слід зазначити, що спектр можливих фізичних явищ при утворенні дрібномасштабної плазмової неоднорідної структури в нижній іоносфері у цілому є відносно великим і кількість явищ залежить від висотного діапазону, що досліджується. Як вважається, важливу роль при формуванні інтенсивних неоднорідностей плазми подібного типу відіграють заряджені аерозольні частинки, тобто метеорологічні процеси [158]. Це потребує

враховування мезосферної турбулентності при розвитку моделей, особливо за збурених умов.

Виділимо малоінерційні зв'язки метеорологічних ефектів зі збуреннями параметрів D-області електричного характеру (автор не розглядає у цьому випадку порівняно повільні механізми атмосферно-іоносферних зв'язків за рахунок циркуляційних процесів у нейтральній атмосфері та поширення акустичних і гравітаційних хвиль, які вивчалися, наприклад, у роботах [62; 90; 156]). У першу чергу, це стосується впливу грозової активності на іоносферну плазму.

Експериментальні дослідження останніх років свідчать, що грозова активність призводить до значних збурень параметрів нижньої іоносфери (див., напр., [43; 71; 95; 141; 156; 163; 191; 198 – 200; 203; 218; 220; 221]). Але на цей час ще залишається багато нез'ясованих елементів у механізмах цих малоінерційних зв'язків, які потребують подальших експериментальних та теоретичних досліджень. Важливим тут є те, що грозова активність є одним з основних генераторів струму в атмосферному електричному колі і відіграє дуже важливу роль у формуванні як локальної (регіональної), так і глобальної структури атмосферного електричного поля навколо Землі, і тому ці питання мають фундаментальний характер.

В останні роки відкриті інтенсивні плазмові утворення у середній атмосфері, так звані явища «*red sprites*», «*elves*» та «*blue jets*», які спостерігаються в атмосфері при активних грозових процесах (див., напр., [164; 219 – 221]). Ці явища призводять до розвитку інтенсивних короткочасних збурень параметрів нижньої іоносфери і суттєво впливають на параметри радіохвиль, що розповсюджуються у збуреній області.

Процеси утворення та еволюції цих надпотужних короткочасних плазмових збурень залишаються на цей час у багатьох рисах загадковими. Тому існує необхідність перегляду уявлень, що існували до цього часу про роль атмосферної електрики у системі «атмосфера – іоносфера – магнітосфера», особливо під час підвищеної регіональної грозової активності.

Відомо, що електричне поле атмосфери є важливим компонентом глобальної та регіональної (локальної) атмосферної електрики, яке фізично становить квазістатичне електричне поле, що створюється об'ємними зарядами в різних шарах атмосфери і власним зарядом Землі.

Також необхідно зазначити, що погода супроводжується різними електричними й електромагнітними явищами, які отримали узагальнену назву атмосферної електрики. В ясну погоду Земля негативно заряджена щодо атмосфери, а напруженість електричного поля складає близько 100 В/м при різниці потенціалів між іоносферою і поверхнею Землі близько 200 – 300 кВ. Напруженість і потенціал такого геоелектричного поля залежать головною мірою від електричної провідності атмосферного повітря, яка в основному визначається метеорологічними параметрами – вологістю, хмарністю, опадами, вітрами, хуртовинами, іонізацією атмосфери і т. д. Під час грозової активності електропровідність атмосфери помітно збільшується. При низькій вологості, при наявності пилу, туману і хмар електропровідність зменшується, що призводить до збільшення електричного потенціалу. Для середнього рівня електричного потенціалу характерний добовий та річний хід з амплітудою у 20 і 30 % від середнього рівня відповідно. У цей час добре відомо, що при проходженні хмар унаслідок протікання в них процесів електризації реєструються різкі зміни електричного потенціалу, а також спостерігаються зміни напрямку вектора електричного поля.

Також уже встановлено, що часто при сильних вітрах (під час проходження атмосферних фронтів тощо), грозах, пилових бурях і сильних протяжних пожежах напруженість електричного поля в регіонах може досягати 1000 В/м і більше.

Крім цього, добре відомо, що внаслідок активності світових грозових центрів, а також повільного турбулентного руху повітряних мас, коли електрична провідність атмосфери визначається іонізацією молекул, яка завжди відбувається в атмосферному повітрі, в умовах гарної погоди електричне поле пульсує. Тобто параметри електричного поля атмосфери в природних умовах постійно й помітно варіюють у часі. При цьому вплив космічної погоди на Землю проявляється у варіаціях електричного поля атмосфери.

До проблеми атмосферної електрики традиційно відносять питання генерації аероіонів в атмосферному повітрі. Відомо, що іони, які утворюються в атмосфері внаслідок іонізації молекул повітря, яка постійно відбувається в атмосфері, отримали назву аероіонів. Концентрація аероіонів в атмосферному повітрі має добовий і річний хід (див., напр., [116]). В атмосфері навколо поверхні Землі, а саме у нижніх її шарах, іонізаторами повітря є природні радіоактивні речовини, у верхніх шарах – сонячні й

космічні промені. Електричне поле між атмосферою і поверхнею Землі забезпечує генерацію негативних аероіонів на кінчиках листя дерев, чагарників і трав. Важливу роль відіграють також місцеві, або регіональні, іонізатори, пов'язані з погодою та антропогенною діяльністю людей [116]. До їх складу відносяться: сильні грози, потужні пилові та снігові бурі, пожежі, промислові об'єкти, мегаполіси та ін. Склад заряджених аероіонів і їх кількість залежать від температури і вологості повітряних мас, від географічних умов, у яких ці повітряні маси формувалися, а також від регіональних особливостей, тобто визначаються впливом великої кількості процесів, у тому числі пов'язаних з метеодинамікою. Концентрація аероіонів і їх співвідношення є також важливим екологічним фактором, що впливає на біологічні процеси й самопочуття людей.

Відомо, що зміна природного електромагнітного фону в регіоні завжди супроводжується, або викликається, зміною синоптичної ситуації. Низькочастотні і дуже низькочастотні електромагнітні поля, що генеруються в атмосфері, в основному пов'язують з блискачковими розрядами в атмосфері. Випромінювання типу атмосфериків, або імпульсне електромагнітне випромінювання грозових розрядів, може бути зареєстроване в широкому діапазоні частот. Експериментально спостерігаються добові, річні і багаторічні варіації амплітуди та частоти проходження імпульсів. Відомо, наприклад, що наближення до пункту спостереження холодного атмосферного фронту у літній період буде супроводжуватися збільшенням частоти проходження таких імпульсів. У діапазоні дуже низьких частот (3 – 300 Гц) електромагнітний фон також помітно змінюється. Найбільші зміни спостерігаються на резонансній частоті 8 Гц іоносферного хвилеводу і його високочастотних гармонік. Обумовлено це тим, що великомасштабні метеопроцеси, такі, наприклад, як циклони та антициклони, надають локальну дію на верхній шар атмосфери – іоносферу.

Установлено, що зміни природного електромагнітного фону у результаті цього впливу можуть бути зареєстровані на великих відстанях від джерела збурень.

Відомо також, що при наближенні циклону можуть визначатися різні збурення електромагнітного фону: циклони можуть додатково створювати збурення в діапазоні 1 – 80 Гц, можуть спостерігатися коливання, як періодичні, так і аперіодичні, з періодами 2 – 20 та більше хвилин. Такі коливання в діапазоні періодів «хвилини – години» викликаються поперечними коливаннями великих повітряних мас, так званих гравітаційних

хвиль, які виникають на кордонах фронтів. Частотний діапазон таких коливань досить широкий.

Таким чином, електромагнітні збурення, пов'язані з метеорологічними процесами в атмосфері, на частотах від декількох герц до десятка кілогерц модульовані періодами від кількох хвилин до декількох годин. Такі зміни електромагнітного фону в широкому діапазоні частот вважаються головним «сигналом», який дозволяє живим організмам передчувати зміни погоди за кілька годин або діб, коли інші фізичні параметри середовища проживання (атмосферний тиск, температура, вологість та ін.) ще помітно не змінюються. Особливо слід зазначити, що електричне поле приземної атмосфери дуже сильно модифікується в районах сильних пожеж, мегаполісів, великих промислових об'єктів та воєнних дій.

Добре відомо, що у різних регіонах Землі відбуваються виверження вулканів, під час яких в атмосферу викидається велика кількість пилу та малих складових (див., напр., [16]).

Встановлено, що вулканічна діяльність впливає на еволюцію навколосферної атмосфери [16] та на стан іоносферної плазми (див., напр., [8]) і призводить до суттєвих глобальних кліматичних та регіональних метеорологічних ефектів. Наприклад, при виверженнях вулканів спостерігаються потужні природні явища – вулканічні грози, що викликаються незкомпенсованим зарядом попелової хмари [8], та призводять до відповідних змін провідності тропосфери і напруженості атмосферного електричного поля поблизу поверхні Землі (глобального і регіонального) [8; 207], які реєструвалися.

У даний час механізми впливу вивержень вулканів на стан іоносферної плазми залишаються малодослідженими. Зазвичай дослідники вважають, що ключову роль у процесах літосферно-атмосферно-іоносферно-магнітосферної взаємодії при цих збуреннях відіграють великомасштабні та локальні зміни геоелектричного поля та пов'язані з ними геофізичні явища (див., напр., [8; 207]).

Слід також зазначити, що подібним до виверження вулканів джерелом зміни електричного поля атмосфери, як уже зазначалося, можуть бути пилові та піщані бурі, крупні пожежі, регіональні та глобальні воєнні дії, внаслідок яких у поверхні Землі утворюється щільний шар з великим незкомпенсованим зарядом (концентрація заряджених частинок становить $\sim 10^5 \text{ см}^{-3}$), який може суттєво впливати на градієнт потенціалу електричного поля (див., напр., [8]).

Підсумовуючи все наведене в даному підрозділі, ще раз слід підкреслити, що наявність зв'язків (електродинамічних) локальних та великомасштабних природних збурень у плазмі в нижній іоносфері з процесами в літосфері, атмосфері та магнітосфері потребує накопичення експериментальних даних у різних регіонах Землі з метою розвитку нових узагальнюючих підходів до створення просторово-часових моделей цих явищ, а також урахування регіональної специфіки застосування цих моделей у наукових дослідженнях та на практиці.

Висновки за розділом 1

Підсумовуючи все зазначене в даному розділі, можна виділити такі обґрунтовані останніми світовими науковими досягненнями концептуальні положення, на яких базується дана робота.

1. Система «літосфера – атмосфера – іоносфера-магнітосфера» – це з одного боку відкрита електродинамічна макросистема, а з іншого – глобальний атмосферний електричний ланцюг, на стан якої постійно впливають різноманітні внутрішні та зовнішні збурюючі фактори природного й антропогенного походження.

2. Україв важливою, але недостатньо дослідженою, навіть у незбурених умовах, складовою цієї навколоземної макросистеми є нижня іоносфера, на стан якої суттєво впливають потужні природні явища – літосферні, тропосферні, стратосферні, хемосферні, електросферні та магнітосферні процеси. Вплив великої кількості суттєвих зовнішніх та внутрішніх малодосліджених збурюючих факторів до цього часу не дозволяв побудувати моделі відгуку нижньої іоносфери на вказані природні явища. Складність цієї проблеми підкреслює також той факт, що до цього часу не існує задовільної моделі D-області іоносфери навіть за незбурених умов. Розбіжності при визначенні основних «незбурених» параметрів цієї області іоносфери, у першу чергу концентрації електронів, за допомогою існуючих у цей час емпіричних моделей, а також за допомогою різних експериментальних методів досліджень у східних умовах досягають декількох разів.

3. Вирішення багатьох наукових і практичних завдань потребує знання відомостей про варіації основних іоносферних параметрів, насамперед, концентрації N і частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами ν на цих висотах. Висотні профілі $N(z)$ і $\nu(z)$ схильні до різ-

ного роду змін, частина яких носить систематичний характер, а інша – має характер випадкових змін, обумовлених метеорологічними факторами та впливом джерел різної природи, в першу чергу природного характеру.

У даний час не існує глобальних моделей висотно-часових варіацій основних параметрів D-області іоносфери. Викликано це складністю і дорожнечою проведення тривалих експериментальних досліджень, відсутністю на планеті навіть мінімально необхідної мережі експериментальних установок для їх проведення. На існуючих у світі експериментальних установках дотепер не проводиться координованих досліджень D-області іоносфери для цілей моделювання. Тому виняткову цінність мають тривалі систематичні експериментальні спостереження, на основі яких можлива побудова регіональних моделей області D іоносфери.

4. Дослідження останніх років свідчать про наявність багатьох суттєвих особливостей, що формують іоносферу в окремих регіонах і різноманітність у регіональному відгуку на різні явища. Усе це свідчить про необхідність розробки, в першу чергу, моделей висотно-часових варіацій основних параметрів нижньої регіональної іоносфери.

На підставі регіональних моделей як невід'ємна частина можуть будуватися глобальні. Такий підхід є також доцільним і при розв'язанні цілого ряду практичних завдань. Важливо мати на увазі, що глобальні моделі зазвичай придатні для вирішення обмеженого кола завдань, особливо прикладного характеру.

До останнього часу відгук середньоширотної нижньої іоносфери на потужні природні явища було досліджено дуже мало і лише в епізодичних спостереженнях. Тому є актуальним розвиток просторово-часових моделей збурень параметрів нижньої іоносфери під впливом збурюючих чинників різноманітної природи та аналіз особливостей впливу.

Це обумовлює необхідність проведення цілеспрямованих експериментальних досліджень і визначення основних рис відгуку середньоширотної нижньої іоносфери, а також регіональних особливостей.

Таким чином, усе наведене вище і визначає вибір напряму досліджень у даній роботі.

2. Основні відомості про засоби, метод і методики досліджень

Для систематичних спостережень D-області іоносфери використовується метод ЧВ (див., напр., [12; 13; 21; 26 – 39; 41 – 43; 45; 46; 49; 54 – 59; 69; 70; 78; 81; 97; 101; 111; 142; 150; 165; 172 – 190; 209; 212; 217; 224; 227]), який є одним з основних методів дослідження D-області. Вивчення області D іоносфери як у середніх, так і у високих широтах проводиться епізодично у ракетних вимірах – за допомогою зондів, або за методом когерентних частот (див., напр., [105; 115]), а також за розповсюдженням надзвичайно довгих хвиль (НДХ) (див., напр., [75]).

Головна перевага методу полягає в тому, що він дозволяє проводити систематичні, тривалі і безперервні (від одиниць хвилин до кількох діб) дослідження як регулярних висотно-часових варіацій концентрації $N(z,t)$ та частот зіткнень $\nu(z,t)$ електронів з нейтральними молекулами, так і параметрів розсіюючих неоднорідностей іоносферної плазми при відносно невеликих витратах засобів та прийнятній точності.

Однак, як уже зазначалося, на практиці зазвичай вимірюється тільки $N(z)$ -профіль. Для отримання $N(z)$ у методі використовується модельний $\nu(z,t)$ -профіль, що задає у визначуваний $N(z)$ -профіль похибку, часто велику і невідому, оскільки самі моделі $\nu(z)$ -профілю, як зазначалося раніше, ще недосконалі.

Для вирішення як наукових, так і цілого ряду практичних завдань радіозв'язку, радіонавігації, систем Інтернету і т. д. необхідно знати з прийнятною точністю (похибка $\delta N, \delta \nu \leq 30\%$) обидва профілі та їх просторово-часові зміни. Таку можливість надає використання амплітудних вимірювань у методі ЧВ, однак такі можливості методу з одночасного визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ у D-області поки не отримали належного практичного застосування.

У праці [185] були розвинені відомі та запропоновані нові методики для одночасного визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ в області D, які використовувалися автором у роботі при обробці експериментальних даних. Застосування цих методик у ряді випадків дозволило значно підвищити точність визначуваних $N(z)$ - і $\nu(z)$ -профілів та розширити досліджуваний висотний діапазон.

2.1. Відомості про радіотехнічні системи Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна для діагностики параметрів середньоширотної D-області іоносфери

Експериментальні дослідження середньоширотної нижньої іоносфери проводилися в радіофізичній обсерваторії Харківського національного університету (ХНУ) імені В. Н. Каразіна (табл. 2.1) поблизу м. Харкова на апаратурі [227] за допомогою радару метода часткових відбиттів.

Таблиця 2.1

Координати радіофізичної обсерваторії ХНУ імені В. Н. Каразіна

Висота над рівнем моря, м	Координати				Параметри геомагнітного поля		
	географічні		геомагнітні				
	широта (N)	довгота (E)	широта (Ф)	довгота (Λ)	магнітний нахил	магнітне схилення	параметр Мак-Ілвена (L)
156	49° 38'	36° 20'	45,37°	118,7°	66° 36,8'	6° 19,6'	~2,0

Метод ЧВ є одним із найбільш ефективних та інформативних методів дослідження параметрів як незбуреної, так і збуреної іоносферної плазми. Він базується на використанні часткових відбиттів радіохвиль від неоднорідностей діелектричної проникності типу "різка границя" (з характерними горизонтальними розмірами близько або більше першої зони Френеля та характерними вертикальними розмірами, набагато меншими довжини хвилі зонduючого сигналу) та зворотного розсіяння радіохвиль на дрібномасштабних (близько половини довжини хвилі зонduючого сигналу) флуктуаціях діелектричної проникності, що виникають за рахунок атмосферної турбулентності (див., напр., [69]).

Для проведення досліджень нижньої іоносфери в ХНУ імені В. Н. Каразіна були створені стаціонарна та пересувна системи ЧВ. Системи ХНУ імені В. Н. Каразіна, на відміну від інших, можуть працювати у широкому діапазоні частот з високою імпульсною потужністю. Наявність рухомої та стаціонарної систем дає змогу вивчати просторові

зміни параметрів нижньої іоносфери. Основні характеристики комплексів наведені в табл. 2.2.

Таблиця 2.2

Технічні характеристики стаціонарної та пересувної систем для дослідження нижньої іоносфери методом часткових відбиттів

Параметри пристроїв	Стаціонарна система	Пересувна система
Передавач:		
Імпульсна потужність, кВт	300 (при $f=1 - 4,5$ МГц)	300 (при $f=1 - 4,5$ МГц)
Потужність у безперервному режимі, кВт	100 (при $f=1 - 15$ МГц)	–
Діапазон робочих частот, МГц	1 – 15	1 – 10
Тривалість зондуючих імпульсів, мкс	25 – 500	20 – 100
Максимальна частота висилань імпульсів, Гц	100	100
Приймальна система:		
Чутливість по антенному входу, мкВ	0,3	0,3
Ширина смуги пропускання, кГц	50	50
Діапазон робочих частот, МГц	1 – 15	1 – 27,5 (лінійна поляризація), 1 – 10 (кругова поляризація)

Метод ЧВ складається з комплексу вимірювальної радіотехнічної апаратури і методик отримання параметрів та динамічного режиму нижньої іоносфери.

Для одержання висотних профілей $N(z)$ та $\nu(z)$ розроблено методики, які базуються на різному поглинанні незвичайної (x) і звичайної (o) компонент ЧВ-сигналів (методика диференційного поглинення), на висотних змінах коефіцієнта взаємної кореляції компонент ЧВ (кореляційна методика) та на різниці фаз компонент ЧВ-сигналів в іоносфері (методика диференційної фази) [69]. Іноді використовуються також сигнали з лінійною частотною модуляцією [69].

Вертикальні профілі швидкості горизонтального дрейфу неоднорідностей електронної концентрації можна досліджувати за допомогою ко-

реляційного аналізу наземної дифракційної картини ЧВ сигналів (див., напр., [69]).

Зазвичай метод ЧВ застосовується для дослідження іоносферної плазми в інтервалі висот від 50 до 100 км над поверхнею Землі. Висотне розрізнення методу при дослідженнях регулярних параметрів визначається, в першу чергу, тривалістю імпульсу зондування. Оптимальним є 10 – 25 мкс, що відповідає висотному розрізненню 1,5 – 3,75 км.

Розділювальна здатність по горизонталі визначається шириною діаграми спрямованості антени і складає для діючих установок від одиниць до декількох десятків кілометрів.

Мінімальне часове розрізнення при визначенні висотних профілів електронної концентрації становить 1 – 5 хв. залежно від робочої частоти і діапазону висот. Похибка визначення цих профілів, як правило, не менше 10 – 30 %.

Характерні розміри дрібномасштабних неоднорідностей концентрації електронів у нижній іоносфері визначаються з умови Бреґівського розсіювання. Для діапазону робочих частот 2 – 6 МГц, який найбільш широко використовується в методі ЧВ, ці розміри лежать у межах 75 – 25 м відповідно.

Використання установок ЧВ з перекиданням по частоті та спеціальних статистичних методів відокремлення розсіяної складової ЧВ сигналу дозволяє досліджувати як вертикальні, так і горизонтальні розміри неоднорідностей електронної концентрації.

Для вивчення горизонтальних розмірів неоднорідностей може також успішно використовуватися рознесений прийом ЧВ-сигналів (див., напр., [69]). Дослідження функції розподілу амплітуд ЧВ-сигналів дозволяє одержувати відомості про неоднорідності діелектричної проникності типу «різка границя».

Мінімальне часове розрізнення для одержання висотних профілів електронної концентрації в D-області іоносфери у більшості випадків складає 1 – 5 хв. (залежно від робочої частоти та діапазону висот, що досліджується [69; 101]). У випадках коли вирішується завдання тільки виявлення збурень, то можна досягнути часового розрізнення порядку одиниць секунд.

Загальна похибка методу ЧВ при визначенні висотного профілю електронної концентрації у звичайних умовах складає близько 20 – 30 % [12; 21; 39; 69; 78; 101; 150].

Діапазон висот використання класичних методик ЧВ лежить у межах 55 – 90 км. Верхня межа цього діапазону обумовлена, переважно, великим поглинанням незвичайної хвилі та розбіжністю імпульсних розсіювачих об'ємів, а нижня – практичною відсутністю диференційних ефектів у поведінці різних компонент ЧВ-сигналів за звичайних умов.

Слід підкреслити, що ЧВ-сигнали можуть спостерігатися і в більш широкому висотному діапазоні – від 40 км до висот F-області іоносфери, особливо за збурених умов. Але для цих випадків необхідно розробляти нові методики визначення параметрів середовища.

Головним недоліком при використанні методу ЧВ для дослідження висотно-часових варіацій параметрів нижньої іоносфери, головним чином $N(z)$ та $\nu(z)$, є те, що зазвичай на практиці вимірюється тільки профіль $N(z)$.

Для отримання $N(z)$ у методі застосовується модельний профіль $\nu(z)$, що вносить у профіль $N(z)$, який визначається, похибку, часто велику і невідому, оскільки самі моделі профілю $\nu(z)$ ще недостатньо точні. Тому питання підвищення точності визначення цих параметрів усе ще є актуальним. Докладніше вони будуть розглянуті в наступному розділі.

Для дистанційної діагностики параметрів збуреної та незбуреної нижньої іоносфери і середньої атмосфери методом ЧВ у ХНУ імені В. Н. Каразіна створені та успішно функціонують стаціонарний і пересувний радіотехнічні комплекси апаратури (див., напр., [227]). На відміну від існуючих, ці системи можуть працювати у відносно широкому діапазоні частот з високою імпульсною потужністю.

Наявність рухомої та стаціонарної систем дає змогу вивчати просторові зміни параметрів нижньої іоносфери.

До складу системи входить автоматична іоносферна станція АІС-3, яка дозволяє одержувати дані для оцінки загальної іоносферної обстановки в ході виконання досліджень різними радіофізичними методами.

При проведенні вимірів методом ЧВ система працює в такий спосіб. Радіопередавальна система разом з антенно-фідерною забезпечують випромінювання вертикально вгору зондувальних імпульсів. Радіоприймальна система разом з антенно-фідерною системою забезпечують прийом і виділення сигналів обох кругових поляризацій. З виходу радіоприймальної системи сигнал на проміжній частоті

надходить у систему обробки, реєстрації і керування, де він детектується, оцифровується та реєструється на носії даних.

Сигнали керування системою ЧВ виробляються системою синхронізації.

Процес зондування складається з циклів. У циклі зондування має місце випромінювання двох радіоімпульсів. Після випромінювання першого імпульсу здійснюється прийом і обробка сигналу однієї поляризації, а після випромінювання другого імпульсу – прийом і обробка сигналу іншої поляризації.

У циклі зондування перед випромінюванням кожного зондувального імпульсу здійснюється поцифрування та реєстрація амплітуди сигналу перешкоди на частоті зондування для оцінки статистичних характеристик шуму.

Радіопередавальна система комплексу має два радіопередавальних пристрої. Один із пристроїв призначений для роботи як у безперервному, так і в імпульсному режимі випромінювання, що дозволяє використовувати його в експериментах для нагрівання і для зондування іоносфери. Інший працює тільки в імпульсному режимі, однак забезпечує більшу вихідну імпульсну потужність.

Наявність двох каналів у передавачах дозволяє при роботі на ортогональні антени випромінювати радіохвилі із круговою поляризацією. При цьому в один із каналів вводиться зміщення фази $\pm 90^\circ$.

Основні технічні характеристики радіопередавальної системи такі: вихідна потужність – до 300 кВт в імпульсі, або ж до 100 кВт безперервно; тривалість імпульсу – 25 – 500 мкс; діапазон робочих частот – 1,5 – 15 МГц; частота повторення зонзуючих імпульсів – до 100 Гц; шаруватість – не менше 1000.

Передавальна антена у режимі ЧВ складається з двох рознесених антенних ґраток, одна з яких призначена для роботи в діапазоні частот 1,5 – 4,5 МГц, а інша – в діапазоні 4,5 – 15 МГц. Елементом ґратки діапазону 1,5 – 4,5 МГц є подвійна вертикальна ромбічна антена Айзенберга, а ґратки діапазону 4,5 – 15 МГц – звичайна ромбічна антена. Висота підвішення антен – 20 м. Розміри антенних полів – 300 x 300 м і 60 x 60 м відповідно. Розрахунковий коефіцієнт підсилення по потужності для ґратки діапазону 1,5 – 4,5 МГц дорівнює 200.

Для прийому сигналів у режимі ЧВ використовуються ортогональні антени, кожна з яких складається з двох подвійних ромбів, розташованих

в одну лінію. Фазові та геометричні центри передавальної антенної ґратки діапазону 1,5 – 4,5 МГц і приймальної ґратки співпадають, так що фізично вони не є рознесеними.

Конструкція антенного поля дозволяє змінювати з'єднання його елементів. Для узгодження імпедансів приймально-передавального обладнання з антенними ґратками та симетрування використовуються широкополосні трансформатори і подільники потужності типу довга лінія, виконані на феритових осередках.

З'єднання елементів антен між собою й узгоджувачами трансформаторами виконане за допомогою двопровідних та коаксіальних фідерних ліній.

Радіоприймальна система разом із приймальною антенно-фідерною системою забезпечують прийом і виділення сигналів обох кругових поляризацій радіохвилі. Вона створена на базі модернізованого приймача Р-250М2. На час випромінювання зондувального імпульсу вхід приймача відключається від антени за допомогою схеми захисту від перевантажень.

Радіоприймальна система містить у собі блок антенних комутаторів та виділення поляризацій, приймач і контрольний осцилограф. Атенюатор забезпечує східчасте ослаблення сигналів обох поляризацій. Величина ослаблення встановлюється незалежно для сигналу кожної поляризації. Перемикач поляризацій керується сигналом із системи синхронізації та керування.

Схема захисту від перевантажень призначена для відключення входу приймача від антенно-фідерної системи на час випромінювання зондувального імпульсу.

Приймач забезпечує посилення, перетворення та фільтрацію радіосигналу до проміжної частоти 215 кГц. Далі цей сигнал подається в систему синхронізації та керування для детектування.

Система реєстрації та обробки виконана на базі двох ПЕОМ типу IBM PC/AT. Одна з ПЕОМ використовується для реєстрації даних у реальному часі у процесі проведення вимірювань.

Уведення даних до ПЕОМ здійснюється через пристрій буферної оперативної пам'яті. Програма, під управлінням якої функціонує комп'ютер, здійснює перевірку структури прийнятих даних згідно із службовими бітами, формує фрейми циклів зондування та зберігає їх послідовність на жорсткому диску.

До ПЕОМ також підключено цифровий вихід приймача системи GPS типу GM-305. Він призначений для точного прив'язування часу початку і кінця реєстрації, які вказуються у заголовку файла реєстрації.

Інша ПЕОМ використовується для обробки файлів реєстрації з метою отримання інформації про висотні профілі різноманітних фізичних параметрів нижньої іоносфери та їх часову динаміку, а також представлення їх у графічному вигляді. На її жорсткому диску також міститься одна з копій архіву банку зондування, що виконані системою ЧВ протягом майже трьох десятиріч.

Послідовність роботи пристроїв, що входять до складу комплексу, задається системою синхронізації, зібраної на базі лічильників типу Ф5093. Система синхронізації забезпечує високу стабільність формування часових інтервалів та оперативність зміни їх параметрів. Осцилограф призначений для візуального контролю прийнятого сигналу та окремих сигналів, що формуються в блоці синхронізації для ремонтно-профілактичних робіт.

2.2. Методики вимірювань і обробки даних

Під час експерименту на магнітний носій реєструвалися висотно-часові залежності амплітуд суміші частково відбитого сигналу і радіошумів $A_{so,x}(z,t)$, де індекси «о» і «х» відповідають звичайній і незвичайній магнітоіонним поляризація, з 14 або 24 висотних рівнів, починаючи з 45 або 60 км через 1,5 – 3 км.

Для виділення амплітуд частково відбитих сигналів $A_{o,x}(z,t)$ записуються також амплітуди тільки радіошумів $A_{no,x}(t)$ (2 – 6 вибірок у смузі частот 50 кГц), у моменти часу, що передують випромінюванню зондуєчого імпульсу.

Виміри $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$ виконувалися безперервними сеансами тривалістю одиниці-десятки годин.

Оцінки середніх величин інтенсивностей ЧВ-сигналів $\langle A_{x,o}^2 \rangle$ і шумів здійснювалися за 60 реалізаціями на інтервалі часу 60 с. Статистична похибка цих оцінок не перевищувала 10 %. Обчислювалися висотно-часові залежності $\langle A_{x,o}^2 \rangle(z,t)$ і $\langle A_{nx,no}^2 \rangle(t)$.

За отриманими в експерименті $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z)$ обчислювалося їх відношення $a(z) = \langle A_x^2(z) \rangle / \langle A_o^2(z) \rangle$ (на фіксованих висотах з кроком $\Delta z = 1,5 - 3$ км), що використовується далі для отримання профілів електронної концентрації $N(z)$.

Висотні профілі $N(z)$ обчислювалися на інтервалах усереднення 5 і 10 хв. При отриманні профілів $N(z)$ зазвичай використовувалася модель профілю частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами $\nu(z)$ [65; 69].

Похибка обчислень висотних профілів на інтервалах усереднення в 10 або 5 хв. не перевищувала 30 і 50 % відповідно.

Для аналізу даних для всіх експериментів обчислювалися усереднені за 60 с залежності $a(z,t) = \langle A_x^2(z) \rangle / \langle A_o^2(z) \rangle$ і відношення «ЧВ сигнал/шум» $s_{o,x}(z,t) = \langle A_{o,x}^2 \rangle / \langle A_{no,x}^2 \rangle$ та аналізувалися їхні висотно-часові варіації $s(z,t)$.

Для оцінки періодів досить повільних варіацій $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$ або концентрації електронів $N(z)$ використовувався алгоритм швидкого перетворення Фур'є на інтервалі часу 32, 64 або 128 хв. Часовий ряд при цьому утворений із щосекундних значень $A_{so,x}(z,t)$, $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$.

Аналізувалися висотно-часові варіації отриманих залежностей $A_{so,x}(z,t)$, $A_{o,x}(z,t)$, $A_{no,x}(t)$ і $N(z)$.

3. Розвиток методик визначення висотних профілів концентрації та частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами

У даному розділі розглядаються основні рішення для одночасного отримання висотних профілів концентрації електронів та частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами з метою підвищення точності метода ЧВ, які використовувалися при обробці експериментальних даних для вивчення просторово-часових варіацій цих параметрів іоносфери та побудови відповідних моделей у кожному конкретному випадку.

Вивчення D-області іоносфери як у середніх, так і у високих широтах проводиться епізодично в ракетних вимірах за допомогою зондів та методом когерентних частот (див., напр., [105; 115]), або за розповсюдженням СДХ (див., напр., [113]). Для систематичних спостережень використовується метод ЧВ (див., напр., [12; 13; 21; 26 – 39; 41 – 43; 45; 46; 49; 54 – 59; 69; 70; 78; 81; 97; 101; 111; 142; 150; 165; 172 – 190; 209; 212; 217; 224; 227]), який у цей час є одним з основних методів дослідження D-області іоносфери.

Головна перевага методу полягає в тому, що він дозволяє проводити систематичні, тривалі і безперервні (від одиниць хвилин до кількох діб) дослідження як регулярних висотно-часових варіацій концентрації $N(z,t)$ та частот зіткнень $\nu(z,t)$ електронів з нейтральними молекулами, так і параметрів розсіюючих неоднорідностей іоносферної плазми при відносно невеликих витратах засобів та прийнятною точністю. Однак, як уже зазначалося, на практиці зазвичай вимірюється тільки $N(z)$ -профіль. Для отримання $N(z)$ в методі використовується модельний $\nu(z)$ -профіль, що вносить у визначуваний $N(z)$ -профіль похибку, часто велику і невідому, оскільки самі моделі $\nu(z)$ -профілю ще недостатньо точні.

Для вирішення як наукових, так і цілого ряду практичних завдань радіозв'язку, радіонавігації, систем Інтернету і т. д. необхідно знати з прийнятною точністю (похибка $\delta N, \delta \nu \leq 30\%$) обидва профілю та їх просторово-часові зміни. Таку можливість надає використання амплітудних вимірювань у методі ЧВ, однак такі можливості методу з одночасного визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ у D-області поки не отримали належного розвитку. Відомі методики [13; 46] не отримали широкого застосування з ряду при-

чин. Використання методики [13] при зондуванні іоносфери із застосуванням однієї робочої частоти не дозволяє з необхідною точністю отримувати відомості про $N(z)$ і $\nu(z)$ у нижній ($z \leq 75$ км) і верхній ($z \geq 85$ км) частинах D-області іоносфери через чутливість методики до похибок вимірів амплітуд ЧВ-сигналів, які обумовлені, в основному, впливом радіоперешкод, похибками в конструкції приймально-передавальної системи комплексу апаратури, трансформацією магнітоіонних компонент ЧВ-сигналів у магнітоактивній іоносфері. Досліджуваний діапазон висот становить при цьому, як правило, $\sim 8 - 10$ км. Застосування методики [46] обмежується необхідністю застосування багаточастотного зондування іоносфери в діапазоні частот $2 - 6$ МГц.

