

ВИКОРИСТАННЯ ДВОЧАСТОТНИХ GNSS СПОСТЕРЕЖЕНЬ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ПАРАМЕТРІВ ІОНОСФЕРИ

© Янків-Вітковська Л.М., 2012

Исследовано корреляционную связь между данными измерения геодезических координат и данными, которые описывают локальное состояние земной поверхности и околоземного пространства. Для выявления возможной связи между колеблющимися составляющими геодезических координат вычислены автокорреляционные интегралы и взаимные корреляционные интегралы функций для определенного периода времени. Построены графики автокорреляционных интегралов и исследуемых функций.

The correlation between the measurement data of geodetic coordinates and data that describe the local state of the earth's surface and near-earth space was researched. To identify the possible connection between the oscillating components of geodetic coordinates integrals calculated autocorrelation and cross correlation functions of integrals for a given period of time. Graphics autocorrelation function and investigated integrals are presented.

Постановка проблеми. Іоносфера – верхня частина атмосфери Землі, іонізована короткохвильовим випромінюванням Сонця і космічними променями. Дослідження фізичної природи, морфології та динамічних характеристик неоднорідностей електронної концентрації є однією з ключових задач фізики іоносфери. Це викликано не тільки суто науковим інтересом до проблеми вивчення атмосфери Землі як єдиної динамічної системи, але і необхідністю розв'язання низки прикладних задач радіозв'язку, радіолокації, радіонавігації. Дослідження структури іоносфери важливо як для розуміння фізики процесів, що відбуваються в ній, так і для розв'язання різноманітних радіофізичних задач, пов'язаних з поширенням радіохвиль. У зв'язку з широким застосуванням глобальних навігаційних супутникових систем (GNSS) особливої уваги набуває система визначення параметрів іоносфери на основі аналізу властивостей сигналів, що приймаються від GNSS-супутників. Поява навігаційних супутникових систем, що працюють на двох і більше когерентних сигналах, відкриває нові можливості для дистанційного зондування іоносфери Землі. Реалізація цих можливостей становить практичний інтерес лише в тому разі, якщо вдається отримати вихідну вимірювальну інформацію без великих матеріальних і часових затрат та розробити відповідні методики та програми розрахунків параметрів іоносфери.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Одним з найважливіших завдань у вивченні фізичних процесів в системі Сонце-Земля (корона Сонця, сонячний вітер, плазмові оболонки Землі та інших планет) є розроблення прикладних, прогностичних аспектів досліджень, необхідних наукам про Землю, космонавтиці, енергетиці, кліматології тощо. Прикладний аспект є найбільш слабкою ланкою досліджень сонячно-земних зв'язків, по-перше, через виняткову складність центрального об'єкта системи – Сонця і неможливість побудови адекватної моделі його поведінки навіть на короткий термін, а по-друге, через складність моделювання процесів взаємодії геліофізичних збурень з плазмовими оболонками Землі.

Властивість іоносфери – змінювати характеристики радіохвиль, що проходять через неї, – робить її вивчення і контроль стану важливим і для практики радіотехнічних вимірювань. Значна мінливість параметрів іоносфери зумовила істотну потребу отримання поточної інформації про її характеристики з прийнятною для практики точністю.

У зв'язку з тим, що іоносфера Землі слугує індикатором різного роду техногенних і антропогенних процесів, що відбуваються на Землі (землетруси, цунамі, вплив сонячної і геомагнітної

активності, вибухи, запуски ракет, ядерні випробування тощо), гідрометеорологічних процесів і раціонального природокористування, то ця особливість використовується під час реалізації міжнародних та національних програм, пов'язаних з вивченням ризиків і наслідків надзвичайних ситуацій природного і техногенного характеру, моніторингом навколишнього середовища, розвитком та модернізацією системи сейсмологічних спостережень і прогнозу землетрусів.

Основні відомості про іоносферу отримують сьогодні від установок, розташованих на Землі. Однак вони у змозі дати інформацію лише про параметри іоносфери її нижнього шару. Що стосується верхньої іоносфери, то відповідна інформація про висотний розподіл електронної концентрації раніше могла бути отримана тільки за допомогою іонозондів космічного базування [22], вертикальних запусків ракет [23–25] і нечисленних установок некогерентного розсіяння радіохвиль [11, 26–27]. Це доволі затратні технології, що вимагають значних коштів та часу.

Дані про характер зміни іоносфери (вміст загальної кількості електронів – TEC) залежно від різних гео-геліофізичних умов використовуються в моделях, які застосовуються в радіотехнічних системах, що використовують іоносферний канал, і дозволяють враховувати вплив середовища поширення сигналу на якість роботи таких систем. Прикладом такого використання може бути модель іоносфери, запропонована Klobuchar [1, 2], яка дає змогу враховувати вплив середовища поширення сигналів супутникової радіонавігаційної системи GPS під час роботи з одночастотними приймачами.