У нижній частині D-області іоносфери відомості про варіації частот зіткнень електронів $\nu(z)$ у методі ЧВ отримують за відомою методикою [150], яка заснована на тому, що в цій частині іоносфери, як правило, це висоти $z < 70 - 75$ км, диференціальне поглинання магнітоіонних компонент мале і виконується приблизна рівність:

$$a(z) \cong R(z),$$

тут $a(z) = \langle A_x^2(z) \rangle / \langle A_o^2(z) \rangle$ вимірюється в експерименті, $R(z)$ – теоретична функція, яка залежить від робочої частоти ω , поздовжньої вздовж магнітного поля складової гірчастоти електронів ω_L і $\nu(z)$.

У цьому випадку зазвичай отримують значення $\nu(z)$ з необхідною точністю на одній-трьох висотах, тобто досліджуваний діапазон висот становить $\sim 3 - 6$ км. Отримані таким чином значення $\nu(z)$ потім використовують для отримання концентрації електронів, наприклад, методикою за диференціального поглинання [150].

Зазначимо, що ця методика є основною для отримання відомостей про висотно-часові варіації профілю $\nu(z)$ у нижній частині D-області іоносфери.

Для розширення досліджуваного висотного діапазону в D-області іоносфери до $15 - 25$ км необхідний розвиток нових та існуючих методик одночасного визначення $N(z)$ і $\nu(z)$.

У даному підрозділі для підвищення інформативності й точності методу ЧВ запропоновані нові і розвинені відомі методики одночасного визначення концентрації та частот зіткнень електронів з нейтральними мо-

лекулами в D-області іоносфери, проведена їх експериментальна апробація; на основі експериментальних даних виконано порівняння методик, подані практичні рекомендації для підвищення точності отримання параметрів іоносферної плазми і розширення досліджуваного висотного діапазону.

3.1. Методики одночасного отримання концентрації і частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами

3.1.1. Використання амплітудних вимірювань середньої різниці фаз і диференціального поглинання магнітоіонних компонент

Розглянемо спосіб визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ -профілів у D-області іоносфери, заснований на одночасному вимірюванні диференціального поглинання та середньої різниці фаз $\langle \varphi \rangle$ «о»- і «х»-компонент ЧВ-сигналів (час вимірювань становить 5 – 10 хв.) [187].

При цьому $\langle \varphi \rangle$ визначається за одночасними вимірюваннями амплітуд ЧВ-сигналів $A_{o,x}(z,t)$ і амплітуд $A_{1,2}(z,t)$ на ортогональних лінійно-поляризованих антенах за методикою [91] (дозволяє визначати $\langle \varphi \rangle$ без проведення тонких і складних фазових вимірювань).

Завдання одночасного визначення N і $\nu(z)$ вирішується в два етапи:

1. Визначення $N(z)$.

Для середньої різниці фаз $\langle \varphi \rangle$ має місце вираз [91]:

$$\langle \varphi \rangle = \langle \varphi_o - \varphi_x \rangle = \arccos \left(\frac{(A_1^2 - A_2^2)(A_o^2 + A_x^2)}{(A_1^2 + A_2^2)A_o A_x} \right). \quad (3.1)$$

Зв'язок $\langle \varphi \rangle$ з параметрами іоносфери, справедливий також і для безпосередньо фазових вимірювань, має вигляд:

$$\langle \varphi \rangle = 2 \frac{\omega}{c} \int_0^z (n_o - n_x) dz' + \varphi_2 + \varphi_3 + \Delta\phi, \quad (3.2)$$

$$\text{де } \varphi_2 = \arctg \frac{5/2 [C_{5/2}(z_x)z_o C_{3/2}(z_o) - C_{5/2}(z_o)z_x C_{3/2}(z_x)]}{z_o C_{3/2}(z_o)z_x C_{3/2}(z_x) + (25/4)C_{5/2}(z_x)z_o C_{5/2}(z_o)};$$

$$\varphi_3 = \arctg \frac{\alpha' \sin \varphi_1}{1 + \alpha' \cos \varphi_1};$$

$$\varphi_1 = \frac{xshy \cos x - ychy \sin x}{yshy \cos x - xchy \sin x};$$

$$z_{o,x}(z) = \frac{\omega \pm \omega_L}{\nu(z)};$$

$$C_p(z_{o,x}) = \frac{1}{\Gamma(p+1)} \int_0^\infty \frac{\varepsilon^p p^\varepsilon}{\varepsilon^2 + z_{o,x}^2} d\varepsilon;$$

$$x = \omega \tau_i (n_o - n_x), \quad y = \omega \tau_i (\kappa_o - \kappa_x), \quad y_{o,x} = \omega \tau_i \kappa_{o,x};$$

$\Delta\phi$ – початкова різниця фаз «о»- і «х»-хвиль;

ω_L – поздовжня вздовж напрямку магнітного поля Землі складова гірочастоти електронів $f_L = 2\pi\omega_L$;

ω – робоча частота;

$n_{o,x}, \kappa_{o,x}$ – дійсна та уявна частини показника заломлення іоносферної плазми;

τ_i – тривалість зондувальних імпульсів;

α' – коефіцієнт, відмінний від одиниці при одночасному існуванні механізмів розсіяння і френелівського відбиття радіохвиль від неоднорідностей N (при розсіюванні $\varphi_3 = \varphi_1$, при відбитті $\varphi_3 = \varphi_1 = 0$).

Розрахунок $N(z)$ -профіля здійснюється за формулою (3.2) з урахуванням (3.1), вирази для $n_{o,x}, \kappa_{o,x}$ беруться за узагальненої моделі Сена і Уїллера.

Моделльні розрахунки $\langle \varphi \rangle$ залежно від значень N при різних $\nu(z)$, виконані для частот $f = 2,5$ і 5 МГц, показали, що можливий інтервал вимірювань N з похибкою $\leq 30\%$ цим способом охоплює D-область вдень і E-шар вночі.

Урахування $\nu(z)$ при обчисленні N необхідно проводити в два етапи: спочатку береться зразкове значення ν на фіксованій висоті (наприклад, з моделі), потім це значення ν уточнюється за методикою [13], описаної коротко нижче, після чого вводиться поправка на визначення N методом послідовних наближень.

2. Визначення $\nu(z)$.

Методика визначення $\nu(z)$ [13] заснована на вимірюванні диференціального поглинання «о»- і «х»-компонент ЧВ-сигналів. Використовуються ті ж експериментальні записи $A_{o,x}(z,t)$ та вираз:

$$a(z) = \langle A_x^2(z) \rangle / \langle A_o^2(z) \rangle = R(z) \cdot P_1(z) \cdot P_2(z) \cdot \exp \left[- \int_{z_0}^z K(z') \cdot N(z) dz' \right], \quad (3.3)$$

де $R(z) = \langle |\Delta \varepsilon_x|^2 \rangle / \langle |\Delta \varepsilon_o|^2 \rangle$ – відношення коефіцієнтів відбиття для "о" і "х"-хвиль;

$\Delta \varepsilon_{o,x}$ – флуктуації діелектричної проникності іоносферної плазми;

$K = 8\omega_p^2 \omega_H \omega / c [(\omega + \omega_H)^2 + \nu^2][(\omega - \omega_H)^2 + \nu^2]$;

$\omega_p^2 = e^2 / m \cdot \varepsilon$;

$\omega_H = eB_0 m \cos \chi'$;

$\omega = 2\pi f$;

B_0 – індукція магнітного поля Землі;

χ' – кут між напрямом вектора B_0 і вертикаллю;

ε – діелектрична проникність вакууму;

e, m – заряд і маса електрона;

$P_1(z) = (y_o \text{sh} y_x) / (y_x \text{sh} y_o)$ – описує диференціальне поглинання "о"- і "х"-компонент у розсіюючому об'ємі $L = ct_u/2$;

c – швидкість світла у вакуумі;

t_u – тривалість зондувальних імпульсів;

$P_2 = \exp\{-0,78 [(n_x^2 - n_o^2) - (\varepsilon_x^2 - \varepsilon_o^2)]\}$ – співмножник, що описує відмінність просторових флуктуацій N ;

$y_{o,x} = t_u \omega \varepsilon_{o,x}$;

$n_{o,x}$ і $\varepsilon_{o,x}$ – дійсна та уявна частини $\varepsilon_{o,x}$.

Зазвичай, задаючись модельним профілем $\nu(z)$, концентрацію електронів N отримують шляхом чисельного вирішення рівняння (3.3).

У праці [21] ця задача зведена до вирішення інтегрального рівняння Вольтерра I роду з використанням методу регуляризації Тихонова, в разі, коли $a(z)$ і $\nu(z)$ задані з похибкою. При цьому робиться це без урахування співмножників P_1 і P_2 , що вносить додаткову похибку, оскільки, як

показано в праці [128], співмножники P_1 і P_2 можуть бути близько 3 – 20 і більше.

У загальному ж випадку з урахуванням співмножників P_1 і P_2 завдання зводиться до вирішення інтегрального лінійного неоднорідного рівняння Фредгольма II роду тими ж методами [36; 187]:

$$f(z) = N(z) - \lambda \int_{z_0}^z K(z') \cdot N(z') dz', \quad (3.4)$$

де $\lambda = 1/g(z), f(z) = f'(z)/g(z);$

$$f'(z) = \ln[a(z)/R(z)];$$

$$g(z) \cdot N(z) = \ln[P_1(z) \cdot P_2(z)];$$

z_0 – початкова висота.

Похибка визначення ν у цьому випадку $\leq 30\%$ при коректному врахуванні похибок вимірювань.

На рис. 3.1 наведено результати експериментальної перевірки розглянутої методики.

Вимірювання виконані 04.05.1976 р. у районі м. Харкова за допомогою апаратури [227].

Висотно-часові залежності $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{1,2}(z,t)$ реєструвалися з екрана осцилографа на кіноплівку, а потім після оцифровки використовувалися для обчислення висотних залежностей $\langle \varphi \rangle$ і $\langle a \rangle$, за якими розраховані $N(z)$ (криві 1 і 2) і $\nu(z)$ -профілі (хрестики та кружечки) для двох послідовних реєстрацій, виконаних о 15.04 – 15.12 LT ($f = 2,04$ МГц) і о 15.17 – 15.27 LT ($f = 2,19$ МГц).

На рис. 3.1 наведено також $N(z)$ -профіль, обчислений за тими ж експериментальними даними ($f = 2,04$ МГц, крива 4), за методикою [13] з використанням $\nu(z)$ -профіля (хрестики). Цей профіль, як і профіль для $f = 2,19$ МГц, який не наведено тут, добре узгоджуються з кривими 1 і 2.

Подібні результати отримані автором і для ряду інших реєстрацій. Це дозволяє стверджувати, що розглянута методика застосовна для систематичних досліджень.

Модельні розрахунки $N(z)$ і $\nu(z)$, виконані за цією методикою, і порівняння їх з результатами розрахунків за методиками [13; 150; 165] по-

казали, що запропонована методика в тій же мірі чутлива до похибок вимірювань $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{1,2}(z,t)$.

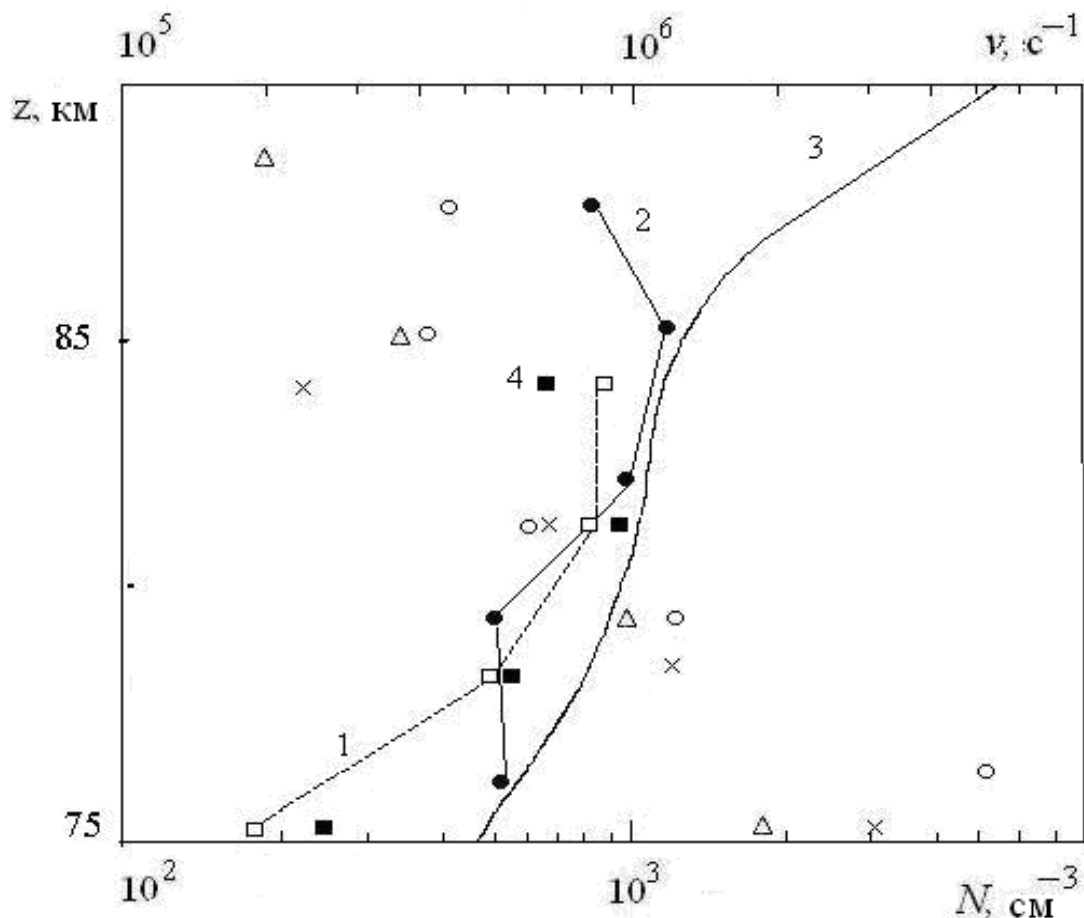


Рис. 3.1. Профілі $N(z)$ і $\nu(z)$, отримані за амплітудними вимірами $\langle \varphi \rangle$ і $\langle a \rangle$ 04.05.1976 р. о 15.00 LT поблизу м. Харкова (крива 1, $f = 2.04$ МГц) і о 15.17 LT (крива 2, $f = 2.19$ МГц); $\nu(z)$ – хрестики і кружечки відповідно. Крива 3 – $N(z)$ -профіль, обчислений за моделлю [142]; крива 4 отримана за методикою [13] для експерименту з $f = 2.04$ МГц; трикутники – модельний профіль $\nu(z)$ [150]

Однак спільне використання двох методик дозволяє мінімізувати похибки визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ у D-області іоносфери (див., напр., на рис. 3.1).

Для розширення досліджуваного висотного діапазону необхідно застосовувати одночасне зондування на двох або більше різних частотах з діапазону 2 – 6 МГц.

3.1.2. Використання одночасних вимірювань диференціального поглинання на двох частотах

Відомо, що ЧВ-сигнали є сумою відбитків від усіх неоднорідностей іоносферної плазми, які розташовані в об'ємі з вертикальним розміром $L = c\tau_i/2$. Горизонтальний розмір L_1 розсіюючого об'єму визначається розкритом діаграми спрямованості антени θ_A . Відповідно до теорії розсіювання радіохвиль, у напрямку, заданому вектором \vec{n}_S , енергію в основному розсіюють неоднорідності з масштабом $l \sim \lambda/2 \sin(\theta/2)$, де θ – кут між хвильовими векторами падаючої і назад розсіяної хвилі. При зворотньому розсіюванні $\theta = \pi/2$ і $l = \lambda/2$ (λ – довжина хвилі зондування), тобто для частот $f = 2 - 6$ МГц $l \approx 75 - 25$ м. Згідно з, наприклад, джерелом [128], інтенсивність ЧВ-сигналів нелінійно залежить від частоти зондування f . Виходячи зі сказаного, можливо визначати спільно $N(z)$ - і $\nu(z)$ -профілі в D-області на основі одночасних вимірювань методом ЧВ диференціального поглинання магнітоіонних компонент на двох різних частотах f_1 і f_2 .

Проведено модельні розрахунки такої можливості спільного визначення $N(z)$ - і $\nu(z)$ -профілів в D-області з похибкою ≤ 30 %. Розрахунки виконані за такою схемою:

- 1) задавалися типовими моделями $N(z)$ і $\nu(z)$ [128];
- 2) для частот f_1 і f_2 з діапазону 2 – 6 МГц і $\Delta f = f_1 - f_2 = 0,5; 1; 1,5; 2; 3$ МГц за цими $N(z)$ і $\nu(z)$ обчислювалися $a_1(z)$ і $a_2(z)$ за формулою (2.3);
- 3) в $a_1(z)$ і $a_2(z)$ вводилися викривлення $\delta a_{1,2}(z) = 1 \%, 5 \%, 10 \%, 20 \%, 50 \%, 100 \%$;
- 4) за отриманими в результаті попередньої операції $a'_1(z)$ і $a'_2(z)$ обчислювалися $N(z)$ і $\nu(z)$;
- 5) задавалися похибками δN і $\delta \nu \leq 30 \%$;
- 6) знаходилися інтервали висот Δz і Δf , при яких у результаті операцій 3 і 4 виконувалася умова 5.

Модельні розрахунки показали, що одночасне використання двох частот з $\Delta f \geq 1$ МГц дозволяє визначати одночасно $N(z)$ - і $\nu(z)$ -профілі в D-області з похибкою $< 30 - 50$ %, як правило, в інтервалі висот 10 – 12 км [187].

Використання ряду комбінацій f_1 і f_2 дозволяє розширити досліджуваний діапазон до 15 – 20 км.

Автором виконувалася неодноразова апробація цієї методики. На рис. 3.2 наведено приклад профілів $N(z)$ (крива 1) і $\nu(z)$ (кружечки) в області D, обчислені за цією методикою за експериментальними даними, отриманими 18.03.1983 р. у 15.30 – 15.40 LT поблизу м. Харкова.

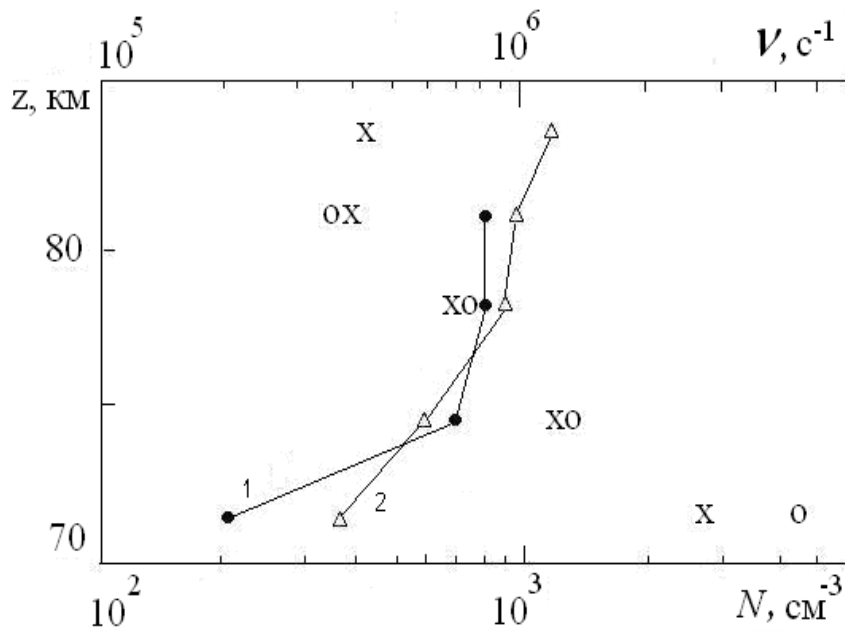


Рис. 3.2. Порівняння профілів $N(z)$ і $\nu(z)$, виміряних у 15.30 – 15.40 LT 18.03.1983 р.: крива 1 – профіль $N(z)$, отриманий за одночасним вимірюванням $a_1(z)$ і $a_2(z)$ ($f_1 = 1,885$ МГц і $f_2 = 3,556$ МГц, $\nu(z)$ – кружечки); крива 2 отримана за методикою [13] для $f_2 = 3,556$ МГц ($\nu(z)$ – хрестики)

Експерименти проводилися за допомогою двох установок методу ЧВ [227]: пересувного і стаціонарного комплексів апаратури ХНУ ім. В. Н. Каразіна. $N(z)$ і $\nu(z)$ -профілі обчислені методом послідовних наближень аналогічно тим, що розглянуто в роботі [13], рівняння виду (3.3) для $a_1(z)$ використовувалося для отримання $\nu(z)$, а рівняння для $a_2(z)$ – для одержання $N(z)$, перше значення $\nu(z)$ бралось з моделі, наведеної в праці [150]; використовувалися частоти $f_1 = 1,875$ МГц і $f_2 = 3,556$ МГц.

На рис. 3.2. наведено для порівняння профілі $N(z)$ (крива 2) і $\nu(z)$ (хрестики), отримані за методикою, що розвинута в праці [13], за одноча-

сними вимірюваннями $a_2(z)$ і коефіцієнта взаємної кореляції інтенсивності ЧВ-сигналів на другій частоті $\rho_{A_0^2 A_x^2}(z)$. З порівняння отриманих профілів і ряду інших подібних, які збігаються в межах похибки вимірювань на висотах 75 – 85 км, можна зробити висновок, що розглянутий спосіб одночасного отримання $N(z)$ і $\nu(z)$ може застосовуватися для вивчення D-області іоносфери. Зауважимо, що в нижній і верхній частинах області D похибки визначення $\nu(z)$ складають $\sim 10 - 100 \%$, що викликано похибками методик.

Основні труднощі застосування розглянутої методики, як показали експериментальні дослідження, полягають у такому:

1) не в кожному експерименті мають місце одночасно ЧВ-сигнали від неоднорідностей іонізації іоносферної плазми на двох частотах з $\Delta f \geq 1$ МГц з необхідним відношенням «сигнал/перешкода», часто вони зміщені і не збігаються по висоті;

2) необхідність проведення вимірювань на двох частотах за допомогою двох установок методу ЧВ;

3) чутливість до похибок вимірів амплітуд ЧВ-сигналів, що взагалі притаманне методу ЧВ.

З огляду на це методика застосовується епізодично, в більшій мірі для розширення досліджуваного висотного діапазону (що важливо) й уточнення відомостей про $N(z)$ і $\nu(z)$, отриманих іншими методиками.

3.1.3. Використання еталонних вимірювань концентрації електронів

Найбільш точно профілі в нижній іоносфері можливо отримувати в ракетних експериментах методами імпедансного зонда [105; 127], або когерентних частот [115]. Похибка визначення $N(z)$ при цьому у всій області D іоносфери $\leq 10 \%$ (основні недоліки цих методів – епізодичність проведення експериментів і відносна дорожнеча). Тому логічно використовувати $N(z)$ -профілі, отримані в ракетних експериментах як еталонні. Одночасно виконані спільно з пусками ракет (у районі їх пуску) вимірювання методом ЧВ дозволяють вирішувати задачу одночасного отримання $N(z)$ - і $\nu(z)$ -профілів у нижній іоносфері: $N(z)$ -профілі, отримані в ракетних експериментах, використовуються для отримання $\nu(z)$ за методикою диференціального поглинання [150; 165], або кореляційною методи-

кою [13]. Одночасне використання цих методик дозволяє зменшити методичні похибки при обчисленні $\nu(z)$.

Подібні експерименти (серії вимірювань) проведені в 1972, 1974, 1976, 1986 – 1987 рр. поблизу м. Волгограда в різні пори року (зима, літо, осінь) спільно з ІЕМ і ЦАО Держкомгідромету СРСР.

Вимірювання методом ЧВ проводилися за допомогою рухомого комплексу апаратури [227]. На рис. 3.3 наведено приклад реалізації таких експериментів.

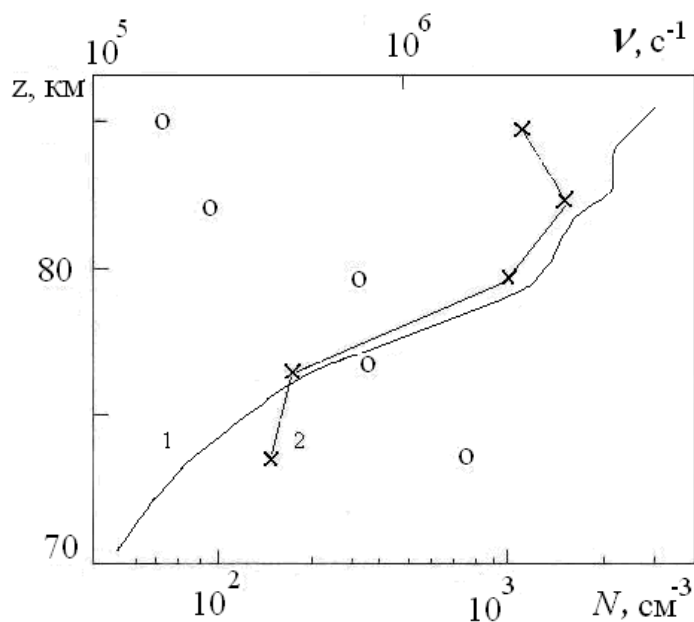


Рис. 3.3. $N(z)$ -профіль (крива 1) отримано методом імпедансного зонда на ракеті МР-12 (12.00 LT, 01.12.1972 р.); профіль $\nu(z)$ (кружки) обчислений за методикою диференціального поглинання [150; 165] з використанням $N(z)$ -профіля (крива 1), який, у свою чергу, використовувався для отримання $N(z)$ (крива 2) кореляційною методикою [13] (крива 2)

Отримані значення $N(z)$ і $\nu(z)$ відповідають типовим для середньширотної іоносфери, $N(z)$ -профілі (криві 1 і 2) практично збіглися в межах похибки методик, відмінність їх у нижній і верхній частині, як показав аналіз первинних даних, викликана похибками вимірювань $\rho_{A_0^2 A_x^2}(z)$.

Розглянута методика застосовувалася автором при обробці даних зазначених вище експериментів.

Важливо, що ця методика дозволяє визначати $N(z)$ - і $\nu(z)$ -профілі в нижній іоносфері з найменшою похибкою ($\sim 10 - 20 \%$). Основним її недоліком є епізодичність проведення досліджень і прив'язка до конкретного місця експерименту, тобто полігона пуску ракет.

2.1.4. Використання одночасних вимірювань $a(z)$ і $\rho_{A_o^2 A_x^2}(z)$ на двох частотах

Методика одночасного визначення $\nu(z)$ і $N(z)$ на основі спільних вимірів $a(z)$ і $\rho_{A_o^2 A_x^2}(z)$ на одній частоті, що розглянута в роботі [13], не дозволяє досліджувати всю D-область іоносфери, оскільки використання «низьких» частот $f = 2 - 3$ МГц дає можливість, як правило, вивчати область висот $z \leq 85$ км (з похибкою $< 30 - 50 \%$), застосування «високих» частот $f = 4 - 6$ МГц дозволяє досліджувати (з похибкою $< 30 - 50 \%$) верхню частину D-області іоносфери ($z > 80$ км). Тому логічно для отримання відомостей про $\nu(z)$ - і $N(z)$ -профілі у всій D-області та зменшення їх похибок проводити одночасні вимірювання $a(z)$ і $\rho_{A_o^2 A_x^2}(z)$ на двох частотах $f_1 = 2 - 4$ МГц і $f_2 = 3 - 6$ МГц.

У тому випадку, коли ЧВ-сигнали на частотах f_1 і f_2 будуть спостерігатися в одному інтервалі висот, можна зменшувати похибки вимірювань.

На апаратурі ХНУ імені В. Н. Каразіна [227] проведена неодноразова апробація цієї методики, яка показала хороші результати. Наприклад, на рис. 3.4 наведено $\nu(z)$ - і $N(z)$ -профілі, отримані з використанням цієї методики в експерименті 19.03.1983 р. о 16.00 LT поблизу м. Харкова: вимірювання ЧВ-сигналів проведені на $f_1 = 2,06$ МГц за допомогою стаціонарного комплексу та одночасно на частоті $f_2 = 3,96$ МГц на апаратурі пересувного комплексу [227] (цифри у кривих відповідають частотам).

З рис. 3.4 видно, що застосування другої робочої частоти дозволило в даному випадку розширити досліджувану область на 6 км; результати вимірів $\nu(z)$ і $N(z)$ в області висот (78 – 84 км), що перекривається, добре узгоджуються.

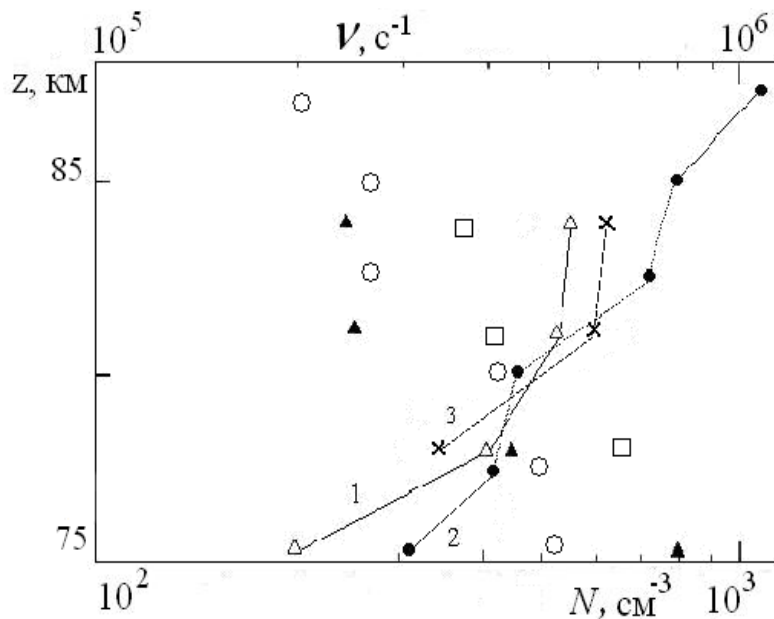


Рис. 3.4. Приклад профілів $N(z)$ (криві 1 і 2) і $\nu(z)$ (трикутники і кружки), отриманих за одночасним вимірюванням $a(z)$ і $\rho_{A_0^2 A_x^2}(z)$ на двох частотах $f_1 = 2,06$ МГц і $f_2 = 2,96$ МГц. Крива 3 (хрестики) – $N(z)$ -профіль, отриманий за методикою 2.1.1б; ромбики – відповідний $\nu(z)$ -профіль

На рис. 3.4 наведено також профілі $N(z)$ (хрестики) і $\nu(z)$ (ромбики), що отримані за методикою, розглянутою в п. 3.1.2. і які добре в цілому узгоджуються з обговорюваними вище.

3.1.5. Порівняння методик

Проведемо, де це можливо, порівняння описаних методик на підставі експериментальних даних. У 3.1.1 запропонована методика визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ за амплітудними вимірами $\langle \varphi \rangle$ і $\langle a \rangle$. Результат її експериментальної перевірки наведено на рис. 3.5а: для порівняння цієї методики і методики із [13] за одними експериментальними даними (експеримент виконаний 04.05.1976 р. о 15.17 LT) отримано профіль $\rho_{A_0^2 A_x^2}(z)$ для $f_2 = 2,19$ МГц, за яким розраховано (з використанням $\nu(z)$ -профілю, наведеного на рис. 3.1) $N(z)$ -профіль (крива 2; крива 1 – та ж, що й на рис. 3.1). З рис. 3.5 видно, що результати розрахунків в інтервалі висот 79 – 85 км добре узгоджуються, нижче і вище цього інтервалу по-

хибки визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ складають $\sim 10 - 100 \%$, що викликано, як показав аналіз первинних даних, похибками обох методик.

На цьому рисунку наведено $N(z)$ -профіль (крива 3), обчислений за методикою [128] (для $f_2 = 2,19$ МГц і $\nu(z)$ -профілю, наведеного на рис. 3.1). Цей профіль відрізняється від кривих 1 – 2, що, на погляд автора, викликано порушенням припущень, покладених в основу цієї методики, які в реальних умовах виконуються далеко не завжди.

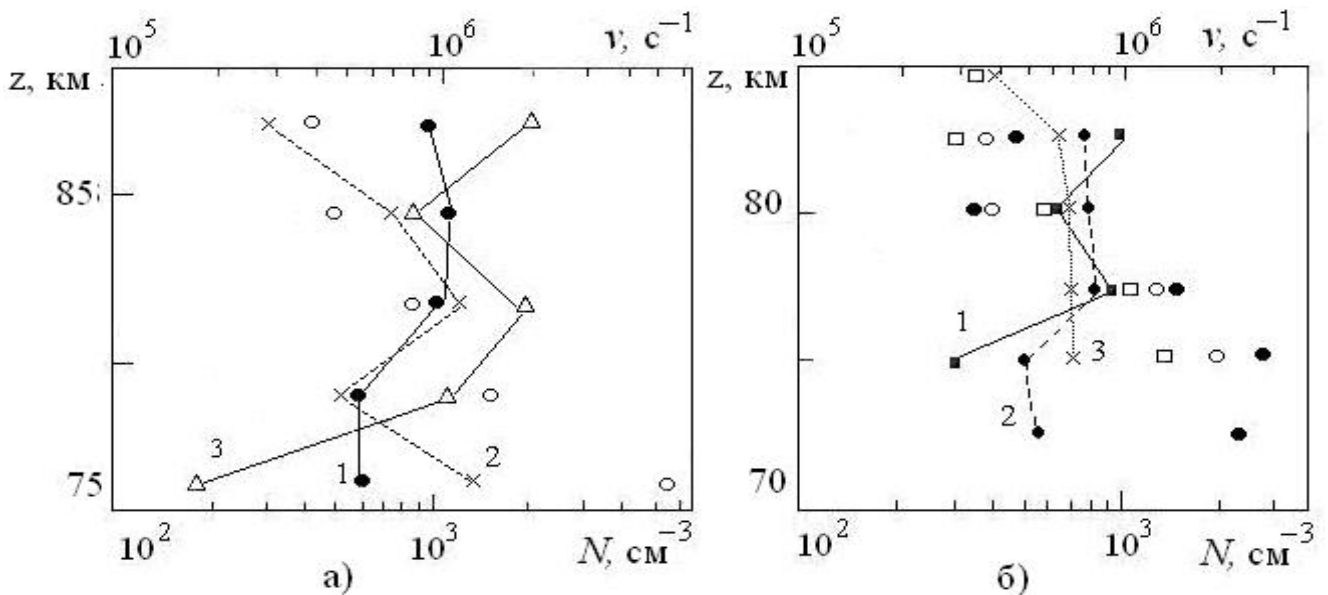


Рис. 3.5. Порівняння $N(z)$ -профілів, отриманих методом ЧВ з використанням різних методик:

а) за вимірюваннями $\langle \varphi \rangle$ і $\langle a \rangle$ (крива 1), за вимірюваннями $\rho_{A_0^2 A_x^2}(z)$ (крива 2), за методикою [128] (крива 3),

б) за методикою, зазначеною в п. 2.1.1 (крива 1, значення $\nu(z)$ – кружки) та за методикою [13] для $f_1 = 2,56$ МГц і $f_2 = 3,556$ МГц (криві 2 і 3, значення $\nu(z)$ – точки і ромбики)

Порівняємо результати, одержувані із застосуванням методик, викладених у п. 3.1.2 і п. 3.1.4. Для цього скористаємося рис. 3.5.б, на якому наведені $N(z)$ -профілі, отримані за методикою, наведеною в п. 3.1.2 (крива 1) та за методикою, розглянутою в п. 3.1.4 (криві 2 і 3). Вимірювання ЧВ-сигналів проведені 18.03.1983 р. о 12.41 – 12.51 LT на двох частотах $f_1 = 2,56$ МГц і $f_2 = 3,556$ МГц за допомогою рухомого та стаціонар-

ного комплексів апаратури ХНУ імені В. Н. Каразіна [227]. Профілі $\nu(z)$ на рис. 3.5 позначені кружками, точками і ромбиками відповідно.

Наведені результати дозволяють зробити висновок, що $N(z)$ - і $\nu(z)$ -профілі, отримані з вимірювань диференціального поглинання одночасно на двох частотах, в інтервалі висот 75 – 83 км мають такі ж значення, що й отримані за методикою, розглянутою в роботі [13] (як і раніше в іншому експерименті – див. рис. 3.3). Відмінність значень концентрації і частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами на великих і менших висотах у D-області викликано похибками вимірів $\langle a \rangle$ і $\rho_{A_0^2 A_x^2}(z)$. Подібні результати також дало порівняння і великого числа інших експериментів, виконаних у ХНУ імені В. Н. Каразіна.

3.2. Розвиток методики визначення висотних профілів частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами

Уже зазначалося, що на практиці зазвичай вимірюється тільки $N(z)$ -профіль. Для отримання $N(z)$ у методі використовується модельний $\nu(z)$ -профіль, що вносить у визначуваний $N(z)$ -профіль похибку, часто велику і невідому, оскільки моделі $\nu(z)$ -профілю ще недосконалі.

Для вирішення наукових і ряду практичних завдань радіозв'язку, радіонавігації, систем Інтернет і т. д. необхідно знати з прийнятною точністю (похибка δN , $\delta \nu \leq 30\%$) обидва профілі та їх просторово-часові зміни. Таку можливість надають амплітудні вимірювання в методі ЧВ, однак такі можливості методу з одночасного визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ в D-області ще не отримали належного практичного застосування.

У роботі [187] на основі досліджень, виконаних у джерелах [12; 21; 39; 47; 78; 91; 128; 150; 165], були розвинені відомі і запропоновані нові методики для одночасного визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ у області D, які використовувалися автором при обробці експериментальних даних. Застосування цих методик у ряді випадків дозволило значно підвищити точність визначуваних $N(z)$ - і $\nu(z)$ -профілів і розширити досліджуваний висотний діапазон. Але розглянуті методики одночасного визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ -профілів [12; 21; 39; 47; 78; 91; 128; 150; 165] не завжди можуть бути ре-

алізовані на практиці через цілий ряд причин, головною з яких є те, що вони чутливі до похибок вимірів амплітуд ЧВ-сигналів $A_{o,x}$.

У нижній частині D-області іоносфери, як правило, це висоти $z < 70 - 75$ км, відомості про варіації частот зіткнень електронів $\nu(z)$ у методі ЧВ отримують за відомою методикою [150], яка заснована на тому, що в цій частині іоносфери диференціальне поглинання магнітоіонних компонент мале і виконується наближена рівність:

$$a(z) \cong R(z)$$

де $a(z) = \langle A_x^2(z) \rangle / \langle A_o^2(z) \rangle$ вимірюється в експерименті, $R(z)$ – теоретична функція, яка залежить від робочої частоти ω , поздовжньої уздовж магнітного поля складової гірчастоти електронів ω_L і $\nu(z)$.

У цьому випадку зазвичай отримують значення $\nu(z)$ з необхідною точністю на одній-трьох висотах, тобто досліджуваній діапазон висот становить $\sim 3 - 6$ км. Отримані таким чином значення $\nu(z)$ потім використовують для отримання концентрації електронів, наприклад методикою за диференціального поглинання [128; 150]. При цьому вирішується рівняння (3.3) з урахуванням виразу (3.4).

Похибка визначення ν у цьому випадку $\leq 30\%$ при коректному врахуванні похибок вимірювань.

При цьому вирішується таке трансцендентне рівняння відносно ν :

$$\frac{\langle A_x^2 \rangle}{\langle A_o^2 \rangle} = \frac{[(\omega + \omega_L)^2 + \nu^2] \cdot \frac{(\omega - \omega_L)^2 K_\varepsilon^2 \left(\frac{(\omega - \omega_L)}{\nu} \right) + \nu^2 K_\sigma^2 \left(\frac{(\omega - \omega_L)}{\nu} \right)}{(\omega + \omega_L)^2 K_\varepsilon^2 \left(\frac{(\omega + \omega_L)}{\nu} \right) + \nu^2 K_\sigma^2 \left(\frac{(\omega + \omega_L)}{\nu} \right)}, \quad (3.5)$$

де K_ε , K_σ – кінетичні коефіцієнти [65], що враховують вплив кінетичних ефектів на діелектричну проникність ε і провідність σ іоносфери.

Для зручності $K_\varepsilon(x)$ і $K_\sigma(x)$ ($x = (\omega \pm \omega_L) / \nu$ для звичайної і незвичайної компонент відповідно) апроксимують з точністю до одиниць відсотків залежностями:

$$K_\varepsilon(x) = 1 + \frac{a_1}{b_1 + x^2}; \quad a_1 = 0,155, \quad b_1 = 0,075; \quad 0,05 \leq x < \infty;$$

$$K_{\sigma}(x) = 0,89 + \frac{a_2}{b_2 + x^2}; \quad a_2 = 0,027, \quad b_2 = 0,052; \quad 0 \leq x \leq 3,5;$$

$$K_{\sigma}(x) = 1; \quad 3,5 \leq x < \infty.$$

Зазначимо, що ця методика є основною для отримання відомостей про висотно-часові варіації профілю $\nu(z)$ у нижній частині D-області іоносфери.

У цій методиці зазвичай вважають експериментальні дані про $a(z) = \langle A_x^2(z) \rangle / \langle A_o^2(z) \rangle$ не достовірними при відношенні «сигнал/шум» менше 2. У Харківському національному університеті імені В. Н. Каразіна накопичено банк експериментальних даних з відношенням «сигнал/шум» більше 2 з понад $n_1 = 10^3$ значень. Вони відповідають різним геліогеофізичним умовам і частотам зондування.

Найбільше число даних отримано в інтервалі висот $z = 60 - 75$ км і частот $f = 2,0 - 2,5$ МГц для зенітних кутів Сонця $\chi = 27^\circ - 97^\circ$ (рис. 3.6).

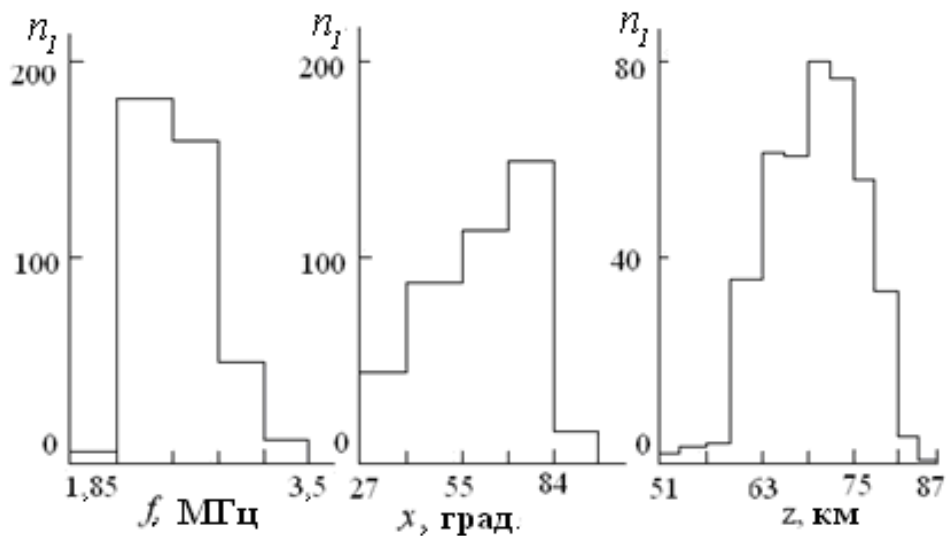


Рис. 3.6. Розподіл кількості експериментальних даних, отриманих щодо різних z , f і χ

Аналіз великої кількості даних (понад 10^4 експериментів, проведених у різних геліогеофізичних умовах) експериментальних даних про $a(z) = \langle A_x^2(z) \rangle / \langle A_o^2(z) \rangle$ показав, що при фіксованих f і z вони схильні до

значних флуктуацій, що в основному обумовлені похибками вимірювань $A_{o,x}$.

Викладена вище класична методика визначення $\nu(z)$ не враховує такі флуктуації. Далі наводиться розвиток згаданої методики на випадок використання реальних експериментальних даних з похибками вимірювань.

Як показав аналіз експериментальних даних, похибки вимірів $a(z)$ можна вважати розподіленими за нормальним законом. У цьому випадку, як відомо з теорії статистичної обробки даних, на кожній обраній висоті z регулярне значення ν може бути визначене за мінімумом залежності [36]:

$$D(\nu_j) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [a_i(f_i) - a_t(f_i, \nu_j)]^2, \quad (3.6)$$

в заданому інтервалі $\nu_{\min.} - \nu_{\max.}$, де $\nu_j = \nu_{\min.} + \Delta \nu$; $\Delta \nu = (\nu_{\max.} - \nu_{\min.}) / k$; $j = 0, 1, 2, \dots, k$; k – кількість інтервалів дискретизації; $a_t(f_i, \nu_j)$ – теоретична функція, рівна правій частині в рівнянні (3.5), що розраховується для заданих значень $f_i = \omega_i / 2\pi$ і ν_j ; $a_i(f_i)$ – окреме експериментальне значення $a(z)$, отримане на частоті f_i .

Мінімальне значення $D_{\min.}$ функції (3.6) визначається за допомогою двох ітерацій.

На першому етапі для $k = 10$ визначається наближене значення $D_{\min.}$. Для випадку $D = D_{\min.}$ позначимо значення індексу $j = p$.

У другій ітерації уточнюємо $D_{\min.}$, вважаючи $\nu_{\min.} = (p-1) \cdot \Delta \nu + \nu_{\min.0}$, $\nu_{\max.} = (p+1) \cdot \Delta \nu + \nu_{\min.0}$, де $\nu_{\min.0}$ – початкове значення $\nu_{\min.}$. Дискретизація за ν зменшується в 10 разів.

При першій ітерації граничні значення ν покладаються такими: для $z = 60 - 66$ км – $\nu_{\min.} = 5 \cdot 10^6 \text{с}^{-1}$, $\nu_{\max.} = 3 \cdot 10^7 \text{с}^{-1}$; для $z = 68 - 75$ км – $\nu_{\min.} = 10^6 \text{с}^{-1}$, $\nu_{\max.} = 2 \cdot 10^7 \text{с}^{-1}$ (ці значення ν обрані з модельних уявлень про $\nu(z)$ і аналізу експериментальних даних щодо $\nu(z)$, відомих у літературі). У цьому випадку методична похибка, обумовлена дискретизацією, не перевищує 1 %.

Основна похибка обчислення обумовлена дисперсією значень $a(z)$, що, у свою чергу, обумовлені похибками їх вимірів, і обмеженістю вибірки n .

Довірчі інтервали (при довірчій імовірності 90 %) визначаються за відомими формулами:

$$D_{\min.,\min.} = \frac{(n-1) \cdot D_{\min.}}{\chi_{n-1;\alpha/2}^2}, \quad (3.7)$$

$$D_{\min.,\max.} = \frac{(n-1) \cdot D_{\min.}}{\chi_{n-1;1-\alpha/2}^2}, \quad (3.8)$$

де $\chi_{n-1;\alpha/2}^2$, $\chi_{n-1;1-\alpha/2}^2$ – процентілі, або 100-відсоткові точки розподілу χ^2 із ступенями свободи $(n-1)$.

Значення $D_{\min.,\max.}$ дозволяють оцінити довірчі інтервали отриманих значень ν . Для цього з формули (3.6) у результаті ітерацій визначаються ті значення ν_j , при яких $D(\nu_j) = D_{\min.,\max.}$.

Обчислення мінімальної довірчої межі ν здійснюється ітераційним процесом, що починається в інтервалі $\nu_{\min.} - \nu$. В інтервалі $\nu - \nu_{\max.}$ проводиться пошук максимальної довірчої межі ν .

За викладеною методикою проведено розрахунки значень ν для діапазону висот $z = 60 - 66$ км. Загальна кількість реалізацій $a(z)$, які використані для розрахунку $\nu(z)$, становила 170. Результати розрахунків $\nu(z)$ для двох сезонів року наведено в табл. 3.1, де ν_1 і ν_2 – усереднені за всіма реєстраціями значення частот зіткнень для літніх і зимових умов відповідно; $\langle \nu \rangle$ – середнє значення від ν_1 і ν_2 .

Для всіх експериментів обчислювалися значення ν і за класичною методикою. Вони порівнювалися з результатами розрахунків за запропонованою методикою, що дозволило уточнити значення $\nu(z)$ у середньому на 20 – 50 %.

Наведені результати обчислень $\nu(z)$ подібні до тих, що використані автором у роботі [32] для розрахунку електричних полів у нижній частині D-області іоносфери. Вони підтверджують наявність можливих сезонних

змін частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами в нижній частині D-області іоносфери (див., напр., [151; 157; 226])

Таблиця 3.1

Середні значення частот зіткнень для літніх і зимових умов

z, км	ν_1 (літо)	ν_2 (зима)	ν_1 / ν_2	$\langle \nu \rangle$
60	$0,403 \cdot 10^8$	$0,274 \cdot 10^8$	1,47	$0,339 \cdot 10^8$
63	$0,250 \cdot 10^8$	$0,154 \cdot 10^8$	1,62	$0,202 \cdot 10^8$
66	$0,174 \cdot 10^8$	$0,164 \cdot 10^8$	1,07	$0,169 \cdot 10^8$

Таким чином, у цьому підрозділі з метою підвищення інформативності і точності методу ЧВ розвинуто методику визначення висотного профілю $\nu(z)$, проведена її експериментальна апробація.

Результати зазначених досліджень використовувалися в цьому дослідженні при проведенні експериментальних спостережень, обробці отриманих даних і розрахунках параметрів середньоширотної нижньої іоносфери.

Висновки за розділом 3

З метою підвищення інформативності та точності методу ЧВ запропоновано нові методики визначення висотних профілів $N(z)$ і $\nu(z)$, проведена їх експериментальна апробація.

На основі експериментальних даних виконано порівняння методик, подано практичні рекомендації для підвищення точності отримання параметрів іоносферної плазми і розширення досліджуваного висотного діапазону.

Показано, що одночасне використання на практиці двох і більше методик (відомих і запропонованих у роботі) є необхідним та дозволяє мінімізувати похибки вимірювання параметрів іоносфери.

4. Особливості висотно-часового розподілу концентрації і частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами в незбуреній середньоширотній D-області іоносфери

У даному розділі на основі тривалих систематичних експериментальних досліджень поблизу м. Харкова та епізодичних цілеспрямованих спостережень поблизу м. Волгограда, виконаних методом ЧВ, наведено та проаналізовано основні особливості висотно-часового розподілу концентрації і частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами в незбуреній середньоширотній D-області іоносфери.

4.1. Модель висотно-часових варіацій концентрації електронів у незбуреній середньоширотній D-області

4.1.1. Модель сезонних середньодобових профілів концентрації електронів

Для побудови моделі середньодобових сезонних профілів концентрації електронів у середньоширотній нижній іоносфері використано 3 600 профілів $N(z)$ із рівномірним розподілом за сезонами, які отримані в незбурених умовах тільки за допомогою методу часткових відбиттів, що є однією з важливих відмінностей від моделей [67; 72; 117; 119; 142; 143; 157; 171; 206; 208; 201]. Для отримання профілів $N(z)$ одночасно застосовувалися дві і більше методик [21; 36; 39; 78; 150; 165; 187], що є необхідним і дозволяє мінімізувати похибки вимірювання параметрів нижньої іоносфери.

Відносно добового (денного) ходу використані однакові за кількістю для кожного сезону масиви вимірювань $N(z)$ із приблизно рівномірним розподілом у світлий час доби. Це дозволило одержати сезонні середньодобові профілі $\langle N(z) \rangle$, а на підставі розподілу N для кожної висоти провести оцінку внеску у відхилення N від середнього значення різних фізичних процесів. Сезонні середньодобові $\langle N(z) \rangle$ -профілі отримано шляхом обчислення медіанних значень $\langle N \rangle$ в інтервалі висот $z = 70 - 95$ км із кроком $\Delta z = 2,5$ км.

Результати розрахунків наведено в табл. 4.1 (у першому стовпчику в дужках зазначено число значень N , використаних при обчисленні $\langle N \rangle$).

Таблиця 4.1

Сезонні середньодобові $\langle N(z) \rangle$ -профілі

$\langle N \rangle 10^{-2}, \text{ см}^{-3}$				
$z, \text{ км}$	зима	весна	літо	осінь
70,0 (380)	2,0	1,0	2,8	0,9
72,5 (480)	3,0	3,1	3,0	3,0
75,0 (2000)	5,0	4,4	3,5	5,0
77,5 (2400)	7,5	7,3	4,5	6,1
80,0 (2800)	10,0	8,5	6,2	7,2
82,5 (2800)	16,0	10,0	8,2	11,0
85,0 (3100)	22,8	15,1	14,0	17,3
87,5 (3100)	35,8	19,7	21,0	25,4
90,0 (2050)	41,0	26,0	32,0	41,0
92,5 (1800)	51,0	36,0	41,0	50,2
95,0 (1400)	54,0	42,0	47,0	53,0

Вертикальні градієнти $\langle N(z) \rangle$ можна оцінити за даними табл. 4.1 зі співвідношення:

$$\Delta \langle N \rangle / \Delta z = (\langle N \rangle (z_{i+1}) - \langle N \rangle (z_i)) / 2,5 \cdot 10^5, \quad (4.1)$$

де $\Delta z = z_{i+1} - z_i$; $i = 1, 2, \dots, 11$ і $i = 1$ відповідає $z = 70$ км.

Результати розрахунків подано в табл. 4.2.

Відомо, що в кожний момент часу значення N можна навести як:

$$N = \langle N \rangle \pm N^*, \quad (4.2)$$

де N^* – відхилення від середнього, що викликане різними фізичними процесами і похибками вимірювань.

Основними причинами часової мінливості $N(z)$ у D-області іоносфери є: добова і сезонна зміни іонізації, циклічні зміни сонячної активності, синоптичні процеси та гідродинамічна турбулентність.

Сезонні середньодобові $(\Delta \langle N \rangle / \Delta z)$ -профілі

$(\Delta \langle N \rangle / \Delta z) 10^3, \text{ см}^{-4}$				
z, км	зима	весна	літо	осінь
70 – 72,5	0,4	0,8	0,1	0,8
72,5 – 75	0,8	0,5	0,2	0,8
75 – 77,5	1,0	1,2	0,4	0,5
77,5 – 80	1,0	0,5	0,7	0,5
80 – 82,5	2,4	0,6	0,7	1,5
82,5 – 85	2,8	1,6	1,2	2,4
85 – 87,5	4,8	2,0	3,6	3,2
87,5 – 90	2,4	2,4	4,8	6,4
90 – 92,5	3,6	4,0	3,6	3,6
92,5 – 95	1,6	2,8	2,4	1,2

Ці причини мінливості N деякою мірою можна вважати незалежними і тоді для сумарної дисперсії N на фіксованій висоті справедливе співвідношення:

$$\sigma_N^2(1 \pm \Delta_N) = \sigma_1^2(1 \pm \Delta_1) + \sigma_2^2(1 \pm \Delta_2) + \sigma_3^2(1 \pm \Delta_3) + \sigma_4^2(1 \pm \Delta_4) + \sigma_5^2(1 \pm \Delta_5), \quad (4.3)$$

де індекси 1 – 5 відповідають складовим, зумовленим турбулентністю, синоптичними процесами, добовими і сезонними варіаціями, змінами сонячної активності відповідно;

$$\Delta = D / \sigma^2 \quad (\text{з відповідними символами } N; 1 - 5);$$

D – дисперсії похибок.

Визначимо внесок зазначених вище процесів у загальну мінливість концентрації електронів N в нижній іоносфері. Результати розрахунків наведено в табл. 4.3, 4.4.

У табл. 4.3 подано оцінку внеску окремих складових мінливості величини N протягом сезону для окремих інтервалів висот (індекси відповідають 1 – 4 – зима, весна, літо, осінь); значення внесків та їх середньоквадратичні відхилення виражені у відсотках.

**Внесок складових внутрішньосезонної мінливості величини N
для інтервалів висот**

$\Delta Z, \text{KM}$		70 – 82,5				82,5 – 95			
1	σ_1^2 ,	$3,5 \pm 0,8$	σ_3^2 ,	$21,2 \pm 3,2$	σ_1^2 ,	$3,4 \pm 1,1$	σ_3^2 ,	$25,1 \pm 5,0$	
2	%,	$4,3 \pm 0,9$	%	$21,5 \pm 4,0$	%,	$7,1 \pm 1,3$	%	$27,9 \pm 4,7$	
3		$4,8 \pm 1,1$		$22,8 \pm 3,7$		$6,5 \pm 1,0$		$29,2 \pm 6,0$	
4		$6,8 \pm 1,0$		$21,2 \pm 4,1$		$6,6 \pm 0,7$		$28,4 \pm 3,8$	
1	σ_2^2 ,	$75,1 \pm 4,5$	σ_5^2 ,	$2,1 \pm 1,1$	σ_2^2 ,	$71,0 \pm 9,0$	σ_5^2 ,	$0,6 \pm 0,3$	
2	%	$72,0 \pm 6,0$	%	$2,2 \pm 0,9$	%	$65,0 \pm 8,0$	%	$1,1 \pm 0,9$	
3		$70,2 \pm 4,1$		$2,6 \pm 1,3$		$63,2 \pm 8,7$		$1,1 \pm 0,7$	
4		$71,0 \pm 5,7$		$2,5 \pm 1,1$		$64,8 \pm 8,2$		$1,0 \pm 0,6$	

У табл. 4.4 наведено внесок різних фізичних механізмів у мінливість N у D-області іоносфери (індекси відповідають таким висотним рівням – 1: 70 – 72,5 км; 2: 72,5 – 75 км; 3: 75 – 77,5 км; 4: 77,5 – 80 км; 5: 80 – 82,5 км; 6: 82,5 – 85 км; 7: 85 – 87,5 км; 8: 87,5 – 90 км; 9: 90 – 92,5; 10: 92,5 – 95 км).

Таблиця 4.4

Внесок різних фізичних механізмів у мінливість N у D-області

ΔZ	$\sigma_N^2 \cdot 10^4, \text{cm}^{-3}$				$\sigma_1^2 \cdot 10^5, \text{cm}^{-3}$				$\sigma_2^2 \cdot 10^4, \text{cm}^{-3}$	
	зима	весна	літо	осінь	зима	весна	літо	осінь	зима	весна
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	$0,6 \pm 0,2$	$0,4 \pm 0,2$	$0,4 \pm 0,2$	$0,8 \pm 0,3$	$0,5 \pm 0,2$	$0,1 \pm 0,03$	$0,1 \pm 0,04$	$0,2 \pm 0,06$	$0,4 \pm 0,2$	$0,3 \pm 0,1$
2	$1,1 \pm 0,3$	$1,0 \pm 0,3$	$0,9 \pm 0,3$	$0,8 \pm 0,3$	$0,9 \pm 0,3$	$0,7 \pm 0,2$	$0,6 \pm 0,2$	$0,8 \pm 0,3$	$0,8 \pm 0,3$	$0,5 \pm 0,2$
3	$1,8 \pm 0,4$	$1,5 \pm 0,3$	$1,8 \pm 0,4$	$1,7 \pm 0,5$	$0,8 \pm 0,3$	$0,6 \pm 0,2$	$0,8 \pm 0,3$	$1,3 \pm 0,3$	$1,4 \pm 0,5$	$0,8 \pm 0,3$
4	$5,3 \pm 0,8$	$4,4 \pm 0,7$	$4,8 \pm 0,9$	$4,9 \pm 0,9$	$1,2 \pm 0,3$	$1,3 \pm 0,4$	$1,2 \pm 0,4$	$1,3 \pm 0,3$	$3,8 \pm 1,1$	$3,2 \pm 1,0$

Закінчення табл. 4.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
5	6,4± 1,1	6,2± 1,0	5,4± 1,1	6,2± 1,0	2,9± 0,6	1,7± 0,5	2,8± 0,6	2,5± 0,6	4,1± 1,6	3,2± 0,9	
6	14,0± 3,6	14,0± 4,1	12,0± 3,3	14,6± 3,7	8,6± 1,9	10,4± 3,3	8,4± 1,4	14,4± 3,8	10,6± 2,8	8,0± 2,4	
7	32,0± 7,1	28,0± 6,2	26,0± 5,9	37,0± 7,4	11,0± 3,1	28,0± 6,2	29,0± 6,0	19,5± 5,0	22,8± 8,6	18± 5,0	
8	68,0± 15	59,0± 14	57,0± 13	64,0± 16	17,9± 4,9	26,0± 6,2	16,2± 4,9	25,4± 6,1	40,0± 12	36± 9,6	
9	62,0± 14	50,0± 12	51,0± 12	56,0± 13	16,8± 4,0	22,0± 5,4	16,3± 4,4	18,9± 4,1	38,0± 11	31± 5,7	
10	66,0± 15	59,0± 15	56,8± 13	62,0± 14	15,0± 4,1	23,2± 5,5	16,3± 3,8	19,9± 4,2	38,0± 12	37± 10	
	$\sigma_3^2 \cdot 10^{-4}, \text{см}^{-3}$				$\sigma_5^2 \cdot 10^{-6}, \text{см}^{-3}$				$\sigma_2^2 \cdot 10^{-4}, \text{см}^{-3}$		
	зима	весна	літо	осінь	зима	весна	літо	осінь	літо	осінь	
1	0,1± 0,04	0,1± 0,04	0,1± 0,04	0,2± 0,1	4,0± 1,3	1,0± 0,3	1,2± 0,4	1,5± 0,5	0,3± 0,1	0,6± 0,2	
2	0,2± 0,06	0,3± 0,1	0,3± 0,15	0,3± 0,1	3,5± 1,3	2,5± 0,8	1,0± 0,3	2,0± 0,6	0,6± 0,2	0,4± 0,2	
3	0,3± 0,1	0,5± 0,1	0,4± 0,11	0,2± 0,1	3,0± 0,8	3,0± 0,8	4,0± 0,9	6,0± 1,1	1,1± 0,4	1,9± 0,5	
4	1,3± 0,3	1,1± 0,4	1,8± 0,65	1,2± 0,4	8,0± 2,4	7,0± 2,1	8,1± 2,6	7,1± 2,1	2,8± 0,5	3,3± 1,1	
5	1,9± 0,7	2,7± 0,9	1,9± 0,7	2,1± 0,7	11,0± 2,9	8,0± 2,4	12,0± 3,1	10,0± 3,3	2,6± 0,5	3,8± 1,4	
6	2,4± 0,75	3,8± 1,1	3,5± 1,2	4,4± 1,3	14,0± 4,0	16,0± 4,8	16,0± 3,7	14,0± 4,8	7,5± 2,8	9,6± 3,0	
7	7,9± 2,4	6,9± 2,1	6,8± 2,3	9,6± 1,8	20,0± 4,7	36,0± 8,7	30,2± 7,6	25,0± 5,9	16,0± 4,8	25,0± 7,8	
8	18,0± 4,9	20,0± 5,0	19,0± 5,1	21,0± 6,3	21,0± 5,8	40,0± 9,9	38,0± 9,1	46,0± 14	36,0± 8,9	37,2± 11	
9	20,0± 4,9	18,0± 4,2	17,3± 4,7	19,4± 6,4	20,0± 5,3	40,0± 8,4	31,0± 7,7	44,0± 17	33,0± 8,1	37,1± 10	
10	16,0± 4,8	19,0± 4,8	18,8± 5,1	20,2± 6,3	21,4± 5,3	38,2± 7,7	36,2± 7,6	44,0± 16	35,9± 9,0	38,1± 10	

Для порівняння в монографії виконано розрахунок $\langle N \rangle$ та внеску різних фізичних механізмів у мінливість N у D-області іоносфери для даних

каталогів профілів $N(z)$ середньоширотної нижньої іоносфери різних регіонів планети. Результати розрахунків для літа наведені в табл. 4.5 – 4.7 для: каталогу [72] для частини сибірського регіону Росії, каталогу НДРФІ [142] (дані отримані методом ЧВ) та банку даних вимірювань $N(z)$ за допомогою електростатичного зонда на ракеті М-100Б (пуски ракет проводилися ЦАО Роскомгідромета поблизу м. Волгограда) [67].

Таблиця 4.5

Розрахунки внеску складових мінливості N для літа за даними каталогу [72]

z, км	$\langle N \rangle_x$ $\times 10^{-2}$, см^{-3}	ΔZ , км	$\sigma_N^2 \cdot 10^{-4}$, %,	$\sigma_5^2 \cdot 10^{-2}$, %,	$\sigma_1^2 \cdot 10^{-2}$, %,	$\sigma_3^2 \cdot 10^{-4}$, %,	$\sigma_2^2 \cdot 10^{-4}$, %,
70,0	2,7	72,5-70,0	0,11±0,05	0,21±0,02	0,27±0,11	0,044±0,01	0,09±0,02
72,5	3,3	75,0-72,5	0,41±0,11	0,32±0,09	0,36±0,11	0,049±0,01	0,31±0,09
75,0	4,1	77,5-75,0	1,28±0,31	0,71±0,12	1,14±0,31	0,288±0,04	0,88±0,22
77,5	6,4	80,0-77,5	3,52±0,91	1,3±0,18	1,10±0,21	1,250±0,27	2,45±0,61
80,0	9,1	82,5-80,0	4,51±1,40	0,91±0,19	2,20±0,44	1,610±0,31	3,31±0,52
82,5	11,2	85,0-82,5	9,14±2,68	1,54±0,26	6,61±0,77	2,640±0,49	6,97±1,85
85,0	19,4	87,5-85,0	22,00±4,81	1,34±0,31	9,91±1,81	6,660±1,27	17,10±2,48
87,5	27,0	90,0-87,5	41,11±7,91	1,92±0,29	25,1±4,83	13,97±2,38	25,40±4,93
90,0	36,0						

Таблиця 4.6

Розрахунки внеску складових мінливості N для літа за даними роботи [142]

z, км	$\langle N \rangle_x$ $\times 10^{-2}$, см^{-3}	ΔZ , км	$\sigma_N^2 \cdot 10^{-4}$, %,	$\sigma_5^2 \cdot 10^{-2}$, %,	$\sigma_1^2 \cdot 10^{-2}$, %,	$\sigma_3^2 \cdot 10^{-4}$, %,	$\sigma_2^2 \cdot 10^{-4}$, %,
1	2	3	4	5	6	7	8
		72,5-70,0	0,18±0,05	0,21±0,03	0,26±0,11	0,033±0,01	0,07±0,02

70,0	3,7	75,0-72,5	0,48±0,11	0,34±0,08	0,36±0,11	0,041±0,01	0,38±0,08
72,5	3,9	77,5-75,0	1,27±0,34	0,78±0,13	1,17±0,31	0,198±0,04	0,81±0,20
75,0	4,4	80,0-77,5	3,77±1,11	1,13±0,19	1,22±0,22	1,200±0,22	2,45±0,48
77,5	5,9	82,5-80,0	4,57±1,19	0,89±0,18	2,08±0,42	1,410±0,30	2,71±0,48
80,0	9,8	85,0-82,5	10,71±2,98	1,58±0,27	6,66±0,71	2,400±0,49	7,55±1,44
82,5	13,8	87,5-85,0	22,22±5,11	1,41±0,31	9,66±1,32	6,660±1,28	16,44±2,51
85,0	19,2	90,0-87,5	42,23±8,05	2,10±0,28	22,1±4,62	13,98±2,41	24,40±4,22
87,5	31,0						
90,0	38,0						

Таблиця 4.7

Розрахунки внеску складових мінливості N для літа за даними роботи [67]

z, км	$\langle N \rangle \times 10^{-2},$ см^{-3}	$\Delta Z,$ км	$\sigma_N^2 \cdot 10^{-4},$ %	$\sigma_5^2 \cdot 10^{-2},$ %	$\sigma_1^2 \cdot 10^{-2},$ %	$\sigma_3^2 \cdot 10^{-4},$ %	$\sigma_2^2 \cdot 10^{-4},$ %
72,5	3,3	75,0-72,5	0,47±0,13	0,3±0,08	0,35±0,1	0,045±0,01	0,36±0,08
75,0	4,1	77,5-75,0	1,20±0,30	0,7±0,11	1,10±0,3	0,240±0,04	0,78±0,20
77,5	5,9	80,0-77,5	3,70±1,00	1,0±0,18	1,0±0,2	1,150±0,21	2,35±0,51
80,0	9,6	82,5-80,0	4,5±1,10	0,9±0,18	2,10±0,4	1,400±0,31	2,80±0,51
82,5	13,5						

Порівняння наведених $\langle N \rangle$ та внеску різних фізичних механізмів у мінливість електронної концентрації у D-області іоносфери для даних каталогів профілів $N(z)$ середньоширотної нижньої іоносфери різних регіонів планети показує гарну узгодженість результатів розрахунків внеску складових $\sigma_N^2, \sigma_{1-5}^2$.