Міжнародною GNSS службою IGS поширюються іоносферні карти у форматі IONEX, що містять значення вертикального TEC для різних регіонів земної кулі з дискретністю: 2,5 – по широті, 5 – по довготі і 2 години – за часом [1]. Вихідними даними для створення таких карт є вимірювання параметрів сигналів GNSS-мережею наземних станцій.

Однак нерівномірний розподіл GNSS-станцій на поверхні Землі і практично повна їх відсутність в акваторіях океанів і полярних районах істотно знижує точність карт TEC і, як наслідок, ефективність їх використання.

Сьогодні для визначення характеристик різних об'єктів використовуються радіофізичні методи, засновані на розв'язуванні обернених задач математичної фізики. Ці методи знаходять широке застосування під час зондування іоносфери Землі. Функції іонозонда можуть виконувати мультичастотні супутникові системи GNSS, призначені для інших цілей.

Вимірювання параметрів супутникових сигналів у поєднанні з методами математичної обробки та моделювання знайшли широке застосування у зв'язку з впровадженням у практику досліджень сучасних обчислювальних засобів і методів експериментальних досліджень. Наявність штатних вимірів радіонавігаційних параметрів дає можливість використовувати GNSS-технології як вже існуючий, технічно досконалий, надійний, дуже поширений і в цьому сенсі порівняно дешевий інструмент отримання діагностичної інформації про атмосферу Землі. Зокрема вони дозволяють визначати висотний розподіл електронної концентрації іоносфери Землі з використанням спеціального математичного апарату розв'язання так званих некоректних обернених задач (без додаткового зондування за допомогою супутникових іонозондів та спеціальних іоносферних станцій).

Запропоновані в [36–44] методи визначення параметрів іоносфери за даними супутникових вимірювань дають можливість контролювати тільки інтегральний вміст електронного розподілу іоносфери Землі. Розглянутий в [14, 28] метод визначення параметрів іоносфери заснований на використанні класичної схеми радіопросвічування супутник-супутник. Він дає змогу визначати висотний розподіл електронної концентрації іоносфери Землі, але вимагає наявності одночасно двох супутників. Забезпечуючи глобальність спостереження за станом нижньої частини іоносфери Землі, цей метод не має високої просторової здатності, а отримати висотний розподіл іоносфери в певному місці і в конкретний час не завжди є можливим через геометрію процесу вимірювань.

GNSS-технології дають унікальну можливість отримання висотного профілю розподілу електронної концентрації іоносфери Землі в підорбітальному просторі супутників для різних геліо-

та геофізичних умов в будь-який час доби і будь-якій точці земної поверхні, зокрема океани і моря, північний і південний полюси [4, 10, 32–33, 45–46].

Отже, моніторинг земної іоносфери переходить на новий методичний і технологічний рівень, обумовлений сучасною модернізацією GNSS, та розвитком нових підходів і алгоритмів, що призначені для визначення параметрів іоносфери Землі. Цей перехід є новою ерою в іоносферних дослідженнях, оскільки основні властивості цих систем – можливість проводити вимірювання безперервно в часі і в просторі в будь-якій точці земної кулі – безпосередньо переносяться на іоносферний моніторинг і дозволяють забезпечити дослідження глобальних та регіональних явищ в іоносфері [16–18].

Використання навігаційних систем для вивчення та контролю стану іоносфери є науково-технологічним проривом в галузі дистанційного зондування верхньої атмосфери і має глобальну перспективу, що зумовлена великою кількістю GNSS-супутників і наземних станцій спостереження. Глобальні навігаційні супутникові системи можна використовувати для вивчення таких характеристик іоносфери, як інтегральна електронна концентрація (ТЕС) [35–37], профіль висотного розподілу електронної концентрації [10, 32–33], іоносферні неоднорідності [47], спорадичний E -шар [48], активність авроральної області іоносфери [35, 49], перенесення великомасштабних неоднорідностей [50], вплив штучних збурень на іоносферу [51–53], реально-часові і азимутально-часові варіації параметрів максимуму шару F_2 [54–58].

Постановка завдання. Засоби автоматизованого вимірювання геодезичних координат за допомогою GPS-технологій набувають дедалі ширшого застосування, тривалість цих вимірювань стає щораз коротшою. Це приводить до необхідності зменшити вплив систематичної похибки вимірювання геодезичних координат. При тому необхідно з'ясувати, які фізичні процеси спричиняють характерні середньорічні коливання, котрі містяться в даних вимірювання геодезичних координат, виконаних за допомогою космічних засобів.