З іншого боку, значення сезонних середньодобових $\langle N(z) \rangle$ -профілів помітно відрізняються, що обумовлено як різномірністю та обмеженістю використаних банків даних, так і регіональними особливостями нижньої іоносфери.

Таким чином, з наведених у цьому пункті даних встановлено, що основний внесок у загальну мінливість висотних профілів концентрації електронів $N(z)$ у D-області у незбурених умовах у середньоширотній нижній

іоносфері вносять синоптичні процеси і добова мінливість іонізації.

Відзначимо також, що розглянута регіональна модель може використовуватися для вирішення практичних задач, наприклад, для вирішення задач радіонавігації, прогнозування поширення радіохвиль в навколоземному просторі [31; 190].

4.1.2. Варіації концентрації електронів залежно від зенітного кута Сонця

Варіації $N(z)$ -профілю в середньоширотній області D залежно від зенітного кута Сонця χ вивчалися за вимірюваннями методом ЧВ поблизу м. Харкова в різні сезони року в період 1978 – 2008 рр. [48; 93; 173; 190].

Аналізувалися дані, отримані у світлий час доби.

На основі банку експериментальних даних ХНУ ім. В. Н. Каразіна побудовані усереднені регіональні модельні залежності концентрації електронів $N_M(z, \chi)$ від зенітного кута Сонця χ для різних висотних рівнів у D-області ($z = 75, 80, 85$ км).

Для побудови моделі використані однакові масиви, що складаються з 280 (по 28 денних циклів спостережень) профілів концентрації електронів. Відповідні залежності $N_M(z, \chi)$ для різних сезонів року наведено на рис. 4.1 (вертикальними відрізками позначені середньоквадратичні відхилення). Вони апроксимувалися такою залежністю:

$$N_M(z, \chi) = N_0(z) \cdot \cos^n \chi_{eff}, \quad (4.4)$$

де $N_0(z)$ -профіль при зенітному куті $\chi = 0$;

$\chi_{eff}(t) = \chi(t + \Delta t)$; $\Delta t(z)$ – зрушення за часом кривої добового ходу $N(t)$ відносно місцевого полудня.

Величина χ_{eff} обчислюється зі співвідношення:

$$\cos \chi_{eff} = \sin \varphi' \cdot \sin \varphi_0' + \cos \varphi_0' \cdot \cos[(t - \Delta t - 12) \cdot 360^\circ / 24], \quad (4.5)$$

де t – момент часу спостереження в годинах;

φ' – географічна широта пункту спостережень у градусах;

$$\varphi_0' = 23,45^\circ \sin(m_1' \cdot 360^\circ / 365);$$

m_1 – кількість днів, починаючи з 21 березня.

У наших вимірах експериментально встановлено, що величина Δt становить $\Delta t \approx 50$ хв.

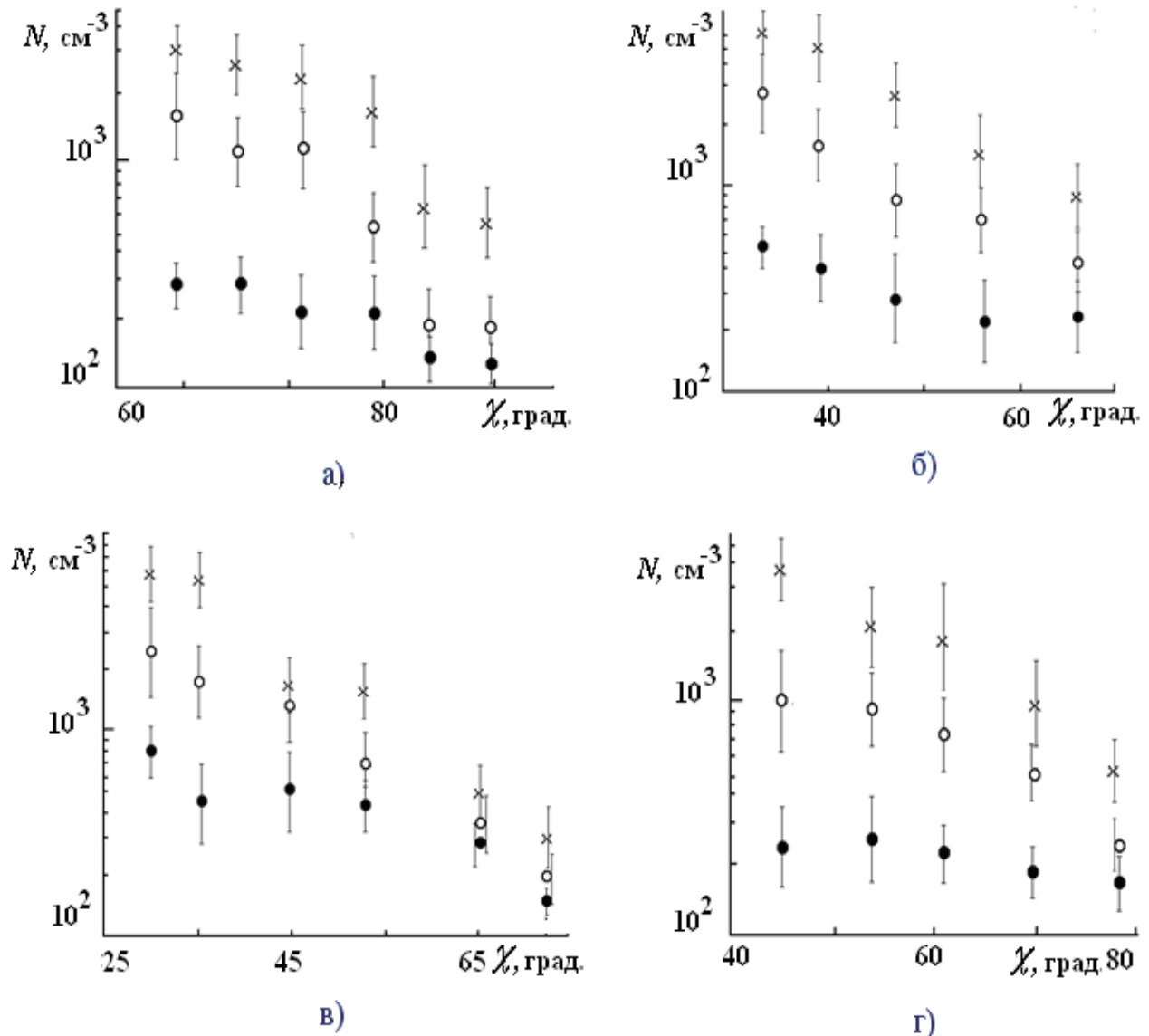


Рис. 4.1. Залежності $N_M(z, \chi)$ для зими (а), весни (б), літа (в), осені (г), отримані методом ЧВ на середній широті (точки для $z = 75$ км, кружки – для $z = 80$ км, хрестики – для $z = 85$ км)

З огляду на це і вважаючи, що $\Delta t \approx const$, на основі експериментальних даних для всіх сезонів року та висотних рівнів для кожної апроксимуючої

кривої $N(z, \chi)$ за методом найменших квадратів визначено значення коефіцієнтів p .

На рис. 4.2 наведено гістограми розподілів $W(n)$ для різних сезонів та висот 75, 80 і 85 км.

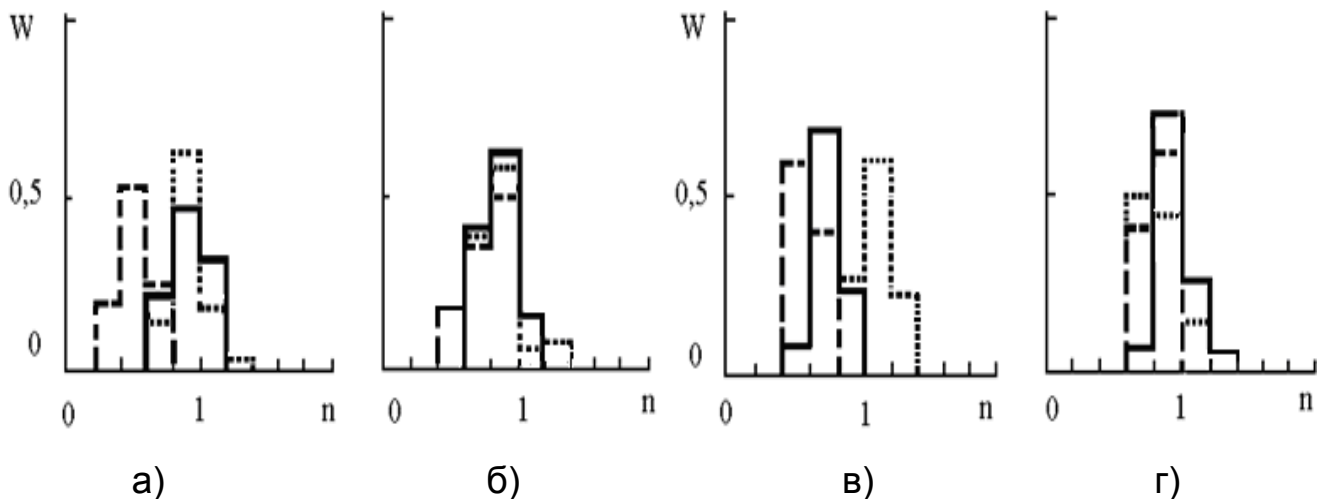


Рис. 4.2. Гістограми $W(n)$ для зими (а), весни (б), літа (в), осені (г) і висот $z = 80$ км (суцільні лінії), 75 км (штрихові лінії), 85 км (точки)

Слід зауважити, що припущення $\Delta t \approx const$ має сенс тому, що, як показали наші спостереження, сезонні зміни Δt не перевищували 15 %.

Залежність $\Delta t(z)$ від висоти (поточна висота z вимірюється в кілометрах) за нашими даними добре апроксимується співвідношенням, отриманим у роботі [142]:

$$\Delta t(z) = 0,35 \left\{ 1 + 0,637 \arctg \left[\frac{1000 \cdot (z - 74,7)}{(z - 60)(90 - z)} \right] \right\}. \quad (4.6)$$

Для зручності використання отримані величини n було апроксимовано в інтервалі висот $z = 70 - 90$ км функцією:

$$n(z) = 0,98 \cdot \cos \left(360^\circ \cdot \frac{80,0 - z}{132} \right). \quad (4.7)$$

Як показав аналіз даних у цій моделі, можна зазначити, що варіації концентрації електронів N , обумовлені zenітним кутом Сонця для всіх сезонів, однакові.

З наведеного вище видно, що варіації концентрації електронів, обумовлені зенітним кутом Сонця, мають як висотні, так і сезонні відмінності. Найбільш імовірні значення показника ступеня n з формули (4.7) становлять $0,95 \pm 0,15$.

Цей факт має значення при побудові статистичної емпіричної моделі розподілу концентрації електронів у D-області іоносфери.

Відзначимо, що найбільший розкид значень концентрації електронів на залежностях $N(z, \chi)$ спостерігається взимку, що пояснюється, очевидно, тим, що в аналізований масив даних потрапили дані, отримані у дні зимової аномалії.

4.1.3. Варіації концентрації електронів, зумовлені змінами сонячної активності

Аналіз експериментальних даних, отриманих у ХНУ ім. В. Н. Каразіна за допомогою метода часткових відбиттів у різні сезони року показав, що зміни $N(z)$ залежно від сонячної активності порівняно невеликі, вони краще узгоджуються зі змінами числа сонячних плям R , ніж з їх середньомісячним числом W .

За основу дослідження бралися дані, отримані в світлий час доби протягом 1980 – 2008 рр.

На основі експериментальних даних ХНУ ім. В. Н. Каразіна побудовані усереднені модельні залежності концентрації електронів $N_M(z, R)$ від числа сонячних плям R для різних висотних рівнів ($z = 75, 80, 85$ км) у середньоширотній D-області.

Для побудови моделі використано масив даних з 280 профілів концентрації електронів з однаковим розподілом за сезонами. Профілі $N(z)$ попередньо перераховувалися до $\chi_{eff.} = 0$.

За експериментальними даними, залежності концентрації електронів від сонячної активності задовільно описуються виразом:

$$N_M(z, R) = N_{R_0}(z) \cdot \exp(\alpha \cdot R), \quad \alpha(z) = 0,02 \left(1 - \frac{11,333}{z - 50,0}\right), \quad (4.8)$$

де $N_{R_0}(z)$ – залежність $N_M(z, R)$ при $R = 0$;

$\alpha(z)$ – експериментальна апроксимація коефіцієнта α .

4.1.4. Сезонні зміни концентрації електронів

Питання про сезонні варіації профілю $N(z)$ у нижній іоносфері є дуже важливим при побудові як регіональних, так і глобальної моделей нижньої іоносфери.

При цьому основна складність полягає у великій відмінності (розкиді) експериментальних значень N у зимовий період, тобто має місце так звана зимова аномалія. Це явище обумовлене метеорологічним контролем нижньої частини іоносфери.

Сезонні варіації профілю $N(z)$ вивчалися нами за вимірюваннями $N(z)$ як при постійних зенітних кутах Сонця, так і поблизу місцевого полудня [48; 173; 190] у двох середньоширотних регіонах: у районі м. Харкова та м. Волгограда.

Для моделювання відбиралися профілі електронної концентрації, отримані в подібних незбурених умовах. При моделюванні можливих сезонних змін концентрації електронів у середньоширотній нижній іоносфері за основу була взята модель НДРФІ [142], у якій сезонні варіації висотного профілю концентрації електронів $N(z)$ описують емпіричним виразом:

$$\lg N(M, z) = \left\{ \begin{array}{l} 0,7 \cdot \cos k \cdot \left[1 + \frac{8 \cdot 10^5 (z - 75)}{5 \cdot 10^6 + (z - 75)^6} \right] + \\ + 0,086 \cdot \cos 2k \cdot \left[1 + \frac{3040 \cdot (z - 72,5)}{9500 + (z - 72,5)^4} \right] + \\ + 0,0022 \cdot \cos 3k \cdot \left[1 - \frac{900 \cdot (z - 80)}{5 \cdot 10^6 + (z - 80)^2} \right] \end{array} \right\}, \quad (4.9)$$

де $k = 2\pi \cdot M / 365$;

M – день року, починаючи з 1 січня.

Автором була виконана перевірка цих емпіричних параметрів для даних, отриманих методом ЧВ у двох зазначених середньоширотних регіонах.

Виявилось, що ця залежність однаково ефективно, тобто точно описує експериментальні дані для цих двох різних середньоширотних регіонів – похибка становила одиниці відсотків. Це може вказувати на її правильність і універсальність.

4.1.5. Зміни концентрації електронів, обумовлені геомагнітною активністю і геомагнітною широтою

Добре відомо, що геомагнітні збурення виникають досить часто і багаторазово експериментально встановлено, що вони сприяють значним змінам висотного профілю концентрації електронів $N(z)$ у нижній іоносфері. Дуже важливим є те, що такі збурення в різних регіонах призводять, як це було показано, наприклад у роботах [27 – 29; 31; 45; 54 – 56; 177; 178; 183; 189], до збурень $N(z)$ різних часових масштабів – від десятка секунд до годин-днів і більше.

Важливо також і те, що відгук нижньої іоносфери середніх широт на геомагнітні збурення в різних регіонах може запізнюватися на години-доби і не збігатися з ними за тривалістю (див. напр., [50; 92; 183; 193; 206]). Тому моделювання таких варіацій $N(z)$ у наш час, мабуть, не уявляється можливим.

Для характеристики загальних закономірностей, або особливостей, можлива побудова залежності величини концентрації електронів у нижній іоносфері, наприклад, від середньодобової величини індексу геомагнітної активності $\langle Kp \rangle$, як це спробували зробити автори роботи [142]. Однак порівняння окремих експериментальних даних, отриманих методом ЧВ у ХНУ імені В. Н. Каразіна, з результатами розрахунків за емпіричною залежністю з роботи [142] показало, що майже у всіх випадках між ними є суттєві відмінності.

Зміни концентрації електронів, обумовлені геомагнітною широтою багаторазово експериментально підтверджені (див. напр., [48; 72; 93; 117; 127; 142; 143; 201; 208]). Однак моделювання цих варіацій $N(z)$ уявляється важким завданням через велику складність експериментальних досліджень.

Для характеристики загальних закономірностей (або особливостей) можлива побудова емпіричної залежності величини концентрації електронів у нижній іоносфері від геомагнітної широти. Однак спроби побудови подібних моделей із використанням різнорідних масивів експериментальних даних, отриманих різними методами в різних регіонах, призводять часто до суперечливих результатів. Наприклад, у роботі [142] на основі банку даних НДРФІ і відомих літературних даних, одержаних різними методами в різних регіонах, отримана певна попередня залежність електронної концентрації в нижній іоносфері від геомагнітної широти.

Однак порівняння цієї модельної залежності з експериментальними профілями $N(z)$, отриманими на апаратурі ХНУ імені В. Н. Каразіна методом ЧВ у різних широтних пунктах (у районі м. Харкова, м. Волгограда і м. Мурманська) для різних сезонів, року виявило істотні відмінності. На думку автора, вони можуть бути викликані, в першу чергу, недосконалістю цієї моделі, обумовленою різномірністю даних, а також регіональними особливостями.

4.2. Моделювання характеристик ВЧ і ДВЧ радіохвиль у середньоширотній нижній іоносфері при похилому поширенні

Для прогнозування характеристик радіохвиль, що розсіюються на турбулентних неоднорідностях концентрації електронів N , найбільш важливим є визначення виду тривимірних спектральних функцій $\Phi_N(\vec{\rho})$ ($\vec{\rho}$ – хвильовий вектор) флуктуацій N . Співвідношення для $\Phi_N(\vec{\rho})$ відомі в літературі [126].

Для практичного використання формул для спектрів (у різних інтервалах масштабів неоднорідностей) як інструмента при одержанні характеристик іоносфери і розсіяного на турбулентних неоднорідностях сигналу велике значення має зміна спектра в просторі та часі.

Найбільший внесок у просторово-часові зміни $\Phi_N(\vec{\rho})$ робить мінливість міри неоднорідностей концентрації електронів g_N , зумовлена вертикальним градієнтом середнього профілю $\langle N(z) \rangle$.

Відзначимо, що мінливість g_N , зумовлена коефіцієнтом турбулентного обміну, вивчена порівняно добре [23]. Тому необхідна модель $\langle N(z) \rangle$, що підходить для вирішення цієї задачі.

Розглянемо зміни деяких характеристик радіохвиль, що розсіюються на турбулентних неоднорідностях концентрації електронів N у середньоширотній D-області іоносфери. Для цього скористаємося регіональною моделлю висотних профілів $\langle N(z) \rangle$ середньоширотної D-області іоносфери і їхньою мінливістю в просторі та часі на підставі даних, наведених вище.

Як модель поширення розглянемо трасу похилого поширення (випадає, коли передавач і приймач рознесені в просторі).

Окремим випадком тут є дослідження зворотного розсіювання, коли передавач і приймач сполучені в просторі. Частоти використовуваних радіохвиль $f = 5 - 100$ МГц.

З теорії поширення радіохвиль відомий вираз, що дозволяє розрахувати величину розсіяної потужності P_s на вході приймального пристрою, якщо відомі характеристики траси, робоча частота, а також спектральна щільність флуктуацій щільності електронів Φ_N [126]:

$$\frac{P_s}{P_o} = \left(\frac{80,8}{c^2} \right)^2 \frac{\pi^3 \lambda^2}{2} \int_V \frac{\Phi_N F_1^2 F_2^2}{R_1^2 \cdot R_2^2} \sin^2 \alpha_1 \cdot dV, \quad (4.10)$$

де P_o – енергія, випромінювана ненаправленою антеною;

F_1, F_2 – діаграми спрямованості по напррузі приймальної і передавальної антен;

R_1, R_2 – відстань від елемента dV розсіюючого об'єму V до точок випромінювання і прийому;

α_1 – кут між напрямом поляризації падаючої на елементарний об'єм dV хвилі і напрямком з його центра в точку прийому.

Розглянемо спочатку випадок вертикального зондування.

Для розрахунків були взяті такі параметри приймально-передавальної системи: $P_o = 60$ квт, ширина головної пелюстки діаграми спрямованості по половинній потужності $\theta_0 = 5^\circ$, коефіцієнт підсилення антени $G = 1000$.

Для різних профілів $\langle N(z) \rangle$ з табл. 4.1 і частот $f = 30$ і 100 МГц було обчислено значення P_s , тобто визначені пороги чутливості приймачів.

Виявилось, що значення P_s при $f = 30$ МГц для різних профілів $\langle N(z) \rangle$ і $d\langle N \rangle/dz$ з табл. 4.1 – 4.2 становлять $P_s \sim 10^{-12} - 10^{-13}$ Вт, для частоти $f = 100$ МГц $P_s \sim 10^{-13} - 10^{-14}$ Вт.

У випадку похилого поширення характеристики приймально-передавальних антен задавалися однаковими: ширина діаграми спрямованості по половинній потужності в горизонтальній площині $\theta_0 = 5^\circ$, $G = 20$ дБ.

Розрахунки P_s/P_o було виконано для $f_1 = 25$ МГц ($P_o = 2$ квт), $f_2 = 45$ МГц ($P_o = 10$ квт), $f_3 = 100$ МГц ($P_o = 20$ квт) з використанням середньодобових профілів $\langle N(z) \rangle$ з табл. 4.1.

Результати розрахунків для різних сезонів такі:

$P_s/P_o = -151,9$ дБ, $-157,7$ дБ, $-154,9$ дБ, $-159,3$ дБ для f_1 ;
 $P_s/P_o = -173,2$ дБ, $-175,5$ дБ, $-167,7$ дБ, $-177,6$ дБ для f_2 ;
 $P_s/P_o = -203,9$ дБ, $-216,5$ дБ, $-204,1$ дБ, $-218,8$ дБ для f_3 .

Наведені вище результати можуть бути корисні при проектуванні систем радіозв'язку.

Для обчислення флуктуацій амплітуди E радіохвиль скористаємося рівнянням $\langle I^2 \rangle = \langle \ln(E/E_o)^2 \rangle$ з роботи [125]:

$$\langle I^2 \rangle = 0,141 \cdot k^{7/6} \int_0^L C_\varepsilon(r)(L' - r)^{5/6} dr, \quad (4.11)$$

де E_o – амплітуда хвилі при вході в неоднорідне середовище;

$$r = z / \sin \alpha_0;$$

α_0 – кут місця;

$$C_\varepsilon(r) = (80,8 / f^2)^2 D_N;$$

D_N – структурна функція флуктуацій N ;

L – відстань, прохідна хвилею в іоносфері.

Розрахунки було виконано для коефіцієнтів амбіполярної дифузії з роботи [126] і профілів $\langle N(z) \rangle$ з табл. 4.1 із кроком по висоті $\Delta z = 2,5$ км.

Нижня границя застосовності частотного діапазону $f_{мп}$ визначалася за законом «косеканса»:

$$f_{мп} = (80,8 \langle N(z) \rangle^{1/2} \operatorname{cosec} \alpha_0.$$

Результати розрахунків для сезонів (зима – осінь: а – г відповідно) і $\alpha_0 = 10^\circ, 20^\circ, 80^\circ$ (криві 1 – 3 відповідно) наведені на рис. 4.3.

У цілому хід залежності $\langle I^2 \rangle$ від частоти помітно змінюється протягом року при фіксованому α_0 . Для $\alpha_0 = 10^\circ$ і $z = 90$ км виявилось $f_{мп} = 5$ Мгц.

Флуктуації фази радіохвилі залежно від частоти і кута місця антени розраховувалися з використанням співвідношення [126]:

$$\sigma_\varphi^2 = \left(\frac{80,8\pi}{c \cdot f} \right)^2 \sum \frac{\int_{\Delta z_i} (\Delta z_i - z)(\sigma_N^2 - D_N(z)/2) dz}{\sin^2 \alpha_0 - 80,8 \langle N(\Delta z_i) \rangle / f^2}, \quad (4.12)$$

де $\Delta z_i = z_i - z_{i-1}$; $i = 1, 2, 3, \dots, m$, m – кількість відрізків траєкторії радіохвилі, що залежить від α_0 .

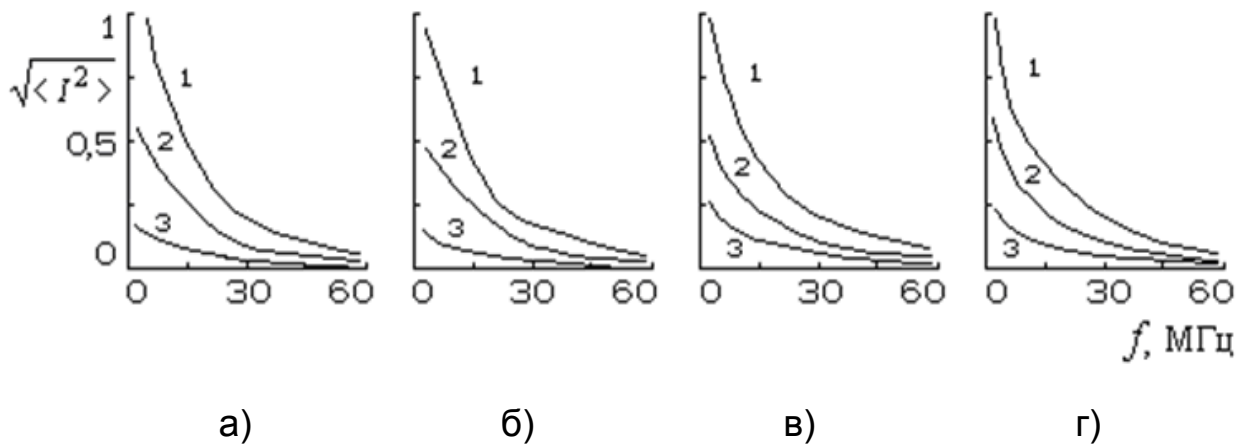


Рис. 4.3. Модельні залежності флуктуацій амплітуд радіохвиль для усереднених середньоширотних профілів $\langle N(z) \rangle$ (зима (а), весна (б), літо (в) і осінь (г)) та кутів місця антени $\alpha_0 = 10^\circ, 20^\circ, 80^\circ$ (1 – 3 відповідно)

Розрахунки виконані для $\alpha_0 = 10^\circ, 30^\circ, 80^\circ$ і $f = 5 - 100$ МГц за даними табл. 4.1, 4.2.

Результати розрахунків наведені на рис. 4.4.

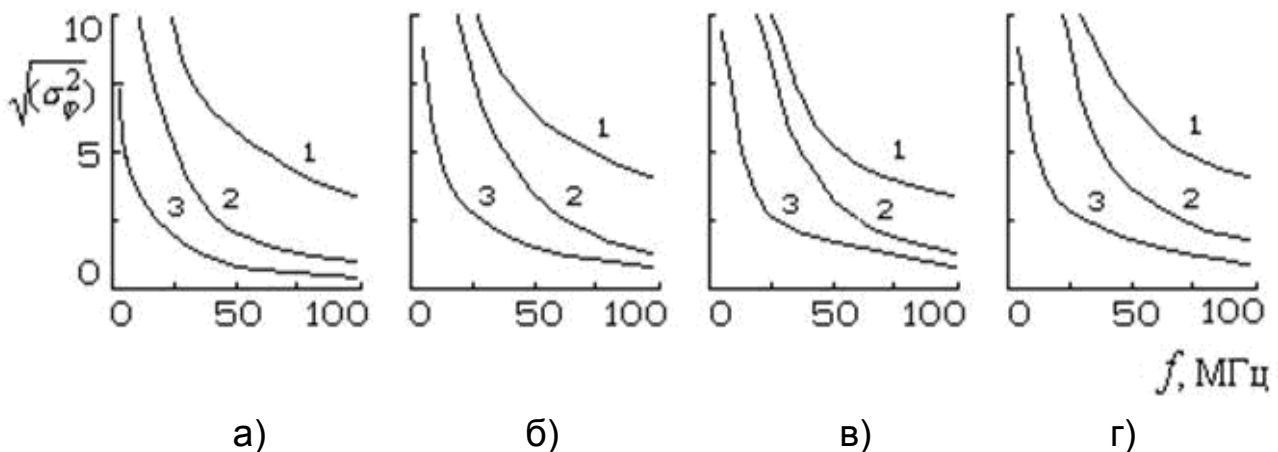


Рис. 4.4. Модельні залежності флуктуацій фази радіохвиль для усереднених середньоширотних профілів $\langle N(z) \rangle$ для зими (а), весни (б), літа (в) й осені (г) та кутів місця антени $\alpha_0 = 10^\circ, 30^\circ, 80^\circ$ (криві 1 – 3 відповідно)

Флуктуації кута приходу α радіохвиль залежно від f і α_0 розраховувалися з використанням співвідношення [126]:

$$\langle \alpha_i^2 \rangle = \left(\frac{80,8}{f^2} \right)^2 \frac{L}{4} \int_0^\infty \frac{D_N(r)}{r} dr. \quad (4.13)$$

Розрахунки виконані для літніх профілів $\langle N(z) \rangle$ і $d\langle N \rangle/dz$ ($\alpha_0 = 10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, 80^\circ$ і $f = 5 - 100$ МГц) за даними табл. 4.1, 4.2.

Результати розрахунків наведені на рис. 4.5 (криві для кутів місця антени $\alpha_0 = 30^\circ$ і 80° практично збіглися).

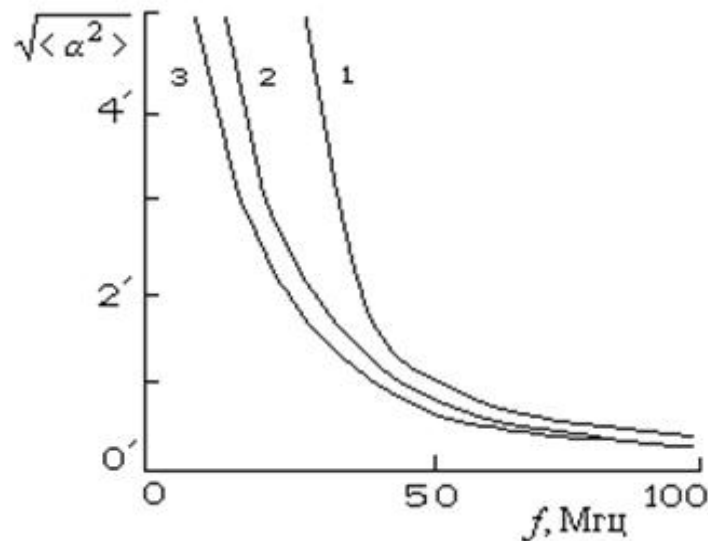


Рис. 4.5. Модельні залежності флуктуацій кута приходу радіохвиль для літніх профілів $\langle N(z) \rangle$ та $d\langle N \rangle/dz$ і $\alpha_0 = 10^\circ, 20^\circ, 30^\circ$ (криві 1 – 3 відповідно)

Порівняння отриманих результатів із наведеними в роботах [75; 126] показує, що вони якісно збігаються.

Кількісні відмінності визначаються, в першу чергу, недостатньою статистичною забезпеченістю експериментальних даних у роботах [75; 126] і регіональними особливостями. Крім цього в роботі [126] розглянуті великі висоти ($z = 80 - 110$ км).

Таким чином, відзначимо, що на підставі банку експериментальних профілів $N(z)$, отриманих у ХНУ імені В. Н. Каразіна в незбурених умо-

вах, побудовані середньодобові сезонні профілі $\langle N(z) \rangle$ і $d\langle N \rangle/dz$, з використанням яких проведені модельні розрахунки характеристик радіохвиль, що розсіюються на турбулентних неоднорідностях N , які можуть бути корисні при проектуванні систем радіозв'язку.

4.3. Модель висотно-часових варіацій частот зіткнень електронів із нейтралами в незбуреній D-області іоносфери

Вивчення можливих варіацій $\nu(z)$ у D-області проводилося трьома способами за спостереженнями, виконаними у двох середньоширотних регіонах у різні сезони року – у районі м. Харкова та м. Волгограда.

Варіації $\nu(z)$ у середній та верхній частинах D-області іоносфери (на висотах $z \geq 75$ км) досліджувалися з використанням методик, що розглянуті в роботах [13; 187] (вимірювання виконувалися тільки за допомогою метода ЧВ), і у спільних вимірах методами ЧВ (тривалість реєстрацій для одержання $\nu(z)$ -профілю складала 10 хв.) та імпедансного зонда на ракетах [105; 115].

Варіації $\nu(z)$ у нижній частині D-області (на висотах $z < 75$ км) досліджувалися з використанням методики, розглянутої вище [50].

4.3.1. Денні варіації

Поблизу м. Харкова дослідження проводилося за спостереженнями, виконаними методом ЧВ у різні сезони року. У цьому випадку висотні профілі $\nu(z)$ обчислені з похибкою $\leq 30\%$ з використанням розроблених у роботах [21; 172; 185] методик за одночасними вимірюваннями диференціального поглинання $a(z) = \langle A_x^2(z) \rangle / \langle A_0^2(z) \rangle$ і коефіцієнта кореляції $\rho_{A_0^2 A_x^2}(z)$ магнітоіонних компонент ЧВ сигналів.

Загальна кількість добових циклів (у світлі часи доби) вимірювань, оброблених та проаналізованих, складала 9.

У кожному циклі вимірювань отримано по 4 – 8 профілів $N(z)$ і $\nu(z)$.

Поблизу м. Волгограда 19 – 20.08.1976 р. проводилися одночасні виміри параметрів нижньої іоносфери методом імпедансного зонда на ракетах [105] і методом ЧВ за допомогою пересувного радіофізичного комплексу апаратури [227].

Профілі $N(z)$ вимірювалися за допомогою зондів у ракетних експериментах з похибкою $\leq 10\%$ і використовувалися для одержання висотних профілів $\nu(z)$ за методикою диференціального поглинання магнітійонних компонент методом ЧВ [150; 165; 187] за вимірюваннями $a(z) = \langle A_x^2(z) \rangle / \langle A_0^2(z) \rangle$. Похибка одержуваних у такий спосіб $\nu(z)$ -профілів не перевищувала 20% .

Розглянемо приклади варіації $\nu(z)$ у середній та верхній частинах області D (на висотах $z \geq 75$ км).

На рис. 4.6 наведено приклади $\nu(z)$ -профілів, отриманих при різних зенітних кутах Сонця у світлі часи доби 11.06.2003 р. у літній сезон року за одночасними вимірюваннями поблизу м. Харкова й 19 – 20.08.1976 р. поблизу м. Волгограда.

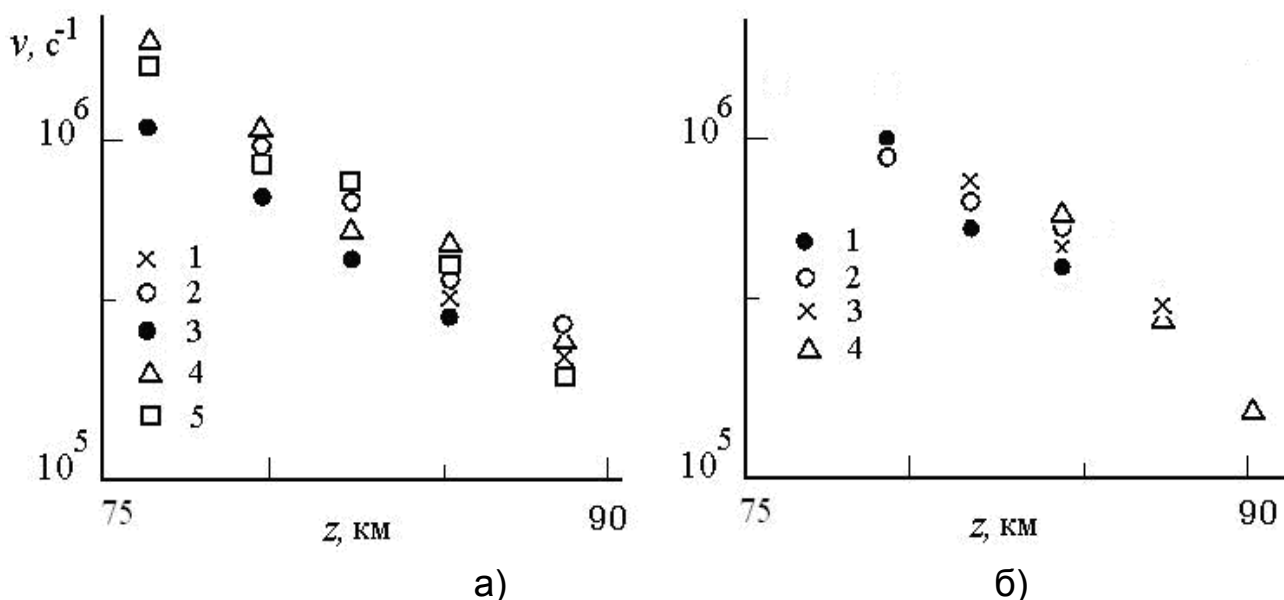


Рис. 4.6. Варіації $\nu(z)$ влітку протягом дня на середній широті, $z > 75$ км (час місцевий LT):

а – поблизу м. Волгоград, 20.06.1976 р.: 1 – 09.10, 2 – 11.47, 3 – 06.30; 19.06.1976 р.: 4 – 11.51, 5 – 17.18;

б – поблизу м. Харків, 11.06.2003 р.: 1 – 09.30, 2 – 11.30, 3 – 13.30, 4 – 15.30

На рис. 4.7 наведено приклади $\nu(z)$ -профілів, отриманих при різних зенітних кутах Сонця у світлі часи доби у літній сезон року (19.08.2006 р. і 01.08.2008 р.) та взимку (05.02.2003 р. і 28.01.2004 р.) поблизу м. Харкова.

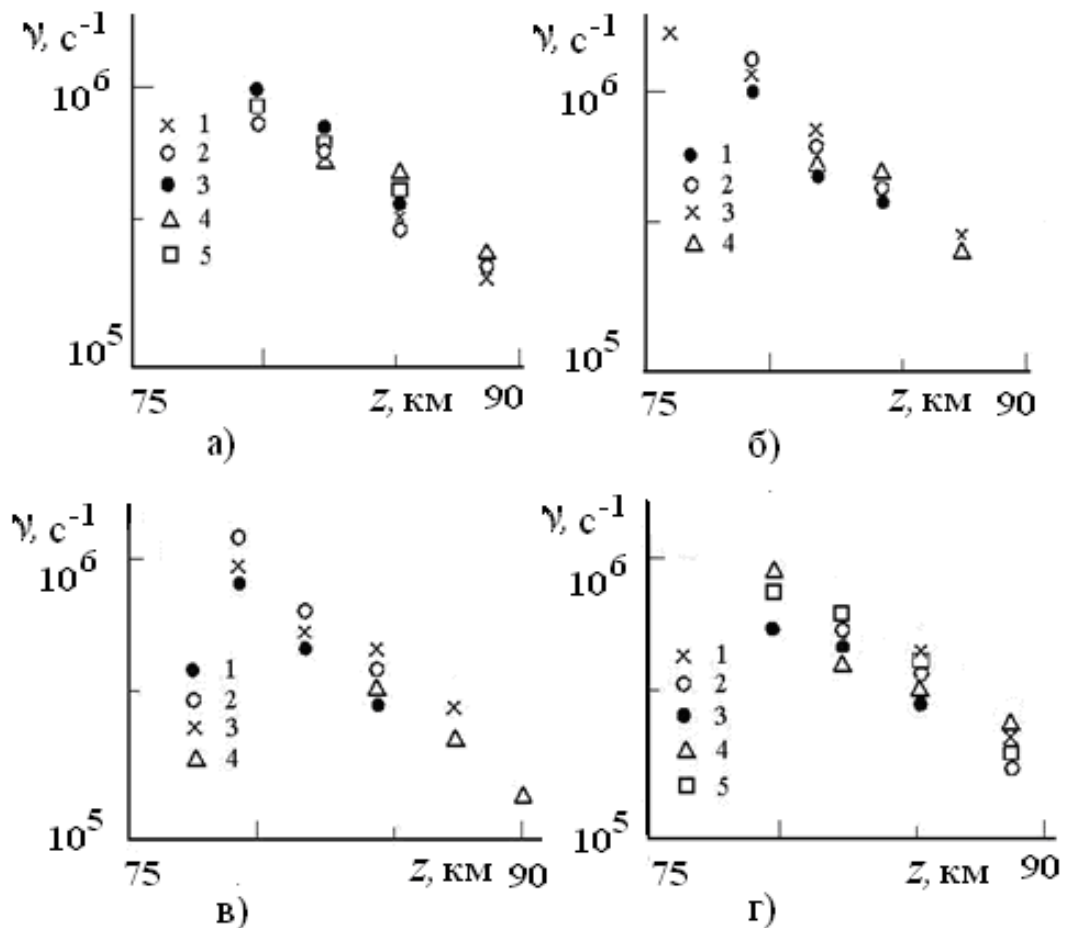


Рис. 4.7. Варіації $\nu(z)$ влітку протягом дня на середній широті, $z > 75$ км (час місцевий LT):

- а) 01.08.2008 р.: 1 – 09.00, 2 – 11.40, 3 – 13.30, 4 – 15.30, 5 – 17.30;
 б) 19.08.2006 р.: 1 – 09.30, 2 – 11.30, 3 – 13.30, 4 – 16.30 та взимку;
 в) 05.02.2003 р.: 1 – 09.50, 2 – 11.30, 3 – 13.30, 4 – 15.00, 5 – 16.20;
 г) 28.01.2004 р.: 1 – 09.40, 2 – 11.30, 3 – 13.30, 4 – 15.00

Зазначені приклади ілюструють зміни $\nu(z)$ протягом світлого часу доби (залежність від зенітного кута Сонця) у верхній частині середньоширотної D-області на $z \geq 75$ км.

Відмінності у значеннях $\nu(z)$, отриманих у різних середньоширотних регіонах, як видно з рис. 4.7, не перевищують похибок вимірювань, тобто можна вважати регіональні відмінності у варіаціях $\nu(z)$ у незбуреній середньоширотній D-області відсутніми. Але вони можливі під час деяких регіональних збурень.

Стосовно регіональних відмінностей, то було проведено порівняння профілів $N(z)$ і $\nu(z)$, отриманих одночасно та при однаковому зенітному

куті Сонця за допомогою вимірювань параметрів іоносфери методом ім-педансного зонда на ракетах [105] і методом ЧВ поблизу м. Волгограда (географічна широта – 48,4° N) та методом ЧВ поблизу м. Харкова (географічна широта – 49,9° N).

У першому випадку висотні профілі $\nu(z)$ одержані за методикою, розглянутою в роботах [175; 187], за вимірюваннями методом ЧВ із використанням $N(z)$ профілів, отриманих у одночасних ракетних експериментах.

У табл. 4.8 наведено приклади таких вимірювань для експериментів, виконаних 29.10.1995 р.

Таблиця 4.8

Порівняння профілів $N(z)$ і $\nu(z)$, отриманих у різних середньоширотних регіонах

z, км	Харків (10.20 LT)		Волгоград		Харків (11.00 LT)		Волгоград	
	$N,$ см^{-3}	$\nu \times 10^{-7},$ с^{-1}	$N,$ см^{-3}	$\nu \times 10^{-7},$ с^{-1}	$N,$ см^{-3}	$\nu \times 10^{-7},$ с^{-1}	$N,$ см^{-3}	$\nu \times 10^{-7},$ с^{-1}
72			240	0,181	210		280	0,192
75	420	0,128	590	0,115	510	0,101	650	0,111
78	680	0,087	780	0,071	720	0,078	870	0,069
81	890	0,038	1010	0,045	910	0,032	970	0,040
84	1210				1450			

Як видно з наведених прикладів, та інших результатів, що не подані в даній роботі, регіональна залежність частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами на висотах $z \geq 75$ у середньоширотній нижній іоносфері відсутня, регіональні ж відмінності у $N(z)$ мають місце, адже вони чітко простежуються.

Варіації $\nu(z)$ у нижній частині D-області (на висотах $z < 75$ км) досліджувалися тільки за вимірами методом ЧВ із використанням методики, що розглянута в роботі [187].

Погрішність обчислення ν у всьому висотному інтервалі D-області не перевищувала 30 %.

Як приклад на рис. 4.8А наведені зміни $\nu(z)$ поблизу м. Харкова протягом світлого часу доби 14.12.1984 р., а на рис 4.8Б – протягом дня 19.03.1983 р.

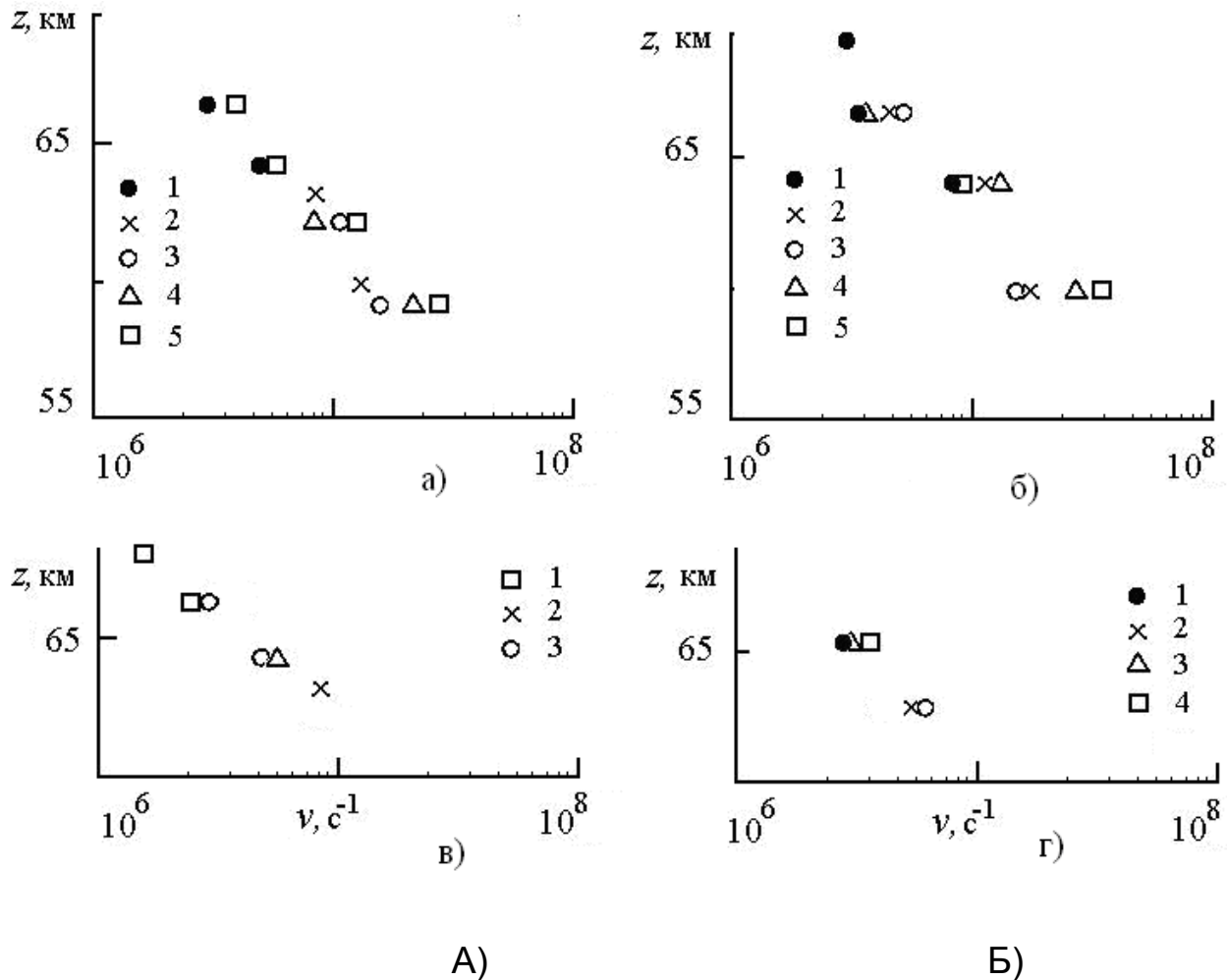


Рис. 4.8. Варіації $\nu(z)$ у нижній частині D-області протягом дня на середній широті поблизу м. Харкова (час місцевий LT):

а) 14.12.1984 р.: 1 – 10.00, 2 – 11.01, 3 – 13.07, 4 – 14.00, 5 – 15.30;

б) 19.03.1983 р.: 1 – 09.03, 2 – 10.00, 3 – 11.42, 4 – 16.30, 5 – 16.00.;

в) 28.01.2004 р.: 1 – 10.00, 2 – 12.00, 3 – 14.00;

г) 05.02.1998 р.: 1 – 10.00, 2 – 12.00, 3 – 13.30, 4 – 15.30

Ці приклади і результати інших експериментів показали, що зміни $\nu(z)$ у незбуреній середньоширотній D-області іоносфери протягом світлого часу доби незначні, вони знаходяться в межах похибок вимірювань

методом ЧВ ($\leq 30\%$), тобто залежність частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами від зенітного кута Сонця $\nu(z, \chi)$ на висотах $z < 75$ км також відсутня.

4.3.2. Сезонні варіації

Можливі сезонні зміни $\nu(z)$ на $z \geq 75$ км, як і раніше, вивчалися за вимірюваннями методом ЧВ поблизу м. Харкова й у спільних вимірюваннях поблизу м. Волгограда методом імпедансного зонда на ракетах [104] і методом ЧВ за допомогою рухливого радіофізичного комплексу апаратури [227]. У першому випадку значення $\nu(z)$ отримані разом із профілями $N(z)$ за методикою, розглянутою в роботах [13; 187], у другому – профілі $N(z)$, обмірювані за допомогою імпедансного зонда на ракетах, використовувалися для одержання профілів $\nu(z)$ за методикою диференціального поглинання [150; 165].

На рис. 4.9а наведені індивідуальні висотні $\nu(z)$ -профілі, отримані поблизу місцевого полудня в спільних вимірах методом ЧВ та імпедансного зонда поблизу м. Волгограда в незбурених умовах улітку 19.06.1976 р. об 11.51 LT (точки) та узимку 01.12.1972 р. (прямокутники).

Суцільною лінією на 4.9а позначений $\nu(z)$ -профіль, отриманий 01.12.1972 р. методом імпульсної крос-модуляції (КМ) о 12.00 LT поблизу м. Москви [97].

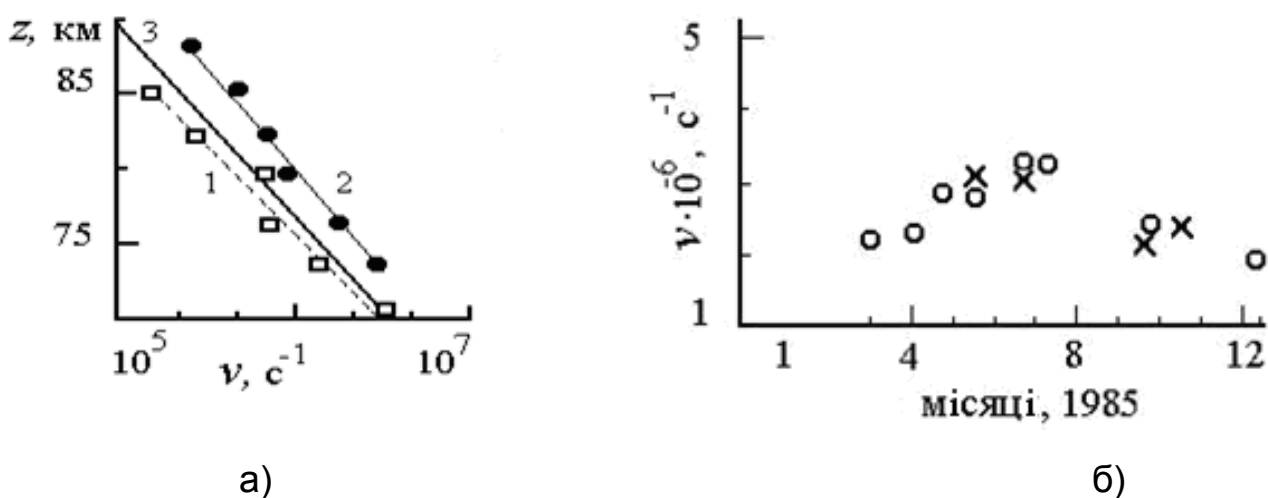


Рис. 4.9. Приклади сезонних змін частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами у середньоширотній D-області

Видно, що літні значення ν перевищують зимові приблизно в 1,6 рази (відмінність $\nu(z)$, отриманих методами ЧВ і кросмодуляції (КМ), складає близько 30 % таобумовлена, очевидно, похибками методів).

На рис. 4.9б наведена залежність значень $\nu(z)$, отриманих методом ЧВ поблизу м. Харкова (кружки) і м. Волгограда (хрестики) у різні сезони року (профілі $\nu(z)$ отримані за методикою, розглянутою в роботах, [150; 165], значення ν приведені для висоти 78 км).

Значення $\nu(z)$, вимірювані у двох середньоширотних пунктах, збігаються в межах похибок вимірів.

Цей приклад також ілюструє можливі сезонні зміни $\nu(z)$ в середньоширотній D-області.

Варіації $\nu(z)$ у нижній частині D-області іоносфери (на висотах $z < 75$ км) досліджувалися тільки за вимірюваннями методом ЧВ поблизу м. Харкова з використанням методики [36; 175], що розглянута вище. Похибка обчислення $\nu(z)$ не перевищувала 30 %.

Результати розрахунків для двох сезонів року наведені в табл. 3.1. (див. розділ 3). Вони підтверджують наявність сезонних змін $\nu(z)$ у нижній частині D-області: літні значення V_1 перевищують зимові V_2 приблизно в 1,4 – 1,6 рази.

4.3.3. Широтні варіації

Для встановлення можливих широтних варіацій $\nu(z)$ у D-області виконано порівняння усереднених $\langle \nu(z) \rangle$ -профілів, отриманих з використанням методики, розглянутої в роботі [13], за одночасними вимірюваннями $a(z)$ і коефіцієнтів кореляції квадратів амплітуд ЧВ-сигналів $\rho_{A_o^2 A_x^2}(z)$ методом ЧВ протягом світлого часу доби на середній широті 31.07.1981 р. поблизу м. Харкова (географічна широта $\varphi = 49^\circ 38'$) і на високій широті 02.07.1977 р. поблизу м. Мурманська ($\varphi = 69^\circ$).

Результати наведені на рис. 4.10.

На цьому рисунку кружками позначено усереднений за 5 реалізаціями $\nu(z)$ -профіль для середньої широти, точками – для високої широти (усереднення проводилося за 6 реєстраціями, рівномірно розподіленими протягом світлого часу доби). Вертикальними відрізками позначено розкид отриманих даних; суцільними лініями – оцінка розкиду експеримен-

тальних профілів частот зіткнень у незбурених умовах, отримана автором на основі огляду літературних даних, отриманих експериментально різними методами.

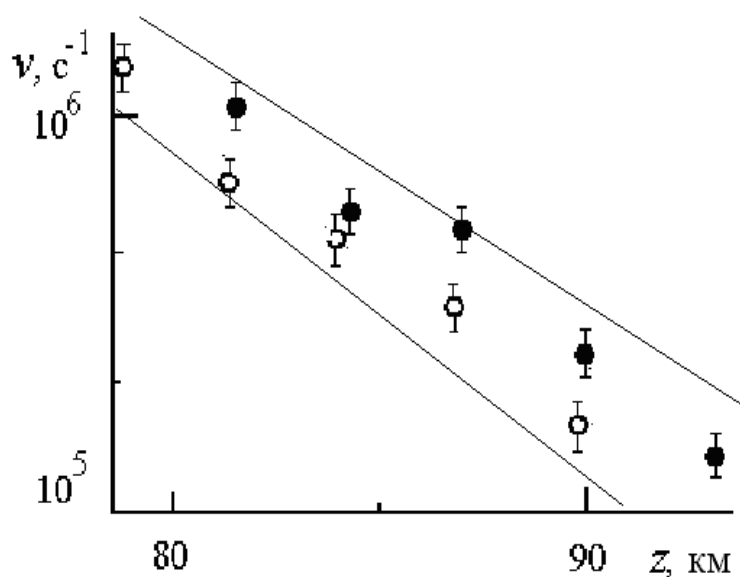


Рис. 4.10. Приклад широтних змін частот зіткнень електронів з нейтралами в D-області іоносфери

З рис. 4.10 видно, що відмінності $\langle \nu(z) \rangle$ -профілів невеликі, хоча значення $\nu(z)$ для високої широти небагато перевищують значення $\nu(z)$ для середньої широти (як усереднені, так і індивідуальні). Розкид експериментальних профілів частот зіткнень у незбурених умовах, отриманих на основі огляду літературних даних, значно більший.

Обумовлено це, в першу чергу, помилками вимірів і, ймовірно, можливими широтними варіаціями частот зіткнень.

Слід зазначити, що питання про можливі широтні варіації частот зіткнень електронів з нейтралами у незбуреній нижній іоносфері дотепер є відкритим.

Дослідження таких варіацій є складним і дорогим завданням, тому наведені вище результати становлять значну цінність.

Особливе значення серед іоносферних досліджень має вивчення можливих варіації частот зіткнень електронів із нейтралами в D-області в період деяких природних збурень.

Це завдання є дуже складним. Викликано це як складністю проведення необхідних експериментів, так і відсутністю або недостатньою точністю відомих методик розрахунку частот зіткнень.

З іншого боку, знання таких варіацій необхідно як для правильної інтерпретації результатів спостережень, так і для вирішення прикладних і наукових завдань.

4.3.4. Приклад дослідження можливих змін частот зіткнень електронів у середньоширотній D-області іоносфери під час сильної грози

Далі розглянемо окремі результати експериментального дослідження можливих змін $v(z)$ у середньоширотній D-області іоносфери під час сильної грози та у періоди збурень мезосферних електричних полів (див. напр., [31; 43; 58]).

Була зроблена спроба експериментально вивчити можливі зміни $v(z)$ у нижній частині D-області під час сильної грози. Із цією метою 06.08.1986 р. поблизу м. Харкова методом ЧВ проведені виміри амплітуд ЧВ-сигналів $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{so,x}(z,t)$ циклами по 10 хв. через кожні 30 хв. з 9.30 до 16.30 LT.

Поблизу пункту спостережень (відстань становить \sim одиниці кілометрів) гроза тривала приблизно протягом 10.30 – 12.10 LT; на віддаленнях не менше декількох кілометрів вогнища гроз відзначалися протягом усього дня.

Характерним для цього експерименту виявилось те, що майже у всіх випадках, крім реєстрацій, виконаних протягом 11.00 – 11.30 LT, коли рівень радіоперешкод був високим, зареєстровані виразні ЧВ-сигнали з висот 63 – 84 км. Відношення сигнал/перешкода, як правило, перевищувало 2 – 10. Зауважимо, що в незбурених умовах подібні частково відбиті сигнали реєструються на апаратурі ХНУ ім. В. Н. Каразіна приблизно в 1 – 2 % випадків.

Це дозволило одержати значення частот зіткнень електронів з нейтралами v у нижній частині середньоширотної D-області за методикою робіт [36; 175; 187] із використанням співвідношення $R_{o,x}(z,t) = \langle A_{o,x}^2 \rangle / \langle A_{po}^2 \rangle = R(v)$.

Погрішність обчислень становила менше 30 – 40 %.

На рис. 4.11 наведено результати розрахунків v для висоти $z = 63$ км (відзначене як 1). Заштрихованою областю позначено час грози.

Дані, відзначені на рисунку як 2 і 3, відповідають значенням v , отриманим під час інших гроз.

З рис. 4.11 видно, що під час грози значення частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами ν на $z = 63$ км збільшилися приблизно в 1,5 – 1,7 раза.

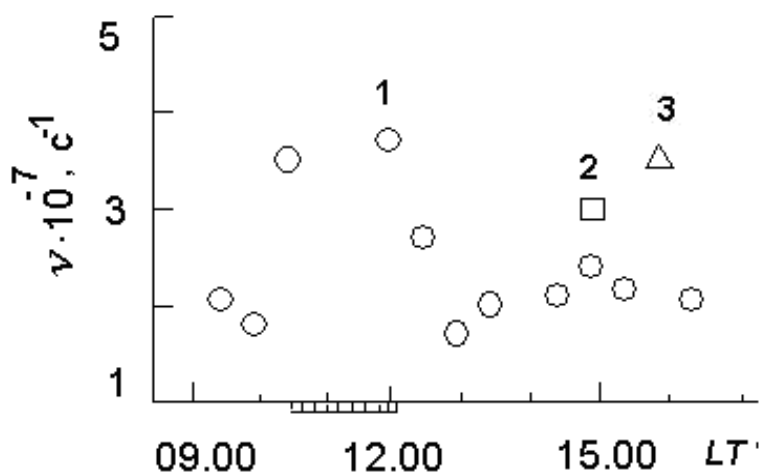


Рис. 4.11. Варіації частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами на висоті $z = 63$ км у середньоширотній D-області іоносфери в періоди гроз: 1 – 6 серпня 1986 р., $f = 2,31$ МГц; 2 – 22 серпня 1986 р., $f = 2,2$ МГц; 3 – 3 червня 1987 р., $f = 2,2$ МГц

Відмінність значень ν під час різних гроз, очевидно, викликана як різницею гроз, так і різницею умов в іоносфері й атмосфері в ці періоди.

Висновки за розділом 4

1. На підставі банку експериментальних профілів $N(z)$, отриманих у ХНУ імені В. Н. Каразіна в незбурених умовах, побудовані регіональні моделі середньодобових сезонних профілів концентрації електронів $\langle N(z) \rangle$ і їх висотних градієнтів $d\langle N \rangle/dz$, з використанням яких проведено оцінку внеску у відхилення N від середнього значення різних фізичних процесів. Установлено, що основний внесок у загальну мінливість $N(z)$ у середньоширотній D-області у незбурених умовах роблять синоптичні процеси і добова мінливість іонізації.

2. Проведені модельні розрахунки характеристик радіохвиль, що розсіюються на турбулентних неоднорідностях N , які можуть бути корисні при проектуванні систем радіозв'язку.

Виконано розрахунки $\langle N(z) \rangle$ і $d\langle N \rangle/dz$ із використанням банків даних для різних середньоширотних регіонів. Порівняння цих результатів виявило помітні розбіжності у сезонних профілях $\langle N(z) \rangle$ і $d\langle N \rangle/dz$, які найімовірніше обумовлені регіональними особливостями.

3. Побудована модель висотно-часових варіацій концентрації електронів у незбуреній регіональній середньоширотній D-області іоносфери і виконано порівняння з іншими відомими регіональними моделями.

Установлено, що існують помітні розбіжності між ними, які можуть бути викликані як недосконалістю моделей (наприклад, малим статистичним забезпеченням, різномірністю даних, різною точністю отримання профілів і т. д.), так і регіональними особливостями.

4. Вперше побудована емпірична модель висотно-часових варіацій частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами у незбуреній D-області іоносфери.

Установлено, що регіональні відмінності у варіаціях $\nu(z)$ у незбуреній середньоширотній D-області відсутні, але вони можливі під час деяких регіональних збурень.

Також установлено, що зміни $\nu(z)$ у незбуреній середньоширотній D-області іоносфери протягом світлого часу доби незначні, вони знаходяться в межах похибок вимірювань методом ЧВ ($\leq 30\%$), тобто залежність частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами від зенітного кута Сонця $\nu(z, \chi)$ відсутня.

Результати експериментальних досліджень свідчать про наявність сезонних змін $\nu(z)$ у середньоширотній D-області: літні значення $\nu(z)$ перевищують зимові приблизно в 1,4 – 1,6 рази.

Наведені результати дають як якісну, так кількісну картини висотно-часових варіацій частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами у D-області, не зважаючи на обмежену кількість експериментальних даних. Однак вони можуть використовуватися як попередня модель сезонних варіацій $\nu(z)$ у середніх широтах і уточнюватися іншими цілеспрямованими вимірами $\nu(z)$ -профілів.

5. Відгук середньоширотної D-області на деякі природні явища

Природні збурення в нижній іоносфері, що викликаються, наприклад, сильними землетрусами, сонячним термінатором, вулканами, сильними грозами, потужними атмосферними явищами (проходження атмосферних фронтів, циклони і антициклони, тайфуни і т. д.), затемненнями Сонця та ін., у даний час, як вже зазначалося, вивчені ще недостатньо. Вони часто істотно впливають на атмосферу й іоносферу Землі і тому становлять значний інтерес для розуміння фізики іоносфери та вирішення цілого ряду прикладних завдань радіозв'язку, радіонавігації і т. д. Для вивчення явищ, що виникають у цих випадках у нижній іоносфері, в останні десятиліття найбільш часто застосовується метод ЧВ.

Раніше в монографії [31] було наведено результати експериментального вивчення методом ЧВ впливу основних природних джерел збурень на параметри середньоширотної D-області і характеристики ЧВ-сигналів та радіошумів, що отримані за допомогою апаратури ХНУ імені В. Н. Каразіна [227] у період 1981 – 2008 рр. поблизу м. Харкова та м. Волгограда.

У цьому розділі, як розвиток досліджень [31], на підставі банку даних, отриманих у 2000 – 2010 рр. у ХНУ імені В. Н. Каразіна методом ЧВ, виконано дослідження відгуку середньоширотної D-області на проходження потужного атмосферного фронту [51; 52].

5.1. Відгук середньоширотної D-області іоносфери на проходження потужного атмосферного фронту

Поведінка концентрації електронів на різних висотних рівнях у середньоширотній D-області розглядалася в періоди до, під час і після проходження теплового й холодного атмосферних фронтів (АФ) у різні сезони року. Цикли безперервних спостережень методом ЧВ становили 3 – 3,5 діб. Їх число склало 8. Короткі відомості про них наведені в табл. 3.1.

Відзначимо, що спостереження виконувалися в спокійних геліогеомагнітних умовах. Години початку і закінчення проходження АФ визначені з точністю ~ 10 – 30 хв. Часові інтервали початку й спаду АФ становили десятки хвилин і більше. Часові параметри АФ визначалися за метео-

рологічними показниками: змінами температури і тиску атмосферного повітря, напрямом і швидкістю вітру, вимірюваними поблизу поверхні Землі.

Відомості про геліогеомагнітні умови і параметри АФ отримані в мережі Інтернет і в Харківському гідрометеоцентрі (служба аеропорту).

Таблиця 5.1

Відомості про експерименти

Дата	Час вимірів, ЛТ	Час проходження АФ, ЛТ
10 – 12.04.2001 р.	Безперервно	11.04.2001 р.: 11.20 – 14.20
16 – 19.11.2001 р.	Безперервно	17.11.2001 р.: 09.00 – 14.00
27 – 30.10.2004 р.	Безперервно (декілька перерв 1 – 3,5 год.)	29.10.2004 р.: 11.00 – 14.30
30.03–3.04.2004 р.	Безперервно	02.04.2004 р.: 09.00 – 14.00
02 – 03.02.2005 р.	Безперервно	02.02.2005 р.: 10.30 – 14.00
10 – 12.05.2006 р.	Безперервно	11.05.2006 р.: 10.30 – 14.00
07 – 09.02.2007 р.	Безперервно	08.02.2007 р.: 08.00 – 15.00
20 – 23.03.2007 р.	Безперервно	22.03.2007 р.: 11.30 – 14.30

В експерименті 30.03 – 03.04.2004 р. температура повітря та атмосферний тиск вимірювалися з дискретністю 0,5 – 2 год. на пункті спостережень (їх зіставлення з даними, отриманими в гідрометеоцентрі, не виявило істотних відмінностей).

На рис. 5.1 наведено часові зміни концентрації електронів на різних висотних рівнях у середньоширотній D-області в періоди до, під час і після проходження теплового та холодного атмосферних фронтів у різні сезони року (у відносних одиницях).

Для порівняння взято відношення $N/N_{АФ}$ усереднених за 30 хв. значень $N(z,t)$, отриманих у контрольні дні N і в дні проходження атмосферних фронтів $N_{АФ}$.