Виклад основного матеріалу. Основні параметри іоносфери – концентрація електронів, іонний склад, температура – змінюються з висотою складно. Виділяють три основні області максимальної концентрації електронів – D -регіон (75–95 км), E -регіон (95–150 км), і F -регіон, який ділиться на додаткові шари: F_1 (від 150 км) і F_2 (300 км). Значення висот, що вказані в дужках, є орієнтовними, оскільки висота шарів, концентрація електронів та інші параметри мають значні варіації, як регулярні, так і спорадичні. Регулярні варіації в D і E області передусім визначаються рівнем освітленості іоносфери і тому добові і сезонні варіації тут найзначніші. В області F істотне значення набуває вплив магнітосферних процесів на рух плазми. Існує ще одна область – верхня іоносфера, що починається на висоті максимальної густоти електронів шару F_2 і простягається догори зі зменшенням їх густоти. Ця висота істотно змінюється, але рідко опускається нижче ніж 500–800 км.

Оскільки вплив зазначених вище факторів залежить від широти, прийнято окремо розглядати стан іоносфери в різних широтних поясах; екваторіальна або низькоширотна іоносфера розташовується від 0 до 35° , середньоширотна – 35 – 55° , субавроральна іоносфера – приблизно від 55 до 65° , далі до полюса простирається високоширотна іоносфера, яку, своєю чергою, розділяють на іоносферу авроральної зони і полярної шапки.

Дослідження іоносфери, до появи можливості прямих вимірювань, базувалися на використанні здатності іоносфери поглинати, відбивати, розсіювати радіосигнали. Найбільш поширеним був метод вертикального зондування, за якого вимірюється час поширення імпульсу від іонозонда до відбиваючого шару і назад до приймача сигналу. Використовується набір частот у короткохвильовому діапазоні ($f > 1$ МГц), висота точки відбивання зменшується із зростанням частоти радіосигналу і виміряна залежність затримки (висоти) від частоти хвилі (іонограми) використовується для обчислення висотного профілю електронної концентрації. До методів, які вико-

ристовують ту саму схему: передавач – іоносфера – приймач, належать похиле зондування, зворотньо-похиле зондування, радіопросвічування іоносфери сигналами із супутників, метод часткових відбивань і вимірювання проходження радіосигналів на конкретних радіотрасах.

До методів, що виділились в окремі самостійні напрями, можна зарахувати ріометричні дослідження, радіолокаційні дослідження, метод некогерентного розсіювання і дослідження поширення наддовгих хвиль.

Класичним засобом радіозондування іоносфери є іонозонди. Основним призначенням іонозонда є реєстрація іонограми з метою розрахунку профілю електронної концентрації, а також отримання інших іоносферних параметрів. Іонограма являє собою висотно-частотну матрицю амплітуд відображених іоносферою сигналів, тобто растрове зображення результату одного сеансу роботи іонозонда при вертикальному зондуванні іоносфери. Слід на іонограмі дозволяє отримати залежність уявної висоти відбитого іоносферою сигналу від частоти зондування або, інакше кажучи, висотно-частотну характеристику іоносферного радіоканалу. На основі такої отриманої характеристики здійснюється відновлення висотного профілю електронної концентрації [9]. Профіль може бути розрахований у висотному діапазоні від ~ 90 км до висоти максимуму електронної концентрації F_2 .

Основним недоліком іонозондів є те, що вони дають змогу розрахувати лише локальну електронну концентрацію і ТЕС тільки до висоти максимуму шару F_2 , а також їх мала кількість. Організована ще у 50-х роках минулого століття світова мережа іонозондів вертикального зондування іоносфери, що об'єднувала більше ста станцій, за останні роки інтенсивно замінюється цифровими іонозондами різної конструкції. Нині зараєстровано 78 станцій вертикального зондування іоносфери, частина з яких (близько 25 %) працюють з великими часовими затримками. У табл. 1 наведена географія розміщення іонозондів на Європейському континенті, що функціонують тепер. В Україні сьогодні, на жаль, немає жодної станції для вертикального зондування іоносфери.

Метод некогерентного розсіювання дає можливість найбільш комплексного вимірювання та діагностики наземними засобами параметрів іоносфери. У цьому методі використовуються потужні ультракороткохвильові або надвисочастотні радіолокатори, за допомогою яких вдається отримати інформацію про вертикальну структуру іоносфери та її динаміку. Радари некогерентного розсіювання, як найдосконаліші системи, що дозволяють виміряти електронну концентрацію практично у всьому діапазоні висот іоносфери, набули ще меншого поширення через високу вартість їх створення та експлуатації. Світова мережа нараховує всього лише 9 таких інструментів: три у Північній та Південній Америці (США, Пуерто-Ріко, Перу), три у Північній Європі-Скандинавії (Sondrestromfjord, Tromsø, Svalbard) та по одному в Україні (Харків), Росії (Іркутськ) і Японії (Shigaraki). Харківський радар некогерентного розсіювання є єдиним джерелом даних про основні параметри іоносфери у середніх широтах Центрально-Європейського регіону. Цей радар залежно від режимів роботи дає змогу отримувати такі параметри іоносфери: концентрацію електронів, температури електронів та іонів, вертикальну складову швидкості переносу іонізованої плазми тощо. При цьому діапазон висот становить 100–1500 км. На основі експериментальних даних харківського радара некогерентного розсіювання в Інституті іоносфери НАН України створена регіональна модель іоносфери – Central Europe Regional Ionospheric Model (CERIM ION). У моделі представлені сезонно-добові залежності концентрації електронів, температури електронів та іонів, значення вертикальної складової швидкості перенесення плазми, а також параметрів динамічних і теплових процесів у плазмі.

У 2010–2011 рр. на харківському радарі некогерентного розсіювання були проведені спостереження сезонно-добових змін параметрів іоносфери у періоди зимового і літнього сонцестоянь та весняного і осіннього рівнодень у діапазоні висот 200–700 км [5]. У табл.2 наведено статистику змін концентрації електронів N_e на висотах максимуму шару F_2 області F іоносфери.

Європейська мережа станцій вертикального зондування іоносфери

Назва станції	Координати		Тип іонозонда	Відповідальна організація	Країна
	φ	λ			
Athens	38	24	DPS-4	Національна обсерваторія м. Афін (NOA)	Греція
Dourbes	50	05	DGS-256	Метеорологічний королівський інститут (IRM)	Бельгія
Gibilmanna	38	14	AIS	Національний інститут геофізики і вулканології (INGV)	Італія
Juliusruh	54	13	DPS-4	Інститут фізики атмосфери (IAP)	Німеччина
Longyearbyen	78	16	Dynasonde	Європейська наукова асоціація некогерентного розсіювання (EISCAT) Svalbard	Норвегія
Moscow	55	37	DPS-4	Регіональний центр попереджень (RWC) Москва	Росія
Murmansk	68	33	AIS	Регіональний центр попереджень (RWC) Москва	Росія
Pruhonice	50	15	DPS-4	Астрономічний інститут Чехії	Чехія
Rome	42	13	DPS-4	Національний інститут геофізики	Італія
San Vito	40	17	DGS-256	Військово-повітряна дослідницька лабораторія (AFRL)	Італія
Tromso	70	19	Dynasonde	Європейська наукова асоціація некогерентного розсіювання (EISCAT) Tromso	Норвегія
Warsaw	52	21	VI.SRC.2	Регіональний центр попереджень (RWC) Warsaw	Польща

Таблиця 2

Статистика змін концентрації електронів над територією України

Період спостереження	Концентрація електронів N_e, m^{-3}	
	день	ніч
зима	$4.0 \cdot 10^{11}$	$2.0 \cdot 10^{11}$
весна	$5.0 \cdot 10^{11}$	$2.0 \cdot 10^{11}$
літо	$4.0 \cdot 10^{11}$	$3.0 \cdot 10^{11}$
осінь	$7.0 \cdot 10^{11}$	$2.0 \cdot 10^{11}$

Прямі методи вимірювання параметрів іоносфери і магнітосфери включають стратосферні дослідження, ракети і супутники. Зазвичай, це комплексні вимірювання, і кожен літальний апарат має на своєму борту цілу групу приладів: калориметри, магнітометри, ріометри.

Один із найважливіших показників стану іоносфери – загальний вміст електронів TEC можна або безпосередньо виміряти шляхом радіозондування, або розрахувати, використовуючи іоносферні моделі.

Існує два підходи до моделювання TEC . Перший підхід передбачає використання обраної моделі профілю електронної концентрації N_e , і величина TEC визначається як інтеграл від цього профілю $j-i$ уздовж розглянутої траєкторії s поширення радіохвилі, тобто $TEC = \int_j^i N_e(s) ds$.

Моделі концентрації електронів почали розробляти ще у 70–80 роки минулого століття. Найвідомішими стали такі моделі: Benta (1972), Chiu (1975), Penn State Mk III (1985), Semi-Empirical Low-Latitude Ionospheric Model (SLIM, 1985), Fully Analytical Ionospheric Model (FAIM, 1989) тощо.

Зауважимо, що зв'язок між TEC та концентрацією електронів N_e можна наближено подати такою залежністю:

$$TEC \approx 2.27 \cdot 10^5 \times N_e.$$

Величина TEC вимірюється в одиницях $TECU$ ($TEC Units$), що визначаються як 10^{16} ел./м². Тоді, використовуючи дані табл.2 і наведену залежність, можемо розрахувати значення TEC для території України. Дані обчислень наведені у табл.3.