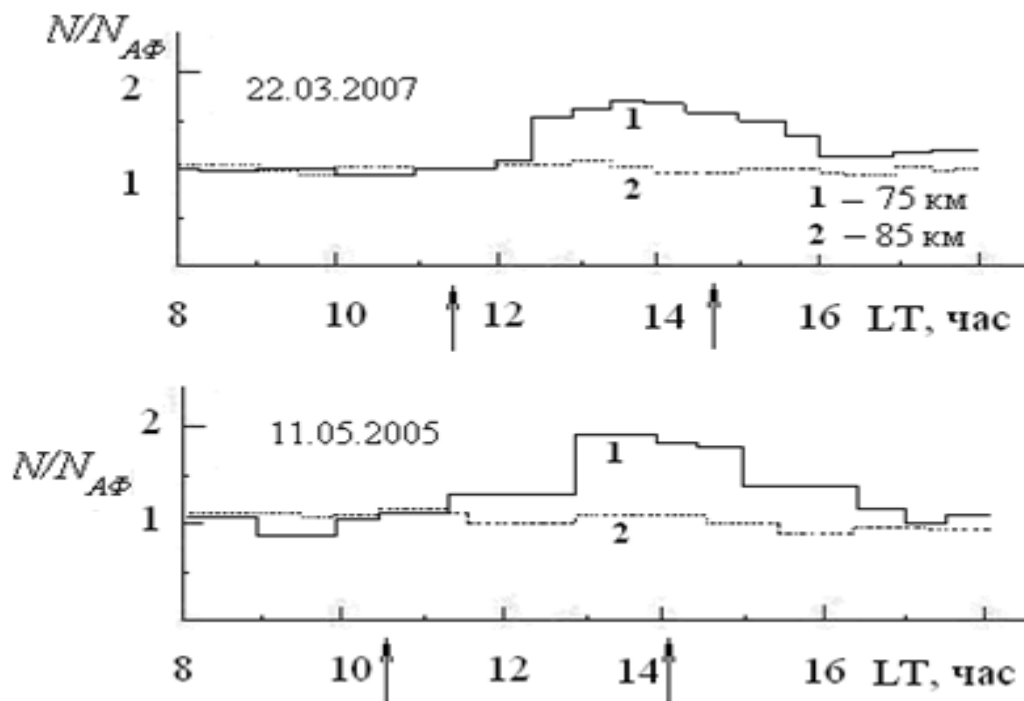


Рис. 5.1. Часові зміни концентрації електронів на різних висотних рівнях у середньозиротній D-області в періоди атмосферних фронтів 11.05.2006 р. і 22.03.07 р. (стрілками вказано періоди атмосферних фронтів)

Аналіз експериментальних даних показав, що основні особливості висотно-часових змін $A_{so,x}(z,t)$, $A_{po,x}(t)$ і $N(z,t)$ під час усіх розглянутих експериментів зводяться до таких:

1) під час проходження АФ і протягом 1 – 5 год. після (іноді й більше, але ідентифікація ускладнена впливом сонячного термінатора) нестаціонарність ЧВ-сигналів і радіошумів помітно більше, ніж у періоди до проходження фронтів;

2) приблизно в половині розглянутих випадків виявлені деякі відмінності в поведженні $A_{o,x}(z,t)$ під час проходження АФ на відміну від часу до і після нього: спостерігаються квазіперіодичні зміни $A_{o,x}(z,t)$ протягом десятків хвилин. При цьому має місце переміщення такого процесу по висоті.

Як показав аналіз первинних реєстрацій ЧВ-сигналів, гадана швидкість переміщення процесу становила $\sim 350 - 340$ м/с.

На рис. 5.2 наведено приклад висотно-часових профілів $\langle A_0^2 \rangle$, кожний з яких отриманий в експерименті 22.03.2007 р. (13.10 LT) під час проходження АФ усередненням по 50 реалізаціях (за 5 с).

Було встановлено особливості, які не спостерігалися до проходження АФ. Чітко видно зсув по висоті з часом (протягом 30 с) на 12 – 13 км максимального значення $\langle A_0^2 \rangle$. Подібна картина має місце і для $\langle A_x^2(z,t) \rangle$. Оцінювана вертикальна швидкість переміщення збурення $V \approx 350$ м/с.

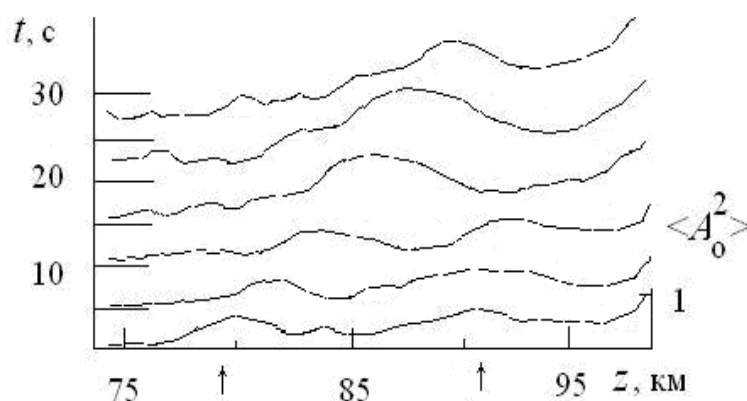


Рис. 5.2. Приклад висотно-часових профілів $\langle A_0^2 \rangle$

Відзначимо, що подібні зміни спостерігалися в періоди сильних гроз (див., напр., [31]).

При спектральній обробці залежностей амплітуд ЧВ-сигналів $A_{so,x}(z,t)$, що проведена для висотних рівней із діапазону $z = 75 - 93$ км, (див. приклад на рис. 5.3) встановлено помітне збільшення енергії спектральної складової на частоті $f \approx 0,5$ Гц, що відповідає інфразвуковому діапазону.

Слід зазначити, що у фонових вимірах у контрольний день подібних змін не відзначено, як і в ряді інших експериментів у незбурених умовах;

3) як видно з рис. 5.1, на висотах нижньої частини середньоширотної D-області ($z < 80$ км) значення N виявилися заниженими порівняно з контрольними днями. Заниження становило в 1,2 – 2,2 раза.

Механізм такого зниження концентрації електронів, на думку автора полягає у впливі тропосферного збурення за допомогою складного ланцюжка, здійснюваного як через динамічний канал (горизонтальним і вертикальним переносами), так і через канал перерозподілу малих складо-

вих, наприклад, O_3 – відомо, що зі збільшенням концентрації озону електронна концентрація зменшується.

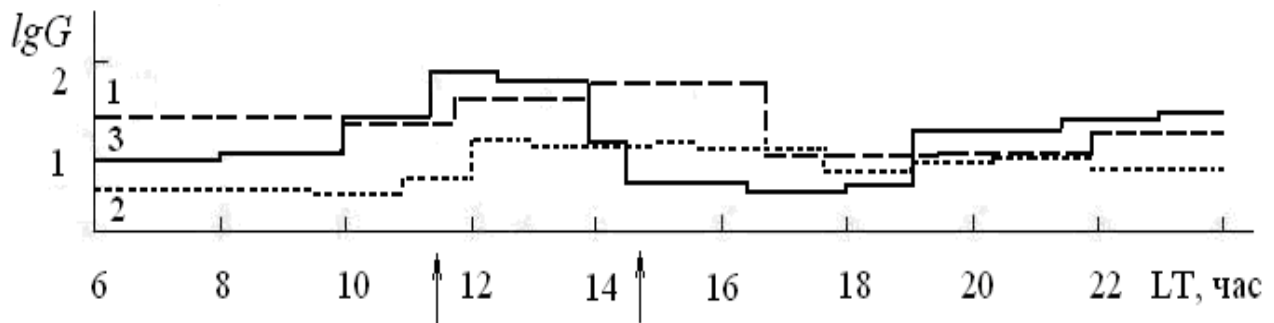


Рис. 5.3. Часові залежності спектральної щільності G для $A_{so}(t)$, отримані під час проходження атмосферного фронту (відзначено стрілками) методом ЧВ 22.03.2007 р., криві: 1 – $z = 75$ км; 2 – $z = 84$ км; 3 – $z = 93$ км ($f = 0,5$ Hz)

Зменшення електронної концентрації в нижній частині D-області іоносфери, як вважає автор, обумовлюється збільшенням концентрації негативних іонів;

4) у верхній частині D-області помітних відмінностей у поведженні $N(z,t)$ не встановлено.

Вплив атмосферного збурення на нижню іоносферу через весь складний ланцюжок взаємодій здійснюється порівняно швидко (близько сотень хвилин-кількох годин і, можливо, швидше).

Виходячи з результатів наземного штучного акусто-електромагнітного (порівняно малопотужного) порушення іоносфери (практично «миттєвого») [169], можна вважати, що така можливість «швидкого» порушення існує і в розглянутих природних умовах. Проте необхідний детальний аналіз щодо уточнення каналів такого впливу на поведінку нижньої іоносфери.

Відомо, що центральну роль у динаміці й енергетиці атмосфери та іоносфери відіграють атмосферні гравітаційні хвилі (АГХ): акустичні хвилі (АХ), періоди яких становлять менше 5 хв. і довжини хвиль – менше 100 км, та внутрішні гравітаційні хвилі (ВГХ) з характерними періодами від 5 хв. до 3 год. і довжинами хвиль більше 100 км. Проникаючи на висоти іоносфери, АГХ проявляють свої властивості у вигляді іоносферних збурень, що переміщуються (ПІЗ).

У іоносфері спостерігаються два види ПІЗ [197]:

1) середньомасштабні, які поширюються зі швидкістю 100 – 250 м/с (менше швидкості звуку в нижній атмосфері), їх періоди варіюються від 15 хв. до 1 год., горизонтальна їх довжина становить ~ 10 – 100 км, вертикальні довжини не більше десятка кілометрів;

2) великомасштабні, які поширюються зі швидкістю 400 – 1 000 м/с (порівняні зі швидкістю звуку на цих висотах), їх періоди варіюються від 30 хв. до 3 год., горизонтальна довжина хвилі становить більше 1 000 км.

Джерелами хвильових збурень, що поширюються знизу у верхню атмосферу та іоносферу, можуть бути: тропосферні циклони, фронтальні системи, струменеві течії, полярна та екваторіальна струмові системи, пов'язані з магнітними бурями, сонячний термінатор, урагани, грози, ядерні випробування, землетруси, виверження вулканів, надзвуковий політ ракет і т. д.

Хвильовий механізм є одним з ефективних механізмів взаємодії між шарами атмосфери і впливу з боку нижніх шарів атмосфери.

Збурення атмосфери збуджують широкий просторово-часовий спектр АХ і ВГХ. Ці хвилі розходяться від джерела збурення в різних напрямках з різними швидкостями завдяки дисперсії і фільтруються в міру їх поширення в атмосфері.

Як показують дослідження, над місцем збурення спостерігаються АХ, а на великих відстанях в основному ВГХ [82]. Тому, крім контролю геліо- і геомагнітної обстановки при аналізі ефектів прояву хвильових збурень в іоносферних параметрах, необхідно враховувати метеорологічну обстановку у досліджуваному регіоні, оскільки проходження атмосферних фронтів також можуть бути джерелами ВГХ, про що свідчать наведені у п. 5.1 результати.

5.2. Дослідження можливості генерації низькочастотних вістлерів інфразвуком у нижній іоносфері в періоди проходження потужного атмосферного фронту в атмосфері Землі

Як вже зазначалося, потужні атмосферні процеси і явища (циклони, струменеві течії, урагани, сильні грози і т. д) супроводжуються генерацією АГХ і, зокрема, інфразвукових хвиль. Останні, поширюючись не тільки

в горизонтальному напрямку від джерела, але й вгору, досягають висот 170 – 200 км і вище та взаємодіють з магнітоактивною плазмою, що призводить до появи додаткових струмів та збурення електричних і магнітних полів, тобто до генерації або посилення різних хвиль.

У роботах [31; 51; 52; 181; 182] показана можливість генерації низькочастотного вістлера інфразвуком і розроблена методика визначення частот низькочастотних вістлерів, які генеруються інфразвуком у середньоширотній нижній іоносфері поблизу епіцентру сильної грози та при проходженні потужного атмосферного фронту в атмосфері Землі.

Було встановлено, що спектр таких хвиль визначається як:

$$\omega_3(k) = |\omega_{Be} \cos \theta| k^2 c^2 / \omega_p^2, \quad (5.1)$$

де ω_3 – частоти вістлерів;

ω_{Be} – гірочастота електронів;

$\omega_p^2 = 4\pi q^2 N / m$ – плазмова частота електронів.

При цьому було використано лінійне наближення для рівнянь у гауссовій системі координат, яку обрано таким чином: хвильовий вектор \vec{k} збігається з віссю z , вектор магнітної індукції \vec{B} перебуває в площині yz , кут $\vec{k}\vec{B} = \theta$.

Хвилі, описувані дисперсійним співвідношенням (5.1), є чисто електронними і можуть поширюватися в іоносферній плазмі у вузькому конусі кутів із віссю вздовж магнітного поля [22; 86].

Власне рішення (5.1) дозволяє визначити зв'язок між частотами інфразвуку f_1 ($\omega_1 = 2\pi f_1$) і частотами вістлерів f_3 , які генеруються у цій області висот, і провести розрахунки:

$$f_3 = \frac{c^2}{v_1^2} \frac{f_1^2 f_{Be}}{f_p^2} \cos \theta \cos \theta_1, \quad (5.2)$$

де θ_1 – кут між вертикаллю і напрямом поширення інфразвукової хвилі в іоносфері;

c – швидкість світла;

v_1 – швидкість інфразвуку;

f_p – плазменна частота.

5.2.1. Постановка завдання

Генерація інфразвукових хвиль в атмосфері в зазначеному вище діапазоні частот у періоди збурень різного характеру (як природного, так і штучного) підтверджена експериментально й теоретично (див., напр. [31; 51; 52; 82; 181; 182]).

Відомо також, що такі коливання щільності атмосферного газу досить вільно поширюються до висот F-області іоносфери: приблизний інтервал частот інфразвукових коливань, що досягають, наприклад, висоти 160 км, буде складати $0,05 \text{ Гц} \leq f_1 \leq 10 \text{ Гц}$ (інфразвукові хвилі із частотами 15 – 20 Гц, як правило, не проникають вище приблизно 120 км). Верхня границя інтервалу обмежується загасанням хвиль, нижня – частотою акустичного відсічення $f_a = \gamma g / 4\pi f_1$ (g – прискорення вільного падіння, γ – відношення питомих теплоємностей).

Природно припустити, що при високочастотному зондуванні, наприклад, у діапазоні частот 2 – 10 МГц, іоносфери радіохвилі будуть випробовувати дифракцію на інфразвуковій хвилі, що призводить до зсуву зондувальної частоти, що задовольняє умові Бреґга, на величину, рівну частоті інфразвукової хвилі $f_d = f_1$ – це доплерівське зрушення частоти.

У літературі відома достатня кількість експериментів щодо доплерівського високочастотного зондування іоносфери (найчастіше на частотах 4 – 5 МГц) у періоди реєстрації низькочастотних випромінювань під час вибухів, землетрусів (див., напр., [24; 100; 102; 107]). Доплерівське зрушення частоти становить, як правило, $f_d = 0,2 – 2 \text{ Гц}$.

Виходячи із цього можна за вимірами доплерівського зрушення частоти при вертикальному зондуванні іоносфери в епіцентральної зоні джерела збурень (вибухи, землетруси, грози та ін.) визначити частоту інфразвукових хвиль як $f_d = f_1$.

Зі співвідношення (5.2), що визначає зв'язок між f_1 і частотами низькочастотних вістлерів f_3 , які генеруються у цій області висот, можна одержати чисельні значення цих частот і за відомим співвідношенням визначити їхню довжину хвилі $\lambda_1 = v_1 / f_1$.

Як вже було зазначено, експериментально низькочастотні вістлери, очевидно, будуть реєструватися поблизу епіцентру джерела збурень.

5.2.2. Техніка і методика досліджень

Експериментальні дослідження за запропонованою схемою були проведені під час декількох сильних гроз та при проходженні потужного атмосферного фронту за допомогою комплексу апаратури [227] методами ЧВ і ВДЗ поблизу м. Харкова у Радіофізичній обсерваторії ХНУ імені В. Н. Каразіна. Виміри виконувалися сеансами безупинно тривалістю 1 – 10 год. до, під час і після гроз та протягом 3 – 5 діб при проходженні потужного атмосферного фронту. Оцінка періодів варіацій $A_{so,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$ здійснювалася із застосуванням швидкого перетворення Фур'є на інтервалах часу 30 хв. Часовий ряд при цьому утворений зі значень $A_{so,x}(z,t)$, $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$.

За результатами вимірів доплерівським радаром оцінювалися доплерівські спектри (ДС) за 512 відрахунками на інтервалі часу 51,2 с. При цьому роздільна здатність по частоті становила 0,02 Гц. Інформація про доплерівські спектри фіксувалася щохвилини. Для оцінки періодів досить повільних варіацій доплерівського зсуву частоти $f_d(t)$, що відповідає центру ДС f_{dm} , застосовувалося швидке перетворення Фур'є на інтервалах часу 64 і 128 хв. Часовий ряд при цьому утворений із щохвилинних значень f_{dm} .

Використовувалися дві частоти: 2,8 МГц і 3,5 МГц. Порівняння проводилося з даними, отриманими на тій же апаратурі у подібних геліогеомагнітних умовах без прояву грозової активності в регіоні спостережень і у незбурених умовах до й після проходження потужного атмосферного фронту (у контрольні дні). Контроль за станом іоносфери здійснювався за допомогою іонозонда.

Загальна кількість циклів одночасних спостережень за допомогою методів ЧВ і ВДЗ становить 8: 4 під час сильних гроз та 4 при проходженні потужного атмосферного фронту. Відомості про експерименти наведені в табл. 5.1 і 5.2.

Зазначимо, що результати досліджень, виконаних під час гроз, наведено у попередній монографії автора [31].

Вирішувалися три завдання:

1) за вимірами доплерівського зрушення частоти при вертикальному зондуванні іоносфери (в епіцентральної зоні грози та в зоні проходження

потужного атмосферного фронту) визначити частоту інфразвукових хвиль як $f_1 = f_d$;

2) за вимірами методом ЧВ амплітуд частково відбитих радіосигналів $A_{o,x}(z,t)$ і радіошумів $A_{no,x}(t)$ спробувати експериментально одержати підтвердження можливої генерації інфразвукових хвиль в атмосфері під час грози та при проходженні потужного атмосферного фронту. Із застосуванням спектральної обробки висотно-часових записів $A_{so,x}(z,t)$, $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$ визначити частоту інфразвукової хвилі f_1 ;

3) при одночасних вимірах методами ЧВ та ВДЗ порівняти отримані значення частот інфразвуку f_1 і за співвідношенням (5.2) обчислити частоти низькочастотних вістлерів f_3 , які генеруються у цій області висот.

Таблиця 5.2

Відомості про експерименти

Дата	Час вимірів, LT		Час проходження атмосферного фронту, LT
	метод ЧВ	метод ВДЗ	
27 – 30.10.2004 р.	Безперервно (декілька перерв тривалістю 1 – 3,5 год.)		29.10.2004 р.: 11.00 – 14.30
30.03 – 03.04.2004 р.	Безперервно		02.04.2004 р.: 09.00 – 14.00
07 – 09.02.2007 р.	Безперервно		08.02.2007 р.: 08.00 – 15.00
20 – 23.03.2007 р.	Безперервно		22.03.2007 р.: 11.30 – 14.30

5.2.3. Результати експериментальних досліджень

Далі розглянемо основні результати досліджень, що отримані в експериментах, виконаних одночасно методами ЧВ і ВДЗ при проходженні потужного атмосферного фронту. Аналіз експериментальних даних показав, що основні особливості висотно-часових змін $A_{so,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$ під час усіх проаналізованих експериментів зводяться до характерних, що відзначені вище в п. 5.1 для експерименту 22.03.2007 р.

На рис. 5.4 наведено приклад висотно-часових профілів $\langle A_o^2 \rangle$, кожний із яких отриманий в експерименті 29.10.2004 р. (13.10 LT) під час проходження АФ усередненням по 50 реалізаціях (за 5 с), як і в експерименті 22.03.2007 р.

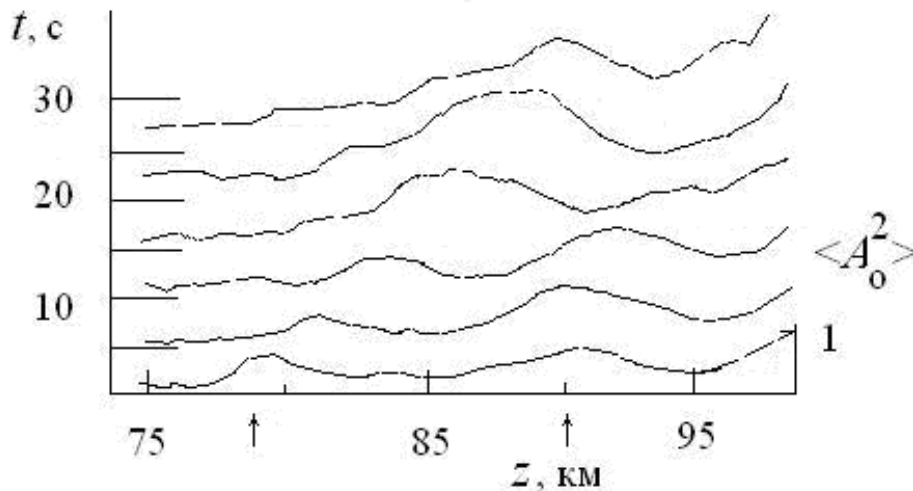


Рис. 5.4. Приклад висотно-часових профілів $\langle A_o^2 \rangle$, кожний із яких отриманий в експерименті 29.10.2004 р. (13.10 LT) під час проходження АФ усередненням по 50 реалізаціях (за 5 с)

Було встановлено особливості, які не спостерігалися до проходження АФ. Чітко видно зсув по висоті з часом (протягом 30 с) приблизно на 12 км максимального значення $\langle A_o^2 \rangle$ (подібна картина має місце й для $\langle A_x^2(z,t) \rangle$), оцінювана вертикальна швидкість переміщення такого збурення $V \approx 350$ м/с.

Відзначимо, що подібні зміни спостерігалися також у періоди сильних гроз (див., напр., [31]).

При спектральній обробці залежностей $A_{so,x}(z,t)$, що проведена для висотних рівней $z = 75, 78, 81, 84, 87, 90$ і 93 км, (див. приклад на рис. 5.5) виявлено помітне збільшення енергії спектральної складової на частоті $f \approx 0,5$ Гц, що відповідає інфразвуковому діапазону.

Можна припустити, як і раніше, що таке поведіння $A_{so,x}(z,t)$ під час проходження атмосферного фронту може бути обумовлено появою інфразвукових акустичних хвиль, які з малими втратами поширюються в атмосфері від джерела.

На рис. 5.6 наведено приклад доплерівських спектрів, отриманих в експерименті 29.10.2004 р.

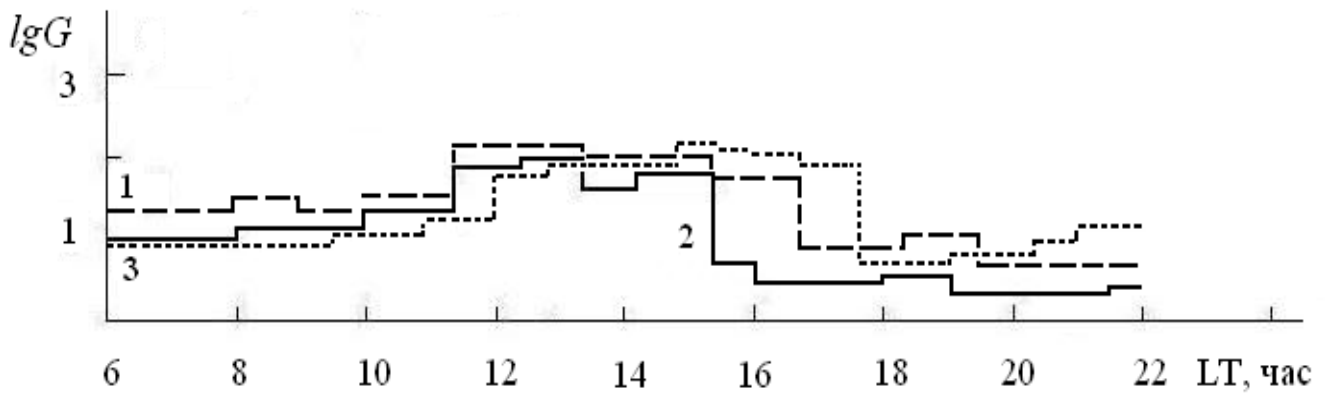


Рис. 5.5. Часові залежності спектральної щільності G для $A_{so}(t)$, отримані під час проходження атмосферного фронту методом ЧВ 29.10.2004 р., криві: 1 – $z = 75$ км; 2 – $z = 84$ км; 3 – $z = 93$ км ($f = 0,5$ Гц)

З рис. 5.6 видно, що приблизно після 11.30 LT чітко простежується спочатку зростання f_d до $f_{dm} \approx 0,3$ Гц (максимальне значення f_d) з наступним зменшенням приблизно до $f_d \approx -0,4$ Гц протягом 15 хвилин і наступними збільшеннями та зменшеннями значень f_d у межах $f_d \approx \pm 0,3 - 0,35$ Гц.

Після проходження атмосферного фронту протягом приблизно 60 хв. $f_d \sim 0 - 0,1$ як і до нього. Така зміна f_d , очевидно, пов'язана з генерацією інфразвукових хвиль під час проходження атмосферного фронту, оскільки, як відзначалося вище, при спектральній обробці записів $A_{so,x}(z,t)$, отриманих методом ЧВ, встановлене збільшення у всьому висотному діапазоні інтенсивності спектральної складової G на частоті $f \approx 0,5$ Гц (приклад таких залежностей наведено на рис. 5.5, розрахунки виконані для часових інтервалів 30 хв.).

Слід зазначити, що у фонових вимірах у контрольний день 27.10.2004 р. подібних змін не встановлено, як і в ряді інших експериментів, виконаних у незбурених умовах в іоносфері. В інших експериментах, як зазначено вище, спостерігалось в цілому подібне поведіння f_d і $A_{so,x}(z,t)$, $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$ (значення f_d змінювалися в межах $f_d \approx \pm 0,4 - 0,55$ Гц).

Отриманий зв'язок (див. формулу (5.2)) між частотами інфразвукових хвиль f_1 , які генеруються при різних збуреннях в атмосфері на поверхні і під Землею та вимірюваних експериментально, дозволяє розрахува-

ти частоти низькочастотних вістлерів f_3 , які, як показано вище і в роботі [181], можуть генеруватися або підсилюватися при цьому в E- і F-областях іоносфери.

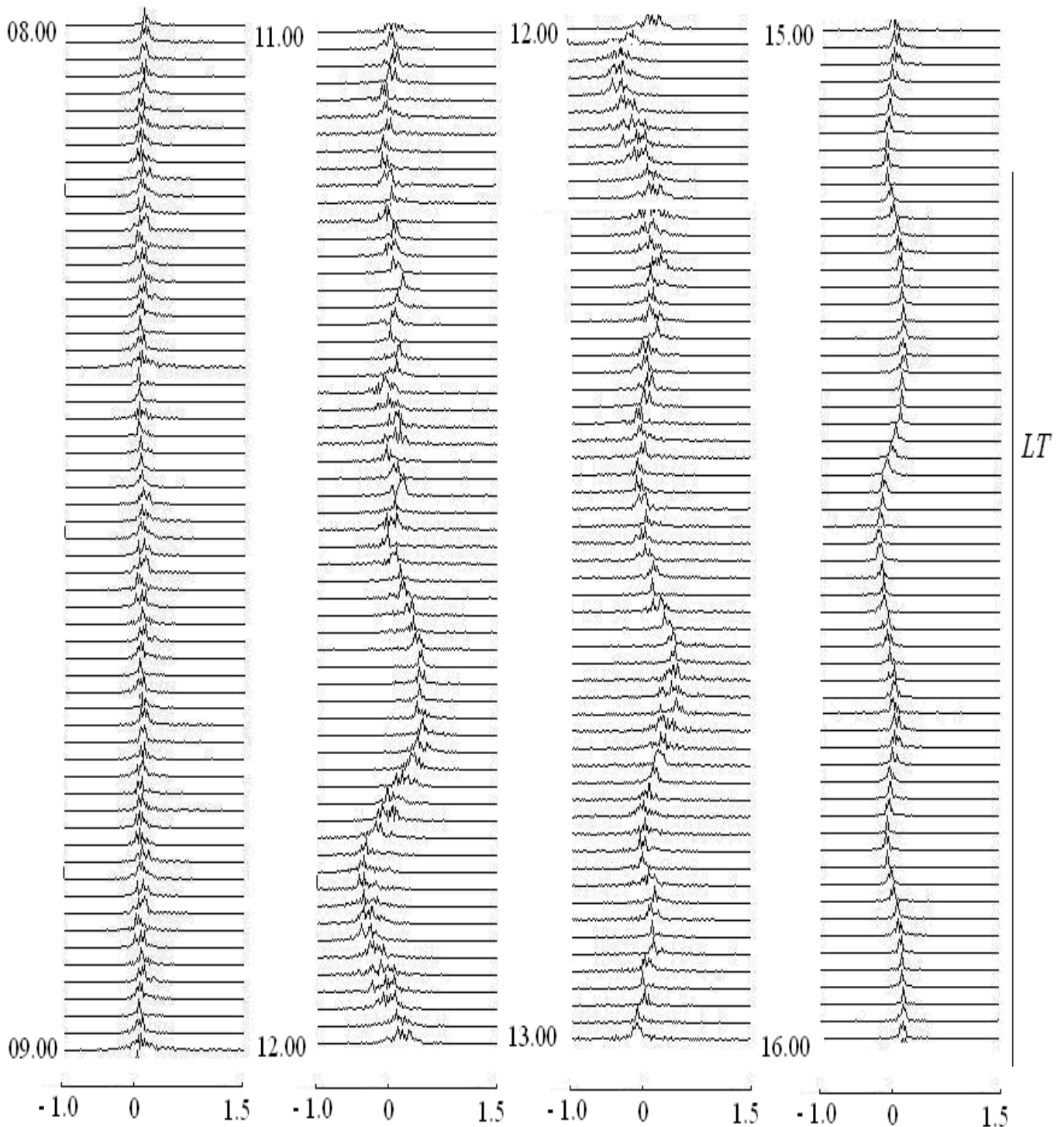


Рис. 5.6. Приклад доплерівських спектрів, отриманих в експерименті 29.10.2004 р.

Для розрахунків приймемо: $c = 3 \cdot 10^8$ м/с, $v_1 = 500$ м/с, $\omega_{Be} = 8 \cdot 10^6 \text{с}^{-1}$, $\omega_p = 17,6 \cdot 10^6 \text{с}^{-1}$, оцінка висоти відбиття h взята з іонограм вертикального зондування, отриманих за допомогою іонозонда [227].

Розрахунки виконані у припущенні, що вістлер поширюється вздовж напрямку геомагнітного поля $\theta = 0^\circ$; інфразвукова хвиля поширюється вертикально нагору і $\theta_1 = 30^\circ$, що відповідає магнітному нахиленню $\sim 60^\circ$ у середніх широтах.

Результати розрахунків подані в табл. 5.3.

Таблиця 5.3

Результати розрахунків частот низькочастотних вістлерів

Дата	h , км	f_1 , Гц	f_3 , кгц
01.07.1997 р.	170	0,5	11,3
07.07.1998 р.	160	0,5	11,3
08.09.2001 р.	160	0,5	11,3
25.09.2001 р.	170	0,4	7,2
	160	0,8	28,9
29.10.2004 р.	170	0,4	7,2
02.04.2004 р.	170	0,4	7,2
08.02.2007 р.	160	0,5	11,3
22.03.2007 р.	160	0,4	7,2

Слід зазначити, що отримані експериментально значення частот інфразвуку f_3 добре погоджуються з теоретичними розрахунками, наведеними в роботах [31; 181].

Відзначимо також, що інфразвукові акустичні хвилі, подібні отриманим автором під час гроз і при проходженні потужного атмосферного фронту в атмосфері Землі, спостерігалися раніше в атмосфері та іоносфері внаслідок сильних вітрових потоків у гірській місцевості, виверження вулканів, морських хвилювань, через надзвуковий рух авроральних дуг (див. наприклад, результати досліджень [25; 153; 196; 197; 224]). Їх характеристики (періоди та швидкості поширення) виявилися подібними за порядком величини.

Потрібно підкреслити також, що в роботі [196] для пояснення часткових відбиттів і зворотного розсіювання радіохвиль від неоднорідностей плазми у D-області іоносфери пропонувався механізм взаємодії електромагнітних зондувальних хвиль і атмосферних хвиль.

Слід зазначити, що розглянута методика застосовна для дослідження можливості генерації низькочастотних вістлерів у плазмі у нижній іоносфері поблизу епіцентру й інших збурень різної природи, наприклад, потужні землетруси, сильні вибухи (промислові та військові), старту потужних ракет і т. д.

Висновки за розділом 5

Уперше експериментально вивчено основні особливості висотно-часових змін амплітуд ЧВ-сигналів і радіошумів та концентрації електронів у D-області під час проходження атмосферних фронтів [31; 51; 52; 181].

Установлено, що приблизно в половині випадків під час проходження фронту на відміну від часу до й після нього спостерігаються квазіперіодичні зміни $A_{o,x}(z,t)$ протягом десятків хвилин, обумовлені проходженням інфразвукових хвиль. При цьому мало місце переміщення такого процесу по висоті з гаданою швидкістю $\sim 350 - 340$ м/с.

Установлено також, що у нижній частині D-області ($z < 80$ км) значення електронної концентрації виявилися заниженими в 1,2 – 2,2 рази порівняно з контрольними днями. Механізм такого зниження $N(z,t)$ полягає у впливі тропосферного збурення за допомогою складного ланцюжка, здійснюваного як через динамічний канал, так і через канал перерозподілу малих складових.

Експериментально підтверджено з використанням методів ВДЗ і ЧВ, що при проходженні потужного АФ можлива генерація інфразвукових хвиль із частотами $f_1 \approx 0,4 - 0,8$ Гц, які проникають до висот E-області іоносфери ($z \approx 100 - 170$ км.).

На основі механізму трансформації інфразвукових хвиль в E-області іоносфери в низькочастотні вістлери та отриманого дисперсійного співвідношення експериментально визначені частоти вістлерів $f_3 \approx 7 - 29$ кГц, які добре погоджуються з теоретичними розрахунками та відомими в літературі експериментальними даними.

Висновки

Основні наукові та практичні результати, викладені в монографії, є такими:

1. З метою підвищення інформативності і точності методу ЧВ запропоновано нові методики визначення висотних профілів $N(z)$ та $\nu(z)$, проведена їх експериментальна апробація. На основі експериментальних даних виконано порівняння методик, подані практичні рекомендації для підвищення точності отримання параметрів іоносферної плазми і розширення досліджуваного висотного діапазону. Показано, що одночасне використання на практиці двох і більше методик, відомих та запропонованих в роботі, є необхідним і дозволяє мінімізувати похибки вимірювання параметрів іоносфери.