Таблиця 3

Статистика змін загального вмісту електронів TEC над територією України

Період спостереження	TEC , ел./м ²	
	день	ніч
зима	9.1	4.5
весна	11.4	4.5
літо	9.1	6.8
осінь	15.9	4.5

Другий підхід передбачає пряме моделювання TEC . Таких моделей відомо доволі багато. Можемо лише зазначити дві з них, які мають широке застосування: це модель International Reference Ionosphere (IRI) та модель Klobuchra. Модель IRI розробляється спільною робочою групою Міжнародного союзу з дослідження радіохвиль (URSI) і Комітету з космічних досліджень (COSPAR). Нині відомі моделі IRI -1990, 2000, 2007, 2012. Модель повного електронного вмісту TEC Klobuchra була розроблена в кінці 70-х років XX ст. для корекції іоносферної затримки. Дані про стан іоносфери тут передаються за допомогою восьми коефіцієнтів, які обчислюються на основі емпіричної моделі Benta (1972) [3].

Основний недолік першого підходу полягає в тому, що наявні емпіричні моделі електронної концентрації $N_e(s)$ будуються на підставі припущення про обмеженість іоносфери верхньою межею по висоті (зазвичай 1000 км). За такого підходу не враховується вплив протоносфери Землі, яка насправді може робити істотний внесок у загальну величину TEC уздовж траєкторії поширення радіохвилі (до 30 %) [1]. Недоліком у другому підході є те, що існуючі емпіричні моделі TEC забезпечують доволі точне (з похибкою 30–50 %) прогнозування величин TEC лише у разі спокійного стану іоносфери. Однак в умовах геомагнітних збурень, подібні моделі можуть мати значно більші похибки.

І ще одна істотна деталь. Моделі іоносфери, що використовуються нині на практиці, не завжди коректно відображають просторово-часовий розподіл параметрів іоносфери в конкретних геофізичних умовах ще і тому, що більшість сучасних моделей побудовано на масивах експериментальних даних, отриманих на мережі іоносферних станцій північноамериканського регіону, і під час порівняння з експериментальними даними, отриманими в східній півкулі, спостерігаються істотні відмінності в розподілі основних параметрів іоносфери.

Отже, задача розробки іоносферної моделі, що забезпечує достовірне та оперативне прогнозування TEC , яка може бути використана для підвищення ефективності і якості функціонування

сучасних радіотехнічних систем, залишається актуальною. Для розробки моделі *TEC*, призначеної для використання в практичних цілях, найбільш перспективним підходом є побудова регіональної моделі, що допускає можливість періодичного коригування з поточних вимірювань, що виконуються за допомогою доступних засобів іоносферного моніторингу.

Останніми роками найпоширенішим методом дослідження стану іоносфери є використання двочастотних вимірів GNSS-сигналів. В основу таких методів покладена залежність величини іоносферної затримки від частоти сигналу, яка описується виразом

$$\frac{\Delta\rho_{iono,1}}{\Delta\rho_{iono,2}} = \frac{f_2^2}{f_1^2},$$

де $\Delta\rho_{iono,1}$, $\Delta\rho_{iono,2}$ – іоносферні затримки сигналів на частотах відповідно f_1 і f_2 .

Більша частина цих методів, так чи інакше, ґрунтується на застосуванні двох видів спостережень: кодових і фазових вимірювань псевдовідстані. Водночас кодові вимірювання псевдовідстані завжди однозначні, але мають істотний рівень флуктуаційних похибок, а фазові – характеризуються флуктуаційними похибками набагато меншими від кодових, але мають властивість неоднозначності. Розглянемо коротко ці питання детальніше.

При кодових спостереженнях **C/A**-, **P**-, або **Y**-коди передаються із супутника j в момент часу t^j на i -приймач і момент часу t_i з певною затримкою розповсюдження. Вона може бути трансформована у відстань, яку називають ще псевдовідстанню P_i^j , на основі такого виразу (в метрах):

$$P_i^j = c(t_i - t^j) = \rho_i^j + c(\Delta t_i - \Delta t^j) + \Delta\rho_{i,trop}^j + \Delta\rho_{i,iono}^j + c(b^j + b_i) + \varepsilon, \quad (1)$$

де ρ_i^j – геометрична відстань (функція координат супутника і приймача), $\Delta t_i, \Delta t^j$ – зміщення шкал годинників приймача і супутника відносно системи часу GPS, $\Delta\rho_{i,trop}^j$ – тропосферна затримка, $\Delta\rho_{i,iono}^j$ – іоносферна затримка, b^j, b_i – затримки сигналу у апаратній частині супутника і приймача, виражені в одиницях часу, ε – залишкові випадкові похибки.

Значення псевдовідстані P_i^j оцінюються на рівні 3 м для коду **C/A** і 0.3 м для **P**-коду.

Спостереження фази хвилі-носія, після її множення на довжину хвилі сигналу на кожній частоті, виражається так (в метрах):

$$L_i^j = \rho_i^j + c(\Delta t_i - \Delta t^j) + \Delta\rho_{i,trop}^j - \Delta\rho_{i,iono}^j + \lambda N_i^j + \varepsilon, \quad (2)$$

де λ – відповідна довжина хвилі, а N_i^j – цілочисельна неоднозначність фази хвилі-носія (у циклах).

Розрахункове значення L_i^j не перевищує 2 мм.

В основі будь-якого GNSS-опрацювання лежать лінійні кодові або фазові комбінації. Для двочастотних приймачів супутникових сигналів може бути використана спрощена частотна залежність

$$\rho_i'^j = \rho_i^j + c(\Delta t_i - \Delta t^j) + \Delta\rho_{i,trop}^j. \quad (3)$$

Тоді для кодових спостережень на частотах f_1 та f_2 , з врахуванням (1) і (3) отримаємо такі залежності:

$$\begin{aligned} P_{i,1}^j &= \rho_i'^j + \Delta\rho_{iono}^j + c(b^{j,1} + b_{i,1}), \\ P_{i,2}^j &= \rho_i'^j + \frac{f_1^2}{f_2^2} \Delta\rho_{iono}^j + c(b^{j,2} + b_{i,2}), \end{aligned} \quad (4)$$

а для фазових, з врахуванням (2) і (3)

$$\begin{aligned} L_{i,1}^j &= \rho_i'^j - \Delta\rho_{iono}^j + \lambda_1 N_{i,1}^j, \\ L_{i,2}^j &= \rho_i'^j - \frac{f_1^2}{f_2^2} \Delta\rho_{iono}^j + \lambda_2 N_{i,2}^j. \end{aligned} \quad (5)$$

Відомо також, що

$$\Delta\rho_{iono}^j = \frac{40.3}{f_{1,2}^2} \times TEC. \quad (6)$$

У цьому випадку TEC – загальний інтегральний вміст електронів (кількість електронів, що знаходяться у стовпі від супутника до приймача перерізом в 1 м^2). Найкоротша довжина шляху s через іоносферу у напрямі зеніту (вертикальний напрям) і тому TEC у такому випадку називають $VTEC$, а її значення при цьому є найменшими. Для напрямів на супутник (похилих напрямів) її позначають через $STEC$. На рис. 1 наведено геометричне трактування $VTEC$ і $STEC$. Точку заломлення променя з шару іоносфери називають підіоносферною точкою – Ionospheric Pierce Point (IPP). Її координати визначають просторове розташування TEC , що вимірюється.

$VTEC$ можна приблизно уявити у вигляді сферичного нескінченно тонкого за товщиною шару, який розташований на висоті h_{iono} , що становить близько 450 км (рис. 2).

Залежність між $STEC$ і $VTEC$ можна подати так:

$$STEC = VTEC \times \frac{1}{\sqrt{1 - \sin^2 z'}},$$

де z' – зенітна відстань підіоносферної точки IPP. Своєю чергою

$$\sin z' = \sin z \times \frac{R_3}{R_3 + h_{iono}},$$

а зенітна відстань z може бути розрахована за відомими положеннями супутника j та приймача i .