2. На підставі обробки, аналізу й узагальнення даних багаторічних систематичних вимірювань за методом ЧВ розроблено статистичну емпіричну модель висотно-часових варіацій основних параметрів незбуреної середньоширотної D-області іоносфери. Побудовані регіональні моделі середньодобових сезонних профілів концентрації електронів $\langle N(z) \rangle$ і $d\langle N \rangle/dz$ із використанням яких проведено оцінку внеску у відхилення N від середнього значення різних фізичних процесів. Установлено, що основний внесок у загальну мінливість висотного профілю $N(z)$ у середньоширотній D-області у незбурених умовах роблять синоптичні процеси і добові зміни іонізації.

За використанням параметрів цієї моделі вперше промодельовано характеристики ВЧ- і ДВЧ-радіохвиль у середньоширотній нижній іоносфері при похилому поширенні.

Уперше виконано розрахунки середньодобових сезонних профілів $\langle N(z) \rangle$ і їх висотних градієнтів $d\langle N \rangle/dz$ із використанням банків даних для різних середньоширотних регіонів. На основі порівняння цих результатів установлено помітні розбіжності у сезонних профілях $\langle N(z) \rangle$ і $d\langle N \rangle/dz$, які найімовірніше обумовлені регіональними особливостями.

3. Побудована регіональна модель висотно-часових варіацій концентрації електронів у незбуреній регіональній середньоширотній D-області іоносфери і виконано її порівняння з іншими відомими регіональними моделями. Встановлено, що існують помітні розбіжності між ними, які можуть бути викликані як недосконалістю моделей, наприклад малим ста-

тистичним забезпеченням, різномірністю даних, різною точністю отримання профілів і т. д., так і регіональними особливостями.

4. Розвинуто емпіричну модель висотно-часових варіацій частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами у незбуреній D-області.

Установлено відсутність регіональної відмінності у висотних варіаціях частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами $\nu(z)$ і залежності від зенітного кута Сонця у незбуреній середньоширотній D-області.

Результати експериментальних досліджень свідчать про наявність сезонних змін $\nu(z)$ у 1,4 – 1,6 разів у середньоширотній D-області.

Наведені результати дають як якісну, так кількісну картину варіацій частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами $\nu(z)$ у D-області, не зважаючи на обмежену кількість експериментальних даних. Вони можуть використовуватися як попередня модель сезонних варіацій $\nu(z)$ у середніх широтах і уточнюватися іншими цілеспрямованими вимірами $\nu(z)$ -профілів.

5. Уперше експериментально встановлено і пояснено зниження в 1,2 – 2,2 рази значень електронної концентрації під час проходження потужного атмосферного фронту в нижній частині середньоширотної D-області ($z < 80$ км) порівняно з контрольними днями. Механізм такого зниження $N(z,t)$ виявляється у впливі тропосферного збурення за допомогою складного ланцюжка, здійснюваного як через динамічний канал, так і через канал перерозподілу малих складових.

6. Уперше під час проходження потужного атмосферного фронту в атмосфері Землі здійснено експериментальну апробацію розробленого автором дистанційного способу визначення частот низькочастотних вістлерів, генерація яких можлива у нижній іоносфері у періоди збурень різної природи, що базується на використанні радіофізичних методів часткових відбиттів та вертикального доплерівського зондування.

Експериментально підтверджено, що в періоди проходження потужних атмосферних фронтів можлива генерація інфразвукових хвиль із частотами 0,4 – 0,8 Гц, які проникають до висот E-області іоносфери. На основі механізму трансформації інфразвукових хвиль в E-області іоносфери в низькочастотні вістлери та дисперсійного співвідношення визначені частоти вістлерів 7 – 29 кГц, які добре узгоджуються з теоретичними розрахунками.

Використана література

1. Адушкин В. В. Доплеровское зондирование ионосферы над Югославией во время военных действий в Косово / В. В. Адушкин, К. И. Горелый // Доклады АН. – 2000. – Т. 373. – № 1. – С. 87–89.
2. Акасофу С. И. Солнечно-Земная фізика. Ч. 1 / С. И. Акасофу, С. Чепмен ; Пер. с англ. – М. : Мир, 1974. – 384 с.
3. Акасофу С. И. Солнечно-Земная фізика. Ч. 2 / С. И. Акасофу, С. Чепмен ; пер. с англ. – М. : Мир, 1975. – 512 с.
4. Аки К. Количественная сейсмология / К. Аки, П. Ричардс. – М. : Мир, 1983. – 880 с.
5. Атмосферно-ионосферные эффекты солнечного затмения 31 мая 2003 года в Харькове / Л. А. Акимов, В. К. Боговский, Е. И. Григоренко и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2005. – Т. 45. – № 4. – С. 526–551.
6. Аллисон А. Геология / А. Аллисон, Д. Палмер. – М. : Мир, 1984. – 567 с.
7. Атмосферное электричество / под ред. Б. Ф. Евтеева, Ф. Х. Халилова, Я. М. Шварца // Труды II Всесоюзн. симпозиума – Л. : Гидрометеоиздат, 1984. – 280 с.
8. Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы / С. А. Пулинец, В. В. Хегай, К. А. Боярчук и др. // УФН. – 1998. – Т. 168. – № 5. – С. 1022–1029.
9. Атмосферное электричество // Труды III Всесоюзного симпозиума. – Л. : Гидрометеоиздат, 1988. – 288 с.
10. Белей В. С. Экспериментальные исследования перемещающихся ионосферных возмущений на параметры КВ радиосигнала: Препринт № 231 / В. С. Белей, В. Т. Галушко, Ю. М. Ямпольский // ИРЭ АН УССР. – 1983. – 16 с.
11. Беликович В. В. Искусственные периодические неоднородности в нижней части E-области на восходе и заходе Солнца / В. В. Беликович, Е. А. Бенедиктов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1986. – Т. 26. – № 5. – С. 837–841.
12. Бенедиктов Е. А. Высотная зависимость частоты соударений электронов с молекулами в D-области ионосферы / Е. А. Бенедиктов, Л. В. Гришкевич, В. А. Иванов // Известия вузов. Радиофизика. – 1974. – Т. 17. – № 12. – С. 1891–1893.

13. Бенедиктов Е. А. Одновременные измерения электронной концентрации и частоты соударений электронов в D-области ионосферы методом частичных отражений / Е. А. Бенедиктов, Л. В. Гришкевич, В. А. Иванов // Известия вузов. Радиофизика. – 1972. – Т. 15. – № 5. – С. 695–702.

14. Бойтман О. Н. Среднеширотная ионосфера в период полного солнечного затмения 9 марта 1997 г. 1. Моделирование эффектов затмения. / О. Н. Бойтман, А. Д. Калихман, А. В. Тацилин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1999. – Т. 39. – №6. – С. 45–51.

15. Бойтман О. Н. Среднеширотная ионосфера в период полного солнечного затмения 9 марта 1997 г. 2. Данные наблюдений и сравнения с результатами моделирования / О. Н. Бойтман, А. Д. Калихман, А. В. Тацилин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1999. – Т. 39. – №6. – С. 52–60.

16. Брасье Г. Аэрономия средней атмосферы / Г. Брасье, С. Соломон. – Л. : Гидрометеиздат, 1987. – 413 с.

17. Будыко М. И. Глобальные климатические катастрофы / М. И. Будыко, Г. С. Голицын, Ю. А. Израэль. – М. : Гидрометеиздат, 1986. – 186 с.

18. Велинов П. Воздействие космических лучей на ионосферу и распространение радиоволн / П. Велинов, Г. Несторов, Л. Дорман. – София: Болгарская АН, 1974. – 311с.

19. Воздействие солнечных вспышек на электрические параметры атмосферы / В. Г. Моисеев, Н. Н. Мурзаева, Н. Г. Скрыбин и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 1993. – Т. 33. – № 2. – С. 113–119.

20. Волновые возмущения атмосферы при больших пожарах / Ю. А. Гостинцев, Е. А. Иванов, Н. П. Копылов и др. // Физика горения и взрыва. – 1983. – Т. 19. – № 4. – С. 62–64.

21. Гармаш К. П. Профили электронной концентрации D-области ионосферы в спокойных и возмущенных условиях по данным частичных отражений / К. П. Гармаш, Л. Ф. Черногор // Геомагнетизм и аэрономия. – 1996. – Т. 36. – № 2. – С. 75–81.

22. Гинзбург В. Л. Волны в магнитоактивной плазме / В. Л. Гинзбург, А. А. Рухадзе. – М. : Наука, 1970. – 207 с.

23. Гинзбург Э. И. Турбулентные эффекты в нижней ионосфере // Э. И. Гинзбург, Л. В. Жалковская / Известия вузов. Радиофизика. – 1974. – Т.17. – № 3. – С. 301–324.

24. Гохберг М. Б. Электромгнитные эффекты в ионосфере при сейсмо-акустических воздействиях / М. Б. Гохберг // Электромагнитная совместимость. – 1986. – Т. 1. – С. 15–24.

25. Григорьев Т. И. Инфразвук и внутренние гравитационные волны при грозовых разрядах в атмосфере / Т. И. Григорьев, В. П. Докучаев // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1981. – Т. 17. – С. 690–697.

26. Гоков А. М. Атмосферное электричество мегаполисов и некоторые аспекты атмосферно-ионосферного электрического взаимодействия / А. М. Гоков // Радиотехника : Всеукр. межвед. научн.-техн. сб. – 2000. – Вып. 113. – С.43–46.

27. Гоков А. М. Вариации концентрации электронов в среднеширотной D-области ионосферы в период магнитной бури 7 – 11 ноября 2004 г., обусловленные утренним солнечным терминатором / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Космічна наука і технологія. – 2006. – Т. 12. – № 5/6. – С. 69–78 .

28. Гоков А. М. Вариации концентрации электронов в D-области ионосферы вблизи Харькова в период магнитной бури в январе 2005 г. / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // Радиофизика и радиоастрономия. – 2008. – Т. 13. – № 1. – С. 54–66.

29. Гоков А. М. Вариации электронной концентрации в среднеширотной D-области ионосферы во время магнитных бурь / А. М. Гоков, Л. Ф. Черногор // Космічна наука і технологія. – 2005. – Т. 11. – № 5/6. – С. 12–21.

30. Гоков А. М. Влияние солнечного терминатора на среднеширотную D-область ионосферы и характеристики частично отраженных КВ-сигналов и радишумов / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1994. – Т. 34. – № 2. – С. 169–172.

31. Гоков О. М. Збурення в низькотемпературній плазмі середньоширотної нижньої іоносфери, обумовлені природними джерелами: Монографія. / О. М. Гоков. – Х. : Вид. ХНЕУ, 2010. – 176 с.

32. Гоков А. М. Изменения частоты соударений электронов и электрические поля в нижней ионосфере / А. М. Гоков, С. И. Мартыненко // Геомагнетизм и аэрономия. – 1997. – Т. 37. – № 2. – С. 76–80.

33. Гоков А. М. Исследование реакции нижней ионосферы на удаленные сильные землетрясения методом частичных отражений

/ А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Радиофизика и радиоастрономия. – 1996. – Т. 1. – № 2. – С. 194–199.

34. Гоков А. М. Исследование реакции нижней ионосферы на удаленные сильные землетрясения методом частичных отражений / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1997. – Т. 37. – № 4. – С. 169–173.

35. Гоков А. М. К вопросу об одновременном определении плотности и частоты столкновений электронов с молекулами в D-области ионосферы / А. М. Гоков, В. А. Мисюра, Л. А. Пивень // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. – 1991. – Т. 34. – № 3. – С. 330–333.

36. Гоков А. М. К вопросу об определении частот столкновений электронов с нейтралами в D-области ионосферы методом частичных отражений / А. М. Гоков // Радиотехника: Всеукр. межвед. научн.-техн. сб. – 2000. – Вып. 115. – С. 44–46.

37. Гоков А. М. К вопросу о природе частично отраженных сигналов / А. М. Гоков., А. И. Гритчин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1993. – Т. 33. – № 4. – С. 170–174.

38. Гоков А. М. К вопросу о реакции среднеширотной D-области ионосферы на удаленные сильные землетрясения / А. М. Гоков // Геомагнетизм и аэрономия. – 2001. – Т. 41. – № 4. – С. 532–536.

39. Гоков А. М. К определению электронной концентрации D-области ионосферы по амплитудным измерениям частично отраженных сигналов / А. М. Гоков, Л. А. Пивень, Ю. П. Федоренко // Радиотехника : Всеукр. межвед. научно-техн. сб. – 1990. – Вып. 93. – С. 108–111.

40. Гоков А. М. Некоторые аспекты атмосферного электричества мегаполисов и атмосферно-ионосферного электрического взаимодействия / А. М. Гоков // Труды 5-й Российской конф. по атмосферному электричеству. – Владимир : Транзит ИКС, 2003. – Т. 2. – С. 154–156.

41. Гоков А. М. Некоторые особенности поведения радиозумов в диапазоне 2 – 4 МГц во время удаленных сильных землетрясений / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1996. – Т. 36. – № 1. – С. 183–187.

42. Гоков А. М. Некоторые особенности динамики нижней ионосферы, обусловленные солнечным терминатором / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Зарубежная радиоэлектроника. Успехи современной радиоэлектроники. – 2002. – № 12. – С. 26–32.

43. Гоков А. М. О возможном влиянии сильных гроз на параметры D-области ионосферы и характеристики зондирующих КВ радиоволн / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1992. – Т. 32. – № 5. – С. 178–180.

44. Гоков А. М. О некоторых электрических характеристиках атмосферы в районах крупных пожаров и атмосферно-ионосферном взаимодействии / А. М. Гоков // Материалы VIII Международной научной конференции «Наука и образование»: Сб. научных трудов. Кемеровский государственный университет; Беловский институт. – Белово : Беловский полиграфист, 2010. – Ч. 2. – С. 168–171.

45. Гоков А. М. Особенности вариаций концентрации электронов в D-области ионосферы вблизи г. Харькова в период магнитной бури в декабре 2006 г. / А. М. Гоков // Космічна наука і технологія. – 2007. – Т. 13. – № 6. – С. 57–73.

46. Гоков А. М. Об одном способе одновременного определения концентрации и частоты столкновений электронов с молекулами в нижней ионосфере / А. М. Гоков, В. А. Мисюра, Л. А. Пивень // Известия вузов. Радиофизика. – 1987. – Т. 30. – № 10. – С. 1276–1277.

47. Гоков А. М. Радиофизические исследования возмущенной D-области ионосферы методом частичных образений: Дисс... канд. физ.-мат. наук. / А. М. Гоков – Х. : 1992. – 213 с.

48. Гоков А. М. Региональная модель высотно-временных изменений концентрации электронов в среднеширотной D-области ионосферы / А. М. Гоков, А. И. Гритчин, О. Ф. Тырнов // Пятая Украинская конференция по космическим исследованиям: Сб. тезисов. – Евпатория. : НЦУИКС, 2005. – С. 58.

49. Гоков А. М. Результаты наблюдений процессов в нижней ионосфере, сопутствующих затмению Солнца 11 августа 1999 г. / А. М. Гоков, Л. Ф. Черногор // Радиофизика и радиоастрономия. – 2000. – Т. 5. – № 4. – С. 348–360.

50. Гоков А. М. Особенности вариаций характеристик обратно рассеянных КВ-сигналов, радишумов и концентрации электронов в среднеширотной D-области ионосферы в период пяти сильных магнитных бурь в 2004 – 2006 гг. / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Материалы 18-й Международной Крымской конференции КрыМиКо-2008 "СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии". – Севастополь. : Вебер, 2008. – С. 839–840.

51. Гоков А. М. О возможности генерации низкочастотных вистлеров в нижней ионосфере в периоды возмущений различной природы / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Материалы 21-й Международной Крымской конференции КрыМиКо-2011 «СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии». – Севастополь. : Вебер, 2011. – С. 1083–1084.

52. Гоков А. М. Исследование отклика среднеширотной D-области ионосферы на прохождение мощного атмосферного фронта / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Материалы 22-й Международной Крымской конференции КрыМиКо-2012 «СВЧ-техника в телекоммуникационные технологии». – Севастополь. : Вебер, 2012. – С. 1047–1048.

53. Гоков А. М. О некоторых электрических характеристиках атмосферы в районах крупных пожаров и атмосферно-ионосферном электрическом взаимодействии / А. М. Гоков // Труды 5-й Российской конференции по атмосферному электричеству. – Владимир : Транзит ИКС, 2003. – Т. 2. – С. 156–158.

54. Гоков А. М. Отклик среднеширотной D-области ионосферы на протонные события SPE / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Космічна наука і технологія. Додаток. – 2003. – Т. 9. – № 2. – С. 86–90.

55. Гоков А. М. Экспериментальное исследование методом частичных отражений реакции среднеширотной D-области ионосферы на рентгеновские и оптические вспышки / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов, Л. Ф. Черногор // Космічна наука і технологія. – 2005. – Т. 11. – № 3/4. – С. 56–67.

56. Гоков А. М. Характеристики некоторых возмущений в D-области ионосферы во время магнитных бурь и солнечных вспышек / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // Космические исследования. – 1996. – Т. 34. – № 6. – С. 585–589.

57. Гоков А. М. Экспериментальные исследования методом частичных отражений отклика среднеширотной D-области ионосферы на удаленные старты и полеты космических аппаратов / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Геомагнетизм и аэрономия. – 2006. – Т. 46. – № 5. – С. 690–697.

58. Гоков А. М. Экспериментальные исследования влияния сильных гроз на параметры среднеширотной D-области ионосферы / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1998. – Т. 38. – № 1. – С. 184–188.

59. Гоков А. М. Экспериментальное исследование отклика среднеширотной D-области ионосферы на затмение Солнца 29 марта 2006 г.

/ А. М. Гоков, А. И. Гритчин, О. Ф. Тырнов // Геомагнетизм и аэрономия. – 2008. – Т. 48. – № 2. – С. 241–249.

60. Горение нефти на водной поверхности (крупномасштабный эксперимент) / Ю. А. Гостинцев, Н. П. Копылов, Л. А. Суханов и др. // Физика горения и взрыва. – 1983. – Т. 19. – № 4. – С. 36–39.

61. Глобальные возмущения ионосферы, вызванные стартом ракеты на фоне магнитной бури / К. П. Гармаш, Л. С. Костров, В. Т. Розуменко и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 1999. – Т. 39. – № 1. – С. 72–78.

62. Госсард Э. Э. Волны в атмосфере / Э. Э. Госсард, У. Х. Хук; пер. с англ. – М. : Мир, 1978. – 532 с.

63. Гостинцев Ю. А. Инфразвуковые волны в атмосфере при больших пожарах / Ю. А. Гостинцев, Е. А. Иванов, Ю. В. Шацких // ДАН. – 1983. – Т. 271. – № 2. – С. 327–330.

64. Григорян О. Р. Промышленная деятельность человека как возможная причина высыпания электронов из радиационных поясов Земли / О. Р. Григорян, С. Н. Кузнецов // Низкочастотные излучения в ионосфере и магнитосфере Земли. – Апатиты : КФ АН СССР, 1981. – С. 77 – 80.

65. Гуревич А. В. Нелинейная теория распространения радиоволн в ионосфере / А. В. Гуревич, А. Б. Шварцбург. – М. : Наука, 1973. – 272 с.

66. Данилов А. Д. Метеорологический контроль области D / А. Д. Данилов // Ионосферные исследования – 1986. – № 39. – С. 33–44.

67. Данилов А. Д. Эмпирическая модель области D. Принципы построения и банк данных / А. Д. Данилов, С. Ю. Ледомская // Труды ИЭМ. – 1983. – Вып. 13(102). – С. 28–51.

68. Денисенко П. Ф. Обобщенная магнито-ионная теория нуждается в уточнении / П. Ф. Денисенко // Всесоюзный симпозиум: Ионосфера и взаимодействие дециметровых радиоволн с ионосферной плазмой. Тезисы докладов: М. : Радио, 1989. – С. 29.

69. Иванов В. А. Исследование D-области ионосферы методом частичных отражений / В. А. Иванов. – М : ВИНТИ, 1985. – № 8349-B85. – 196 с.

70. Исследование D-области ионосферы методом частичных отражений весной 2004 г. на средних и высоких широтах / В. В. Беликович, В. Д. Вяхирев, Е. Е. Калинина и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2006. – Т. 46. – № 2. – С. 229–233.

71. Казимировский Э. С. Эффекты гроз в ионосферных процессах (обзор) / Э. С. Казимировский // Исследования по геомагнетизму, аэронауке и физике Солнца. – М. : Наука, 1983. – № 66. – С. 170–192.

72. Каталог профилей электронной концентрации области D ионосферы / И. И. Нестерова, Э. И. Гинзбург. – Новосибирск. : Изд-во ИГ и Г, 1985. – 210 с.

73. Кнут Р. Ионосферные возмущения на средних широтах, вызванные частицами высоких энергий / Р. Кнут, И. Вюрцберг // Геомагнетизм и аэронаука. – 1976. – Т. 16. – № 4. – С. 666–673.

74. Кнут Р. Международные координированные измерения геофизических эффектов солнечной активности в верхней ионосфере. 4. Высыпание энергичных частиц во время бухтообразного возмущения среднеширотной D-области ионосферы / Р. Кнут, Н. И. Федорова // Геомагнетизм и аэронаука. – 1977. – Т. 17. – № 5. – С. 854–861.

75. Колосов М. А. Распространение радиоволн при космической радиосвязи / М. А. Колосов, Н. А. Арманд, С. И. Яковлева, – М. : Связь, 1969. – 155 с.

76. Комплексное экспериментальное исследование волн в атмосфере, генерируемых солнечным терминатором / В. П. Антонова, Ш. Ш. Гусейнов, В. И. Дробжев и др. // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1988. – Т. 26. – № 5. – С. 837 – 841.

77. Комплексное экспериментальное исследование реакции ионосферы на солнечное затмение 9 марта 1997 г. / Б. Б. Борисов, Д. А. Егоров, Н. Е. Егоров и др. // Геомагнетизм и аэронаука. – 2000. – Т.40. – №3. – С. 94–103.

78. Корреляционный метод определения электронной концентрации в D-области ионосферы / Е. А. Бенедиктов, Л. В. Гришкевич, В. А. Иванов и др. // Известия вузов. Радиофизика. – 1971. – Т. 14. – № 9. – С. 1452–1454.

79. Костров Л. С. Результаты наблюдения процессов в средней атмосфере, сопутствующих затмению Солнца 11 августа 1999 г. // Л. С. Костров, Л. Ф. Черногор / Радиофизика и радиоастрономия. – 2000 – Т. 5 – № 4. – С. 361–370.

80. Красногорская Н. В. Электричество нижних слоёв атмосферы и методы его измерения / Н. В. Красногорская. – М. : Гидрометеоздат, 1972. – 323 с.

81. Крупномасштабные ионосферные возмущения, вызываемые удаленными землетрясениями, и мощные мезосферные электрические поля / А. М. Гоков, С. И. Мартыненко, В. Т. Розуменко, О. Ф. Тырнов // Радиотехника : Всеукр. межвед. научно-техн. сб. – 2002. – Вып. 128. – С. 206–209.

82. Куницын В. Е. Моделирование распространения акустико-гравитационных волн в атмосфере для различных поверхностных источников / В. Е. Куницын, С. Н. Сураев, Р. Р. Ахмедов // Вестник Московского ун-та. Серия 3. Физика. Астрономия. – 2007. – № 2. – С. 59–63.

83. Лаштовичка Я. Международные координированные измерения геофизических эффектов солнечной активности в верхней ионосфере. 3. Необычное среднеширотное ионосферное возмущение корпускулярного происхождения / Я. Лаштовичка, Н. И. Федорова // Геомагнетизм и аэрономия. – 1976. – Т. 16. – № 6. – С. 1018–1025.

84. Липеровский В. А. Ионосферные предвестники землетрясений / В. А. Липеровский, О. А. Похотелов, С. Л. Шалимов. – М. : Наука, 1992. – 304 с.

85. Ляцкий В. Б. Магнитосферно-ионосферное взаимодействие / В. Б. Ляцкий, Ю. П. Мальцев. – М. : Наука, 1983. – 192 с.

86. Мазур В. А. О распространении низкочастотного вистлера в ионосфере / В. А. Мазур // Известия вузов. Радиофизика. – 1988. – Т. 31. – №12. – С. 1423–1430.

87. Мак-Ивен М. Химия атмосферы / М. Мак-Ивен, Л. Филлипс ; пер. с англ. – М. : Мир, 1978. – 375 с.

88. Матвеев О. А. Вариации температуры мезопаузы во время стратосферного потепления / О. А. Матвеев, А. И. Семенов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1986. – Т. 26. – № 2. – С. 331–332.

89. Месси Г. Отрицательные ионы / Г. Месси; пер. с англ. – М. : Мир, 1979. – 754 с.

90. Метеорологические эффекты в ионосфере / А. Д. Данилов, Э. С. Казимировский, Г. В. Вергасова и др. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 271 с.

91. Мисюра В. А. К методу дифференциальной фазы частично отраженных сигналов / В. А. Мисюра, Л. А. Пивень, Ю. П. Федоренко // Тезисы докладов Симпозиума КАПГ по солнечно-земной физике. – М. : Наука, 1976. – С. 64.

92. Митра А. Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли / А. Митра ; пер. с англ. – М. : Мир, 1997. – 370 с.

93. Моделирование распространения ВЧ и ОВЧ радиоволн в условиях среднеширотной нижней ионосферы / А. М. Гоков, А. И. Гритчин, Г. Н. Зинченко и др. // XVII конференция по распространению радиоволн: Тезисы докладов. (21 – 24 сентября 1993, Ульяновск). – Ульяновск, 1993. – С. 30.

94. Модификация ионосферы во время военных действий в зоне Персидского залива / О. А. Похотелов, В. А. Липеровский, Ю. П. Фомичев и др. // Доклады АН. – 1991. – Т. 321. – № 6. – С. 1168–1172.

95. Николаенко А. П. О нагреве электронов нижней ионосферы электромагнитным излучением возвратных грозовых разрядов / А. П. Николаенко // Геомагнетизм и аэрономия. – 1976. – Т. 16. – № 2. – С. 260–264.

96. Ночная ионизация D-области умеренных широт в период магнитной бури / В. В. Беликович, Е. А. Бенедиктов, В. Г. Вяхирев и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 1980. – Т. 20. – № 3. – С. 547–554.

97. О возможных вариациях частоты столкновений электронов с нейтралами в D-области ионосферы / В. А. Мисюра, А. М. Гоков, Л. А. Пивень и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 1991. – Т. 31. – № 4. – С. 632–636.

98. О механизме генерации инфразвуковых волн в атмосфере большими пожарами / Ю. А. Гостинцев, Е. А. Иванов, С. В. Анисимов и др. // ДАН. – 1985. – Т. 283. – № 3. – С. 573–576.

99. О неоднородностях нижней ионосферы, движущихся за терминатором / В. Г. Безродный, П. В. Блиох, И. С. Фалькович и др. // Тезисы докладов Семинара КАПГ по физике страто-мезосферы и нижней ионосферы. – Ростов-на-Дону – М. : Наука, 1977. – С. 52.

100. Оперативные электромагнитные предвестники землетрясений / М. Б. Гохберг, В. А. Моргунов, Е. А. Герасимович, и др. – М. : Наука, 1985. – 116 с.

101. О погрешности определения концентрации электронов D-области ионосферы методом частичных отражений / В. В. Беликович, Е. А. Бенедиктов, В. Д. Вяхирев и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 1983. – Т. 23. – № 2. – С. 202–207.

102. Орлов В. В. Инфразвуковые предвестники землетрясений / В. В. Орлов, А. М. Уралов // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1984. – Т. 20. – № 6. – С. 476–484.

103. Отклик ионосферы на частное солнечное затмение 29.03.2006 по наблюдениям в Н. Новгороде и Мурманске / В. В. Беликович, В. Д. Вяхирев, Е. Е. Калинина и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2008. – Т. 48. – № 1. – С. 103–108.

104. Павлов В. А. Электромагнитные предвестники землетрясений / В. А. Павлов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1986. – Т. 26. – № 5. – С. 807–815.

105. Пахомов С. В. О сезонном ходе электронной концентрации среднеширотной D-области ионосферы / С. В. Пахомов, А. К. Князев // Геомагнетизм и аэрономия. – 1985. – Т. 25. – № 5. – С. 750–754.

106. Поляков С. В. О генерации электрических полей в верхней атмосфере / С. В. Поляков, В. О. Рапопорт, В. Ю. Трахтенгерц // Геомагнетизм и аэрономия. – 1990. – Т. 30. – № 5. – С. 869–871.

107. Пономарев Е. А. Инфразвуковые волны в атмосфере Земли. (Обзор) / Е. А. Пономарев, А. И. Ерущенков // Известия вузов. Радиофизика. – 1977. – Т. 20. – № 12. – С. 1773–1789.

108. Последствия ядерной войны. Физические и атмосферные эффекты / Б. Питток, Т. Акермен, П. Крутцен и др., пер. с англ. – М. : Мир, 1988. – 392 с.

109. Построение моделей развития сейсмического процесса и предвестников землетрясений. Вып.1 / под ред. Г. А. Соболева. – М. : ИФЗ РАН, 1993. – 192 с.

110. Предвестники сильных землетрясений в нижней ионосфере: экологические аспекты проблемы / И. Л. Гуфельд, Г. А. Гусев, О. В. Козырева и др. // Построение моделей развития сейсмического процесса и предвестников землетрясений. – М. : ИФЗ РАН, 1993. – Вып. 1. – С. 94–100.

111. Радиофизические исследования и моделирование процессов в ионосфере, возмущенной источниками различной природы. 1. Экспериментальная база и процессы в естественно возмущенной ионосфере / К. П. Гармаш, А. М. Гоков, Л. С. Костров и др. // Вестник Харьковского ун-та. Радиофизика и электроника. – 1998. – № 405. – С. 157–177.

112. Результаты измерения электронной концентрации в D-области ионосферы во время внезапных ионосферных возмущений / В. В. Бели-

кович, Е. А. Бенедиктов, Л. В. Гришкевич и др. // Изв. вузов. Радиофизика. – 1975. – Т. 18. – № 8. – С. 1094–1101.

113. Ременец Г. Ф. Отражательные свойства нижней полярной ионосферы, особенности возбуждения и распространения СДВ в высоких широтах / Г. Ф. Ременец, М. И. Белоглазов // Известия вузов. Радиофизика. – 1985. – Т. 28. – № 12. – С. 1491–1504.

114. Рытов С. М. Введение в статистическую радиофизику. Ч. 2. Случайные поля / С. М. Рытов, Ю. А. Кравцов, В. И. Татарский. – М. : Наука, 1978. – 464 с.

115. Синельников В. М. Структура $N(h)$ -профилей зимней нижней ионосферы по измерениям на метеоракетах методом когерентных частот в период МАП / В. М. Синельников // Ионосферные исследования. – 1989. – № 47. – С. 120–136.

116. Смирнов В. В. Ионизация в тропосфере / В. В. Смирнов. – СПб. : Гидрометеиздат, 1992. – 312 с.

117. Смирнова Н. В. Каталог профилей электронной концентрации в высокоширотной ионосфере, полученных методом частичных отражений: сравнение с результатами теоретической модели D-области: препринт / Н. В. Смирнова, Ф. С. Сагидуллин, Ю. Г. Мизун. – Мурманск : ПГИ АН СССР № 02-56, 1987. – 30 с.

118. Смирнова Н. В. Моделирование ионизационно-рекомбинационного цикла D-области / Н. В. Смирнова // Математическое моделирование комплексных процессов. – Апатиты : КФАН СССР. – 1982. – С. 22–37.

119. Смирнова Н. В. Модели электронной концентрации в D-области ионосферы: препринт / Н. В. Смирнова, О. Ф. Оглоблина, А. Власков. – Апатиты : ПГИ, Кольский филиал АН СССР № 84-08-36. – 1984. – 32 с.

120. Смирнова Н. В. Эффекты солнечной активности в области D ионосферы / Н. В. Смирнова, А. Д. Данилов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1998. – Т. 38. – № 3. – С. 92–101.

121. Соловьев А. В. Исследования инфразвуковых колебаний давления при маломасштабных пожарах / А. В. Соловьев, Е. Д. Тельпуховский // Известия вузов. Физика. – 2001. – № 1. – С. 91–93.

122. Сомсиков В. М. Солнечный терминатор и динамика атмосферы / В. М. Сомсиков. – Алма-Ата : Наука, 1983. – 192 с.

123. Сомсиков В.М. Волны в атмосфере, обусловленные солнечным терминатором (обзор) / В. М. Сомсиков // Геомагнетизм и аэрономия. – 1991. – Т. 31 – № 1. – С. 1–12.

124. Сомсиков В. М. О генерации турбулентности атмосферы солнечным терминатором / В. М. Сомсиков // Геомагнетизм и аэрономия. – 1992. – Т. 32. – № 3. – С. 55 – 59.

125. Татарский В. И. Распространение волн в турбулентной атмосфере / В. И. Татарский. – М. : Наука, 1967. – 548 с.

126. Тептин Г. М. Неоднородная структура нижней ионосферы и распространение радиоволн / Тептин Г. М., Стенин Ю. М. – Казань : Изд-во Казанского ун-та, 1989. – 97 с.

127. Уточнение эмпирической модели зависимости электронной концентрации области D от зенитного угла Солнца / А. К. Князев, Л. Б. Ванина, Л. В. Корнеева и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 1993. – Т. 33. – № 5. – С. 145–154.

128. Федоренко Ю. П. Развитие метода частичных отражений, служащего для исследования D-области ионосферы: дисс... канд. физ.-мат. наук. / Ю. П. Федоренко — Харьков, 1982. – 216 с.

129. Физика космоса. Маленькая энциклопедия. – М. : Советская Энциклопедия, 1986. – 783 с.

130. Фукс И. М. Аномалии СДВ-сигнала как отклик на процессы в приземной атмосфере / И. М. Фукс, Р. С. Шубова // Геомагнетизм и аэрономия. – 1994. – Т. 34. – № 2. – С. 130–136.

131. Черногор Л. Ф. Глобальные эффекты при локальном энерговыделении в Геосфере / Л. Ф. Черногор // Сб. докл. Всес. конф. по нетрадиционным идеям о природе и ее явлениях. Т. 2. Гомель. – 1990. – С. 86–94.

132. Черногор Л. Ф. Инфразвуковое воздействие землетрясений и их предвестников на параметры околоземного пространства / Л. Ф. Черногор // Радиофизика и радиоастрономия. – 1997. – Т. 2. – № 4. – С. 463–472.