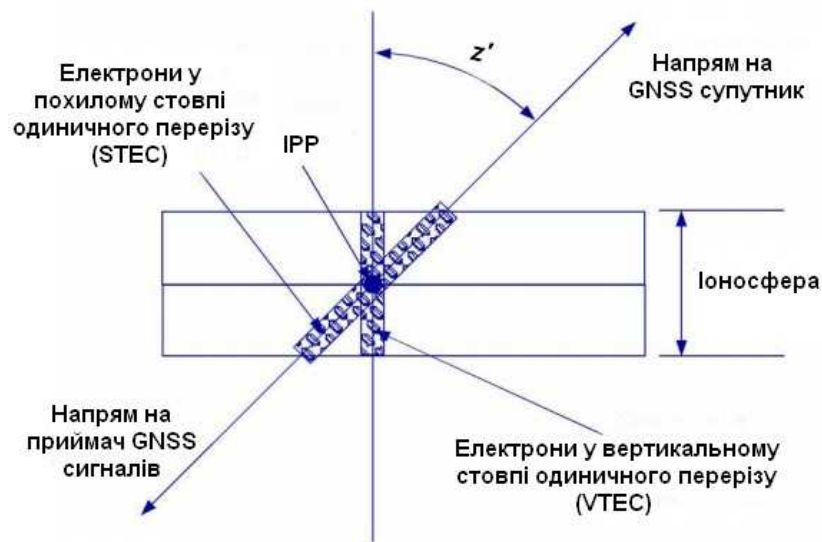


Рис. 1. До поняття про $VTEC$ і $STEC$

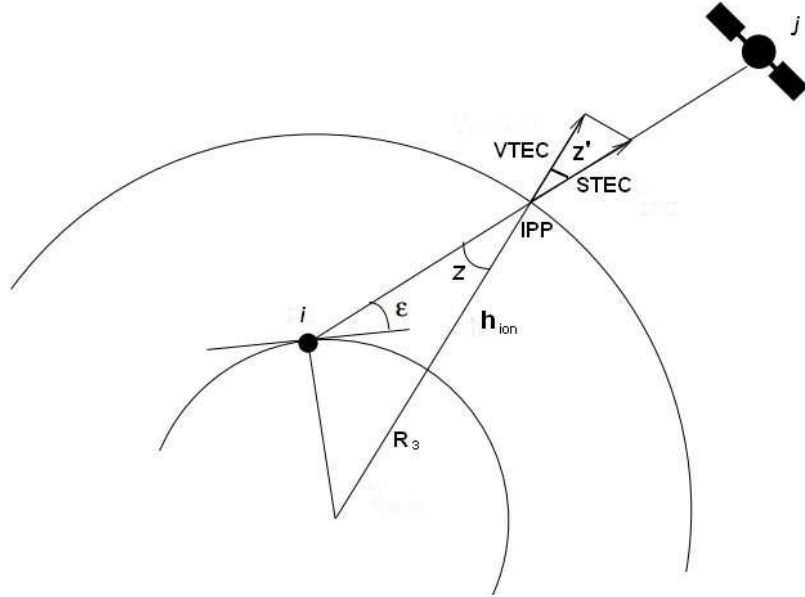


Рис. 2. Геометричний зв'язок VTEC і STEC

У разі квазіодночасного приймання кодів сигналів на двох частотах (P_1 і P_2) або фаз (L_1 і L_2) їхня різниця, тобто ($P_2 - P_1$) або ($L_2 - L_1$) майже повністю виключає геометричні умови спостережень і пов'язані похибки (орбіти супутника, зміщення годинників, тропосфери). Їх ще називають іоносферно-вільними геометричними псевдовідстанями (geometry free linear combination) і класично використовують для іоносферних досліджень. Для цієї станції GNSS спостережень різниця кодових псевдовідстаней ($P_2 - P_1$) при відомих затримках сигналу у апаратній частині супутника і приймача на основі формул (4) дає абсолютний рівень іоносферної корекції

$$(P_2^j - P_1^j) = \Delta\rho_{iono}^j \frac{f_1^2 - f_2^2}{f_2^2} + -c \left[(b^{j,2} - b^{j,1}) + (b_2 - b_1) \right], \quad (7)$$

звідки

$$\Delta\rho_{iono}^j = \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \times \left\{ (P_2^j - P_1^j) - c \left[(b^{j,2} - b^{j,1}) + (b_2 - b_1) \right] \right\}, \quad (8)$$

або, з врахуванням (6), для STEC отримаємо

$$STEC^j = \frac{1}{40.3} \left(\frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \right) \times \left\{ (P_2^j - P_1^j) - c \left[(b^{j,2} - b^{j,1}) + (b_2 - b_1) \right] \right\}. \quad (9)$$

Для різниць ($L_2 - L_1$), згідно з (5), невідомими залишаються також неоднозначності фазових спостережень

$$(L_2^j - L_1^j) = -\Delta\rho_{iono}^j \left(\frac{f_1^2 + f_2^2}{f_2^2} \right) + (\lambda_2 N_2^j - \lambda_1 N_1^j) \quad (10)$$

звідки

$$\Delta\rho_{iono}^j = \frac{f_2^2}{f_1^2 + f_2^2} \times \left[(L_1^j - L_2^j) + (\lambda_2 N_2^j - \lambda_1 N_1^j) \right], \quad (11)$$

або, з врахуванням (6), для STEC отримаємо

$$STEC^j = \frac{1}{40.3 f_1^2} \left(\frac{f_1^2 - f_2^2}{f_1^2 + f_2^2} \right) \times \left\{ (L_1^j - L_2^j) + (\lambda_2 N_2^j - \lambda_1 N_1^j) \right\}. \quad (12)$$

Всі відомі методи визначення іоносферної затримки $\Delta\rho_{iono}$ або інтегрального вмісту електронів TEC з використанням двочастотних кодових і фазових вимірювань можна умовно розділити на три групи.

До першої групи належать методи, які не виконують завдання оцінки неоднозначності, а використовують значення зміни фази в часі. У цьому випадку можливі два варіанти. В одному з них кодові псевдовідстані у (4) згладжуються точнішими фазовими псевдовідстанями (5), після чого згладжені таким чином кодові псевдовідстані можуть бути використані під час формування іоносферних лінійних комбінацій (geometry free linear combination) у (7). У другому – формуються іоносферні лінійні комбінації для кодових (7) і фазових (10) вимірювань, після чого отримані кодові комбінації згладжуються фазовими.

До другої групи методів можна зарахувати методи, пов'язані з використанням тільки фазових вимірювань. У цьому випадку розв'язування задачі визначення іоносферної затримки на основі формули (11) досягається за рахунок надлишкової кількості вимірювань порівняно з кількістю оцінюваних параметрів. Реалізувати цей підхід можна лише на мережі станцій спостережень (мережі перманентних станцій).