133. Черногор Л. Ф. Современная наука о природе. Интегрирующий курс естествознания: учебное пособие. / Черногор Л. Ф. – Х. : 1998. – 240 с.

134. Черногор Л. Ф. Энергетика процессов на Земле, в атмосфере и околоземном космосе в свете проекта "Попередження" / Л. Ф. Черногор // Космічна наука і технологія. – 1998. – Т. 4. – № 2. – С. 1–10.

135. Черногор Л. Ф. Высыпание электронов из магнитосферы стимулированное затмением Солнца / Л. Ф. Черногор // Радиофизика и радиоастрономия. – 2000. – Т. 5. – № 4. – С. 371–375.

136. Черногор Л.Ф. Физические процессы в околоземной среде, сопровождавшие военные действия в Ираке (март-апрель 2003 г.) / Л. Ф. Черногор // Космічна наука і технологія. – 2003. – № 2/3. – С. 13–33.

137. Черногор Л. Ф. Геофизические эффекты и геоэкологические последствия массовых химических взрывов на военных складах в г. Артемовске / Л. Ф. Черногор // Геофизический журнал. – 2004. – Т. 26. – № 4. – С. 31–44.

138. Черногор Л. Ф. Физика Земли, атмосферы и геокосмоса в свете системной парадигмы / Л. Ф. Черногор // Радиофизика и радиоастрономия. – 2003. – Т. 8. – № 1. – С. 59–106.

139. Черногор Л. Ф. Земля-атмосфера-ионосфера-магнитосфера как открытая динамическая нелинейная физическая система. 1. / Л. Ф. Черногор // Нелинейный мир. – 2006. – Т. 4. – № 12. – С. 655–697.

140. Черногор Л. Ф. Земля-атмосфера-ионосфера-магнитосфера как открытая динамическая нелинейная физическая система. 2. / Л. Ф. Черногор // Нелинейный мир. – 2007. – Т. 5. – № 4. – С. 55–97.

141. Электрическое строение стратосферы и мезосферы по данным ракетных исследований / Ю. А. Брагин, А. А. Кочеев, В. Н. Кихтенко и др. // Распространение радиоволн и физика ионосферы. – Новосибирск : Наука, 1981. – С. 165–183.

142. Эмпирическая модель распределения электронной концентрации среднеширотной D-области ионосферы / В. В. Беликович, Е. А. Бенедиктов, В. Д. Вяхирев и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 1992. – Т. 32. – № 6. – С. 95–103.

143. Эмпирические модели среднеширотной ионосферы / Фаткуллин М. Н., Зеленова Т. И., Козлов В. К. и др. – М. : Наука, 1981. – 256 с.

144. Aggarval K. M. Collision frequency and transport properties of electrons in the ionosphere / K. M. Aggarval, M. Narinder, C. S. Setty // Planet. Spase Sci. – 1979. – V. 27. – № 6.– Pp. 753–768.

145. Aikin A. C. A Van de Graaf source mechanism for middle atmospheric vertical electric fields / A. C. Aikin, N. C. Maynard // J. Atmos. Terr. Phys. – 1990. – V. 52. – Pp. 695–705.

146. Akasofu S. I. Auroral effects on power transmission line systems / S. I. Akasofu, J. D. Aspnes // *Nature*. – 1982. – V. 295. – № 5845. – Pp. 136–137.
147. Atmospheric and ionospheric electromagnetic phenomena associated with earthquakes / Ed. by M. Hayakava. – Tokyo : TERRAPUB, 1999. – 996 p.
148. Basic principles for evaluating an earthquake prediction method / P. Varotsos, K. Eftaxias, F. Vallianatos, M. Lazaridou // *Geophys. Res. Lett.* – 1996. – V. 23. – № 11. – Pp. 1295–1298.
149. Belrose J. S. Physical properties of the polar winter mesosphere obtained from the low-frequency propagation at Wallops Islands during the IQSY / J. S. Belrose, L. R. Bode, L. W. Hewitt // *Radio Sci.* – 1964. – V. 68D. – № 8. – Pp. 1555–1561.
150. Belrose J. S. Radio wave probing of the ionosphere by the partial reflection of radio waves (from heights below 100 km) / J. S. Belrose // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1970. – V. 32. – № 4. – Pp. 567–596.
151. Belrose J. S. Variation of collision frequency in the lower ionosphere with solar activity / J. S. Belrose, L. W. Hewitt // *Nature*. – 1964. – V. 202. – Pp. 276–270.
152. Bering E. A. The global electric circuit / E. A. Bering, A. A. Few, J. R. Benbrook // *Phys. Today*. – 1998. – October – Pp. 24–30.
153. Bertel L. Evaluation of the vertical flux of energy into the thermosphere from medium scale gravity waves generated by the jet stream / L. Bertel, F. Bertin, V. Vestud // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1978. – V. 40. – Pp. 691–696.
154. Bliokh P. V. Schumann resonances in the Earth ionosphere cavity / P. V. Bliokh, A. P. Nikolaenko, Yu. F. Filippov. – London : Peter Peregrinus Ltd., 1980. – 168 p.
155. Chernogor, L. F. Flux parameters of energetic particles affecting the middle latitude lower ionosphere / L. F. Chernogor, K. P. Garmash, V. T. Rozumenko // *Радиофизика и радиоастрономия*. – 1998. – Т. 3. – №2. – С. 191–197.
156. Coupling, energetic and dynamics of atmospheric regions: CEDAR (Phase III). Executive summary. – Bolder, CO : Philip Tobias Enterprises, 1996. – 40 p.

157. Coyne T. The diurnal and seasonal variations of electron densities in the midlatitude D-region under quiet condition / T. Coyne, J. S. Belrose // *Radio Sci.* – 1972. – V. 7 – № 1. – Pp. 163–164.

158. CUPRI observations of PMSE during Salvo C of NLC-91: Evidence of both partial reflection and turbulent scatter / J. Y. N. Cho, W. E. Swartz, M. C. Kelley et al. // *Geophys. Res. Lett.* – 1993. – V. 20. – № 20. – Pp. 2291–2294.

159. Danilov A. D. Effects of geomagnetic storms on the ionosphere and atmosphere / A. D. Danilov, J. Lastovicka // *International Journal of Geomagnetism and Aeronomy.* – 1999. – V. 1. – № 3. – Pp. 57–69.

160. Danilov A. D. Problem with incorporating a new D-region model into the IRI / A. D. Danilov, A. Yu. Rodevich, N. V. Smirnova // *Adv. Sp. Res.* – 1995. – V. 15. – № 2. – Pp. 165–172.

161. Davies K. *Ionospheric Radio* / K. Davies. – London : Peter Peregrinus Ltd, 1970. – 255 c.

162. Davies K. *Ionospheric radio* / K. Davies. – London : Peter Peregrinus Ltd., 1990. – 580 p.

163. Direct observation of magnetospheric electron precipitation stimulated by lightning / R. A. Goldberg, J. R. Barcus, L. C. Hale et al. // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1986. – V. 48. – Pp. 293–300.

164. Dowden R. L. Comment on "VLF signatures of ionospheric disturbances associated with sprites" by Inan et al. / R. L. Dowden // *Geophys. Res. Lett.* – 1996. – V. 23. – № 23. – Pp. 3421–3422.

165. D-region measurements with the differential-absorption, differential-phase partial-reflection experiments / J. S. Belrose, M. J. Burke, T. N. R. Coyne et al. // *J. Geophys. Res.* – 1972. – V. 77(25). – Pp. 4829–4838.

166. Eclipse Supplement / J. S. Belrose, L. R. Bodé, R. Bunker et al. // *Nature.* – 1970. – V. 226. – Pp. 1102–1104.

167. *Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction* / Ed. by M. Hayakawa and Y. Fujinawa. – Tokyo : TERRAPUB, 1994. – 677 p.

168. ELF horizontal magnetic flux precursor of the moderate M5.8 Yamanashi'96 Inland earthquake – A general approach to electromagnetic wave precursor / M. Hata, X. Tian, I. Takumi et al. // *J. Atmos. Electricity.* – 1996. – V. 16. – № 3. – Pp. 199–220.

169. Feasibility study of ionospheric perturbations triggered by monochromatic infrasonic waves emitted with a ground-based experiment

/ V. O. Rapoport, P. A. Bespalov, N. A. Mittyakov et al. // J. Atmos. and Solar Terrestrial Physics. – 2004. – V. 66. – Pp. 1011–1017.

170. Fraser-Smith A. C. A weekend increase in geomagnetic activity / A. C. Fraser-Smith // J. Geophys. Res. – 1979. – V. A84. – № 5. – Pp. 2089–2096.

171. Friedrich M. D-region electron density model based on rocket borne wave propagation data / M. Friedrich, K. M. A Torkar // Adv. Space Res. – 1991. – V. 11. – №10. – Pp. 101–104.

172. Gokov A. M. Application of Partial Reflections Technique to Studying the Response of Lower Ionosphere to Strong Distant Earthquakes / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunications and Radio Engineering. – 1997. – V. 51. – № 4. – Pp. 92–97.

173. Gokov A. M. A Regional Model of Variations with Time and Height in the Electron Density and Electron-Neutral Collision Frequency in the Mid-latitude Ionospheric D-region / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // In: IRI 2005 Workshop “New satellite and ground data for IRI, and comparison with regional models”. Abstracts book. – 2005. – P. 81.

174. Gokov A. M. Atmospheric electricity of megapolises and some aspects of atmosphere-ionosphere electrical interactions / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunications and Radio Engineering. – 2004. – V. 61. – №. 11. – Pp. 983–998 .

175. Gokov A. M. Development of the Method of Determining of the Electron Molecule Collision Frequencies in the Ionospheric D-region by Partial Reflection Technique / A. M. Gokov // Telecommunications and Radio Engineering. – 2003. – V. 59. – № 3&4. – Pp. 139–144.

176. Gokov A. M. Electron collision frequency changes and electric field measurements in the ionospheric D-region / A. M. Gokov, S. I. Martynenko // USNC/URSI Radio Science Meeting (July 21 – 26, 1996, Baltimore, USA). – Baltimore, Maryland : IEEE, 1996 – P. 415.

177. Gokov A. M. Experimental Investigation of Middle Latitude D-region Ionosphere Responding to Events Related to Proton Precipitations / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunications and Radio Engineering. – 2002. – V. 57. – № 10&11. – Pp. 123–135.

178. Gokov A. M. Experimental investigations of the middle latitude ionospheric D-region reaction to geomagnetic sudden storm commencements / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Journal of Atmospheric Electricity. – 2003. – V. 23. – № 1. – Pp. 21–29.

179. Gokov A. M. Experimental investigations of strong thunderstorms having effect on the middle latitude ionospheric D-region parameters / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunication and Radio Engineering. – 1999. – V. 53. – № 7–8. – Pp. 6–12.

180. Gokov A. M. Experimental Study of the Response of the Midlatitude Ionospheric D-region to the Solar Eclipse of March 29, 2006 / A. M. Gokov, A. I. Gritchin, O. F. Tyrnov // Geomagnetism and Aeronomy. – 2008. – V. 48. – № 2. – Pp. 232–239.

181. Gokov A. M. Low frequency whistlers generated by infrasonic waves in the ionospheric E-region during disturbances of different nature / A. M. Gokov // Journal of Atmos. Electricity. – 2000. – V. 21. – № 1. – Pp. 1–6.

182. Gokov A. M. Low frequency whistlers generated in lower ionosphere during strong thunderstorms / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunications and radio engineering. – 2002. – V. 57. – № 10&11. – Pp. 110–122.

183. Gokov A. M. Middle Latitude Ionospheric D-Region Responses to solar Events as Investigated by Partial Reflection Technique / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunications and Radio Engineering. – 2003. – V. 59. – № 3&4. – Pp. 114–134.

184. Gokov A. M. Middle Latitude Ionospheric D-region Responses to Disturbance Launchings and Flights of Space Vehicles Experimentally Investigated by Means of a Partial Reflection Technique / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunications and Radio Engineering. – 2004. – V. 61. – № 5. – Pp. 434–450.

185. Gokov A. M. Partial reflection technique investigation of the lower ionosphere response to strong remote earthquakes / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Journal of Atmos. Electricity. – 2000. – V. 20. – № 2. – Pp. 63–73.

186. Gokov A. M. Peculiarities of the Middle Latitude Ionospheric D-region Dynamics, Caused by the Solar Terminator / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunications and Radio Engineering. – 2003. – V. 59. – № 3&4. – Pp. 159–172.

187. Gokov A. M. Simultaneous Determination of Electron Density and Electron-Neutral Molecule Collision Frequencies in the Ionospheric D-region by a Partial Reflection Technique / A. M. Gokov // Telecommunications and Radio Engineering. – 2003. – V. 60. – № 10 – 12. – Pp. 145–158.

188. Gokov A. M. Some Features of Lower Ionosphere Dynamics Caused by the Morning Solar Terminator / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // *Journal of Atmospheric Electricity*. – 2002. – V. 22. – № 1. – Pp. 13–21.
189. Gokov A. M. The Ionospheric D-region over Kharkiv during the 14–24 April 2002 Magnetic Storm / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // *Telecommunications and Radio Engineering*. – 2005. – V. 63. – № 1. – Pp. 63–74.
190. Gokov A. M. To a question of modeling HF and VHF radio waves propagating in the middle latitude lower ionosphere / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // *Journal of Atmos. Electricity*. – 2001. – V. 21. – № 2. – Pp. 79–86.
191. Goldberg R. A. Middle atmospheric electrodynamics during MAP / R. A. Goldberg // *Adv. Space Res.* – 1990. – V. 10. – № 10. – Pp. 209–217.
192. Groves G. V. Diurnal and semidiurnal oscillations of the upper atmosphere derived from ground experiment at Natal, Brasil / G. V. Groves // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1985. – V. 37 – № 5. – Pp. 1133–1138.
193. Hargreaves J. K. The Solar-Terrestrial environment / J. K. Hargreaves. – Cambridge : University Press, 1992. – 420 p.
194. Hargreaves J. K. The Upper Atmosphere and Solar-Terrestrial Physics. An introduction to the aerospace environment / Hargreaves J. K. – Van Nostrand Reinhold Co. Ltd., 1979. – 352 p.
195. Hayakawa M. Ultra-low-frequency signatures of the Guam earthquake on 8 August 1993 / M. Hayakawa, R. Kawate, O. A. Molchanov // *J. Atmos. Electricity*. – 1996. – V. 16. – № 3. – Pp. 193–198.
196. Hines C. O. Internal Atmos. gravity waves at ionospheric heights / C. O. Hines // *Can. J. Phys.* – 1960. – V. 38. – Pp. 1441–1481.
197. Hocke K. A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances: 1982-1995 / K. Hocke, K. Schlegel // *Ann. Geophys.* – 1996. – V. 14. – P. 917–940.
198. Inan U. S. Heating and ionization of the ionosphere by lightning / U. S. Inan, T. F. Bell, I. V. Rodriguez // *Geophys. Res. Lett.* – 1991. – V.18. – Pp. 705–711.
199. Inan U. S. Lightning-induced electron precipitation events observed as phase and amplitude perturbations on subionospheric VLF signals / U. S. Inan, D. L. Carpenter // *J. Geophys. Res.* – 1987. – V. 92. – Pp. 3293–3297.
200. Inan U. S. VLF-heating of the lower ionosphere / U. S. Inan // *Geophys. Res. Lett.* – 1990. – V. 17. – Pp. 729–734.

201. International Reference Ionosphere-1990 / K. Rawer, L. Bossy, I. Kutiev et. al. // URSI, Committee on Space Research. – 1990. – 58 p.
202. Kelley M. C. The Earth's ionosphere: Plasma physics and electrodynamics / M. C. Kelley. – San Diego, Calif. : Academic Press Inc., 1989. – 487 p.
203. Kelley M. C. Large amplitude middle atmospheric electric fields: fact or fiction ? / M. C. Kelley, C. L. Siefring, R. F. Pfaff // Geophys. Res. Lett. – 1983. – V. 10. – № 8. – Pp. 733–736.
204. Lastovicka J. Effects of Geomagnetic Storms in the Lower Ionosphere. Middle Atmosphere and Troposphere / J. Lastovicka // J. Atmos. Terr. Phys. – 1996. – V. 58. – Pp. 831–843.
205. Lee H. S. Winter D-region concentration and collision frequency features obtained with high-power interaction experiments / H. S. Lee, A. J. Ferraro // J. Geophys. Res. – 1969. – V. 74. – № 5. – Pp. 1184–1194.
206. Marcz F. Latitude dependence of geomagnetic storms after effects in ionospheric absorption / F. Marcz // J. Atmos. Terr. Phys. – 1983. – V. 45. – № 5 – P. 281–284.
207. Matsumoto T. ULF-bands electric field changes related to the seismic swarm / T. Matsumoto, Y. Fujinawa, K. Takahashi // J. Atmos. Electricity. – 1996. – V. 16. – № 3. – Pp. 175–191.
208. McNamara L. F. Statisfical model of the D-region / L. F. McNamara // Radio Sci. – 1979. – V. 14. – № 6. – Pp. 1165–173.
209. Mesospheric electric field measurements with a partial reflection radar / S. I. Martynenko, V. T. Rozumenko, A. M. Tsymbal et al. // J. Atmos. Electricity. – 1999. – V. 19. – № 2. – Pp. 81–86.
210. Molchanov O. A. Generation of ULF electromagnetic emissions by microfracturing / O. A. Molchanov, M. Hayakawa // Geophys. Res. Lett. – 1995. – V. 22. – № 22. – Pp. 3091–3094.
211. Nickolaenko A. P. The rocket flare as a fair weather field converter into low frequency emission / A. P. Nickolaenko // J. Atmos. Electr. – 1995. – V. 15. – Pp. 5–10.
212. Observations of Unusually Strong Partial Reflections in the Auroral D-region During an absorption event / A. Haug, E. V. Thrane, K. Bjorna et. al. // J. Atmos. Terr. Phys. – 1977. – V. 39. – №. 8. – Pp. 1333–1340.
213. On the possibility of energetic particle precipitation from the magnetosphere into the middle latitude ionosphere / L. F. Chernogor, K. P. Gar-

mash, V. T. Rozumenko et al. // *Annales Geophysicae*. Part III. Space and Planetary Sciences. – 1998. – Supplement I to V. 16. – P. 839.

214. Park C. G. Sunday decreases in magnetospheric VLF wave activity / C. G. Park, T. R. Miller // *J. Geophys. Res.* – 1979. – V. A84. – № 3. – Pp. 943–950.

215. Pulinets S. A. Strong earthquakes prediction possibility with the help of topside sounding from satellites / S. A. Pulinets // *Adv. Space Res.* – 1998. – V. 21. – № 3. – Pp. 455–458.

216. Rawer K. Wave propagation in the ionosphere / K. Rawer. – London : Kluwer Acad. Publ., 1993. – 424 p.

217. Remote earthquake-induced large-scale ionospheric disturbances and strong mesospheric electric fields / A. M. Gokov, S. I. Martynenko, V. T. Rozumenko et al. // *Telecommunications and Radio Engineering.* – 2002. – V. 57. – № 10 – 11. – Pp. 136–140.

218. Rodriguez I. V. D-region phenomena due to heating and ionization by lightning radiation / I. V. Rodriguez, U. S. Inan, T. S. Bell // *Eos.* – 1991. – V. 72, Suppl. 376. – Pp. 199–208.

219. Rodger C. J. Red sprites, upward lightning, and VLF perturbations / C. J. Rodger // *Reviews of Geophysics.* – 1999. – V. 37. – № 3. – Pp. 317–336.

220. Rycroft M. J. The global atmospheric electric circuit, solar activity and climate change / M. J. Rycroft, S. Israelsson, C. Price // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 2000. – V. 62. – Pp. 1563–1576.

221. Rycroft M. J. Electrical processes coupling the atmosphere and ionosphere: An overview / M. J. Rycroft // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 2006. – V. 68. – Pp. 445–456.

222. Sarah L. Radio waves might safeguard the ozone layer / L. Sarah // *New Sci.* – 1989. – V. 123. – № 1682. – P. 31.

223. Shunk R. W. Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry / R. W. Shunk, A. F. Nagy. – Cambridge : University Press, 2000. – 554 p.

224. Slegel K. Partial reflection results in the auroral D-region explained in terms of acoustic waves / K. Slegel, E. V. Thrane, A. Brekke // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1980. – V. 42. – № 2. – Pp. 809–814.

225. Special Eclipse Issue (The eclipse of 7 March 1970) // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1972. – V 34. – Pp. 559–739.

226. Trane E. V. The collision frequency in the E- and D-region of the ionosphere / E. V. Trane, W. R. Piggot // J.Atmos. Terr. Phys. – 1966. – V. 202. – № 3 – P. 721–737.

227. Tyrnov O. F. The Radiophysical Observatory for remote sounding of the ionosphere / O. F. Tyrnov, K. P. Garmash, A. M. Gokov et. al. // Turkish J. Phys. – 1994. – V. 18. – № 11. – Pp. 1260–1265.

228. Volland H. Atmospheric electrodynamics / H. Volland. – Berlin : Springer-Verlag, 1984. – 205 p.

229. Yamada T. On the increase of electromagnetic noises before and after the 1995 Hyogo Nanbu earthquake / T. Yamada, K. Oike // Atmospheric and ionospheric phenomena associated with earthquakes. – Tokyo : TERRAPUB, 1999. – Pp. 417 – 427.

230. Yanagihara K. Magnetic field disturbance produced by electric railway / K. Yanagihara // Geophys. Mag. – 1977. – V. 38. – № 1. – Pp. 17–35.

231. Zadorozhny A. M. Effects of geomagnetic activity on the mesospheric electric fields / A. M. Zadorozhny, A. A. Tyutin // Ann. Geophys. – 1998. – V. 16. – Pp. 1544–1551.

Предметний покажчик

- Атмосферні гравітаційні хвилі** 115
Атмосферні фронти 4, 110, 121
Атмосфера 13, 26, 40, 45, 49
Атмосферна турбулентність 44
– електрика 44
Антициклон 20
Антропогенні джерела 26
Апробація методики 67
- Варіації геомагнітного поля** 37
Вертикальна складова електричного поля 8, 58
Вертикальні градієнти $\langle N(z) \rangle$ 81
Відхилення від середнього, викликане фізичними процесами 81
Виверження вулканів 48
Викиди корональної маси Сонця 27
Використання еталонних вимірювань 69
– одночасних вимірювань 70
Висотно-часові залежності середніх амплітуд суміші ЧВ-сигналу і радіошуму 9, 58
– амплітуд ЧВ сигналу 8, 58
– амплітуд шуму 8, 58
Власні частоти атмосфери 9, 39
Випромінювання низькочастотне електромагнітне 26, 27, 40
– типу атмосфериків 47
– зондувальних імпульсів 56
– у хвилеводі «Земля – нижня іоносфера» 15
– космічне 24
– корпускулярне 26, 27
– рентгенівське 27, 31
– високовольтних ліній електропередач 31
- Висипання високоенергійних частинок** 28, 31
– електронів 30
– протонів 30
Внутрішні гравітаційні хвилі 16
Внутрішні атмосферні хвилі 16
Вулканічна діяльність 48
- Галактичне космічне випромінювання** 15
Геліогеофізичні умови 76
Гірочастота електронів 9, 116
Генерації аероіонів в атмосферному повітрі 46
Географічна широта пункту спостережень 88
Геомагнітні збурення 19
Геомагнітна
– активність 19
– широта 19
– буря 28
Глобальна модель 18
Градiєнт потенціалу електричного поля 48
Грози 4, 46, 105, 107
Гророва активність 14, 45
Горизонтальний дрейф неоднорідностей концентрації електронів 54
Горизонтальні розміри неоднорідностей концентрації електронів 54-

- Денні варіації частот зіткнень** 99
Дисперсія значення R 9
 – інтенсивностей ЧВ сигналу 9
 – сумарна дисперсія N 10
Діапазон робочих частот 53
Довірчі інтервали 78
Доплерівське зрушення частоти 117, 119
Доплерівські спектри 122
- Електронна концентрація** 4
Енергія випромінювана ненаправленою антеною 95
Електросфера 12
Енергія від Сонця 26
 – пожежі 38
 – землетрусу 42
 – збуреного сонячного вітру 28
 – протонів 28
 – теплового джерела збурень 33, 34
 – внутрішня атмосферного газу 35
Електромагнітні поля 47
 – дуже низькочастотні 47
Електромагнітні збурення 47
Електричні поля атмосферні 48
 – приземної атмосфери 47
- Затемнення Сонця** 35, 37, 110
Затьмарення Сонця 32
ЗАІМ 13
Закон «косеканса» 96
Збурення 3
 – іоносферні 3
 – електричного ланцюга 48
- Землетрус** 4, 20, 25, 31, 40, 44
Зенітний кут Сонця 9, 18, 88
Зимова аномалія 16
Зміни концентрації електронів 92
 – обумовлені геомагнітною активністю 92
 – геомагнітною широтою 92, 93, 94
Зміни питомої внутрішньої енергії 8
 – щільності атмосферного газу 117
- Іоносфера** 3, 6, 12, 24, 40, 45, 49, 58, 96
Іонозонд 121
Іонограма вертикального зондування 121
Імпульсна потужність 53
Інтегральний коефіцієнт поглинання ЧВ-сигналу 9
Інтенсивність флуктуацій N 48
Інфразвук 42, 113
Інфразвукові коливання 41
Інфразвукові хвилі 116, 122
Інверсійний шар 11
Іоносферна станція 55
- Концентрація аерозолів** 15
 – електронів 16, 18, 19, 75, 105, 144
Космічна погода 8, 23
Космічна плазма 14
Контрольний день 121
- Літосфера** 14
ЛАІМ 13, 14

- Магнітні бурі 8, 28, 30, 68
- Магнітосфера 13
- Магнітне поле Землі 13
- Мезосфера 12
- Методична похибка 77
- Механізми літосферно-атмосферно-магнітосферної взаємодії 41
- Мегаполіс 15,
- Метеорологічні фактори 16
- ефекти 45
- Метеорологічний контроль 16
- Метод
- часткових відбиттів 17, 136
 - кросс-модуляції 17
 - когерентних частот 51
 - за розповсюдженням НДХ 51
 - доплерівського зондування 117
- Методика
- диференційного поглинення 53, 54
 - диференційної фази 54
 - кореляційна 54
 - вимірювань і обробки даних 58
- Мінімальне часове розрізнення 54, 55
- Мінливість міри неоднорідностей концентрації електронів 94
- зумовлена коефіцієнтом турбулентного обміну 94
- Модельний профіль $\nu(z)$ 55
- Модельні розрахунки 63
- Моделювання варіацій концентрації електронів 16
- частот зіткнень електронів з нейтралами 21, 98
 - характеристик ВЧ- і ДВЧ- радіохвиль 93
- Моделі регіональні 20
- глобальні 5, 20
 - сезонних середньодобових профілів концентрації електронів 80
- Модельні залежності флуктуацій кута приходу радіохвиль 98
- Напруженість електричного поля** 122
- Наведена висота атмосфери 33
- Нестаціонарні процеси 27
- Нижня іоносфера 13
- Незбурені умови 7
- Низькочастотний вістлер 121
- ОНЧ-хвиля** 13
- Оцінки середніх величин інтенсивностей ЧВ-сигналів ЧВ сигналу 58
- шумів 58
- Параметри пожежі** 38
- Передавальна антена 56
- Перетворення Фур'є 120
- Питома теплоємність повітря 38
- внутрішня енергія 38
 - потужність 38
- Позитивний зсув доплерівської частоти 121
- Потужність землетрусу 42
- потужний шквал 33
- ураган 33

- Пожежі 15, 37
 Порівняння методик 72
 Потік електронів 29, 30
 - протонів 29, 30
 Похибка обчислень профілів 59
 Природні джерела збурень 29
 Прогнозування характеристик радіохвиль 93
 Процеси в океані 25
 - в літосфері 2, 25
 - на поверхні Землі 25
 Причини часової мінливості $N(z)$ 81

Радіопередавальна система 56
 Раптові іоносферні збурення 30
 Регіональні особливості 14, 20
 Рівняння Максвелла 116
 - дисперсійне 116
 - збереження кількості руху частинок 116
 - Фредгольма 65
 Рішення рівняння 116
 - власне 116
 - загальне 116
 Робоча частота 63
 Розвиток методики 74
 Розподіл заряду аерозолі 121
 - щільності об'ємного заряду 121
 Розширення досліджуваного висотного діапазону 66

Сезонні середньодобові $\langle N(z) \rangle$ -профілі 80
 - зміни концентрації
 - електронів 91
 - частот зіткнень, 102
 Стратосфера 11
 Стратопауза 11
 Середня атмосфера 12
 Середні значення частот зіткнень 79, 80
 Синоптичні процеси 87
 Системи часткових відбиттів 52
 - стаціонарна 52
 - пересувна 52
 - реєстрації та обробки 57
 Спалахи
 - рентгенівські 9, 42, 43, 48, 59
 - сонячні 9, 42
 - оптичні 9, 42, 46, 49
 Ступінь покриття Сонця 79
 Сонячний
 - термінатор 11, 32
 - вітер 17
 Спектральна щільність 121
 Спектр, доплерівський 120
 Структурна функція флуктуацій 95, 96

Температура
 - атмосфери 26, 82
 - електронів 12
 Термосфера 12
 Тайфун 20
 траса похилого поширення радіохвиль 94
 Тропосфера 11
 Усереднені регіональні модельні залежності концентрації електронів 88

Флуктуації амплітуди радіохвиль 95, 96

- фази радіохвилі залежно від частоти і кута місця антени 96
- кута приходу α радіохвиль 97

- власні частоти атмосфери 28
- плазменна 116
- циклотронні 116
- низькочастотних вістлерів 117

Хвильові збурення 38

Циклон 4, 20

Цунамі 20

Частота інфразвуку 116

- зіткнень із нейтралами електронів 4, 49, 94
- зіткнень із нейтралами іонів 115

Швидкість

- інфразвуку 117

Широтні варіації частот зіткнень 105

Щільність

- газу 34
- повітря 32

ЗМІСТ

Вступ	3
Список основних позначень	8
1. Середньоширотна D-область іоносфери. Характеристика результатів досліджень і відомості про основні джерела іоносферних збурень	11
1.1. Структура нижньої іоносфери та термінологія	11
1.2. Моделювання висотно-часових варіацій основних параметрів незбуреної середньоширотної D-області іоносфери	16
1.2.1. Основні особливості моделювання варіацій концентрації електронів	16
1.2.2. Особливості моделювання варіацій частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами	21
1.3. Основні природні джерела збурень іоносферної плазми середньоширотної D-області	23
1.3.1. Загальні відомості	24
1.3.2. Вплив Сонця	26
1.3.3. Сонячний термінатор	32
1.3.4. Затемнення Сонця	35
1.3.5. Пожежі	37
1.3.6. Землетруси	40
1.3.7. Атмосферна електрика	44
Висновки за розділом 1	49
2. Основні відомості про засоби, метод і методики досліджень	51
2.1. Відомості про радіотехнічні системи Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна для діагностики параметрів середньоширотної D-області іоносфери	52
2.2. Методики вимірювань і обробки даних	58
3. Розвиток методик визначення висотних профілів концентрації та частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами	60
3.1. Методики одночасного отримання концентрації і частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами	62

3.1.1. Використання амплітудних вимірювань середньої різниці фаз і диференціального поглинання магнітоіонних компонент	62
3.1.2. Використання одночасних вимірювань диференціального поглинання на двох частотах	67
3.1.3. Використання еталонних вимірювань концентрації електронів	69
3.1.4. Використання одночасних вимірювань $a(z)$ і $\rho_{A_0^2 A_x^2}(z)$ на двох частотах	71
3.1.5. Порівняння методик	72
3.2. Розвиток методики визначення висотних профілів частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами	74
Висновки за розділом 3	79
4. Особливості висотно-часового розподілу концентрації і частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами в незбуреній середньоширотній D-області іоносфери	80
4.1. Модель висотно-часових варіацій концентрації електронів у незбуреній середньоширотній D-області	80
4.1.1. Модель середньодобових сезонних профілів концентрації електронів	80
4.1.2. Варіації концентрації електронів залежно від зенітного кута Сонця	87
4.1.3. Варіації концентрації електронів, зумовлені змінами сонячної активності	90
4.1.4. Сезонні зміни концентрації електронів	91
4.1.5. Зміни концентрації електронів, обумовлені геомагнітною активністю і геомагнітною широтою	92
4.2. Моделювання характеристик ВЧ- і ДВЧ-радіохвиль у середньоширотній нижній іоносфері при похилому поширенні	93
4.3. Модель висотно-часових варіацій частот зіткнень електронів із нейтралами в незбуреній D-області іоносфери	98
4.3.1. Денні варіації	98
4.3.2. Сезонні варіації	103
4.3.3. Широтні варіації	104

4.3.4. Приклад дослідження можливих змін частот зіткнень електронів у середньоширотній D-області іоносфери під час сильної грози	106
Висновки за розділом 4	107
5. Відгук середньоширотної D-області на деякі природні явища	109
5.1. Відгук середньоширотної D-області іоносфери на проходження потужного атмосферного фронту	109
5.2. Дослідження можливості генерації низькочастотних вістлерів інфразвуком у нижній іоносфері в періоди проходження потужного атмосферного фронту в атмосфері Землі	114
5.2.1. Постановка завдання	116
5.2.2. Техніка і методика досліджень	117
5.2.3. Результати експериментальних досліджень	118
Висновки за розділом 5	123
Висновки	124
Використана література	126
Предметний покажчик	153

НАУКОВЕ ВИДАННЯ

Гоков Олександр Михайлович

**ДОСЛІДЖЕННЯ ОСОБЛИВОСТЕЙ НЕЗБУРЕНОЇ
СЕРЕДНЬОШИРОТНОЇ D-ОБЛАСТІ ІОНОСФЕРИ**

Монографія

Відповідальний за випуск **Платков В. Я.**

Відповідальний редактор **Сєдова Л. М.**

Редактор **Лященко Т. О.**

Коректор **Мартовицька-Максимова В. А.**

План 2013 р. Поз. № 8-Н.

Підл. до друку *25.02.2013*. Формат 60 x 90 1/16. Папір MultiColor. Друк Riso.

Ум.-друк. арк. 9,75. Обл.-вид. арк. 12,19. Тираж 500 прим. Зам. № 295.

Видавець і виготівник — видавництво ХНЕУ, 61166, м. Харків, пр. Леніна, 9а

Свідоцтво про внесення до Державного реєстру суб'єктів видавничої справи

Дк № 481 від 13.06.2001 р.