Для обох груп (за винятком першого варіанта) невідома величина фазової неоднозначності призводить до істотних похибок результату.

До третьої групи належать методи, ідея яких полягає у визначенні цілочисельної неоднозначності окремо для кожної з частот (5) з подальшим формуванням кодових комбінацій (geometry-free linear combination), які не містять величину геометричної відстані супутник-приймач і складову, обумовлену розбіжністю шкал часу годинника приймача і супутника (3), а різниця $(\lambda_2 N_2^j - \lambda_1 N_1^j)$ у (11) чи (12) вважається вже відомою.

Недоліком таких методів є необхідність оцінки фазових неоднозначностей, що робить неможливим їх застосування у реальному часі.

Для уникнення оцінки фазових неоднозначностей існують методи, що базуються на спільному опрацюванні кодових вимірювань псевдовідстані і доплерівських вимірювань псевдошвидкостей. Використання доплерівських вимірювань замість фазових дозволяє уникнути необхідності виявлення стрибків фази і їх подальшого згладження та отримати оцінку іоносферної затримки з точністю, значно вищою, ніж у разі використання тільки фазових вимірювань. Головним недоліком таких методів є невідповідність між вимірюваннями псевдовідстаней і псевдошвидкостей, яка проявляється у аномальних стрибках при оцінці іоносферної затримки, і обумовлена внутрішніми похибками приймача супутникових сигналів, природа яких ще не вивчена.

Висновки. Отже, переваги глобальних навігаційних систем для моніторингу іоносфери Землі полягають ось у чому:

1) можливість використання існуючих GNSS сигналів; 2) наявність добре розвиненої мережі наземних станцій міжнародної GNSS служби (IGS), європейської перманентної мережі (EPN) та національних мереж активних референсних станцій (ZAKPOS/UA-EUPOS); 3) застосування для вимірювань стандартних мультичастотних приймачів супутникових сигналів геодезичного класу; 4) інтегральний вміст електронів TEC не залежить від припущень про магнітне поле Землі аж до висоти 20000 км; 5) дані вимірювань містять інформацію по всій товщі іоносфери.

1. *Іоносферні карти:* <ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/products/ionex/>. 2. Брюнелли Б.Е., Терещенко Е.Д., Ткачев Г.Н., Ковалевская Л.В. *Некогерентное рассеяние радиоволн // Апатиты, 1980.* 3. Фаткуллин Н.М., Зеленова Т.И., Козлов В.К. и др. *Эмпирические модели среднеширотной ионосферы.* – М.: Наука, 1981. – 256 с. 4. Емельянов Л.Я., Ляшенко М.В., Черногор Л.Ф. *Региональная модель основных параметров ионосферной плазмы// VIII Украинская конференция по космическим исследованиям (Солнечно-земные связи и космическая погода): Сборник тезисов. Крым, Евпатория. – 2008. – С. 34.* 5. Черногор Л.Ф., Домнин И.Ф., Емельянов Л.Я., Котов Д.В., Ляшенко М.В. *Исследование ионосферных процессов над Украиной// Космічні дослідження в*

Україні 2010–2012. – К.: Академперіодика, 2012. – С.33–43. 5. Bilitza D., McKinnel L.-A., Reinisch B., Fuller-Rowell T., International reference, ionosphere today and in the future. J. Geod. 85, 909–920 (2011). doi:10.1007/s00190-010-0427-x. 6. Khattatov et al. Ionospheric nowcasting via assimilation of GPS measurements of ionospheric electron content in a global physics-based time-dependent model // Q. J. R. Meteorol. Soc., 131, 2005. pp. 3543–3559. 7. Klobuchar J., Ionospheric time-delay algorithm for single-frequency GPS users // IEEE Transactions on Aerospace and Electronics System, 1987, AES 23(3), 325–331. 8. Bidaine B, Warrant R (2010) Assessment of the NeQuick model at mid-latitudes using GNSS TEC and ionosonde data. Advances in Space Research 45(9):1122. 9. Жеребцов Г.А., Заворин А.В., Медведев А.В., Носов В.Е., Потехин А.П., Шпынев Б.Г. Иркутский радар некогерентного рассеяния // Радиотехника и электроника. – 2002. – Т.47. – № 11. – С. 1–7. 10. Ратовский К.Г., Потехин А.П., Медведев А.В., Куркин В.И. Современный цифровой ионозонд DPS-4 и его возможности // Солнечно-земная физика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. – Вып.5 (118). – С.102–104. 11. Захаров И.Г., Ляшенко М.В. Сравнение экспериментальных и модельных значений полного электронного содержания в ионосфере над Восточной Европой // Радиофизика и радиоастрономия. – 2003. – Т. 8, 3. – С. 280–286. 12. Иванов-Холодный Г.С., Михайлов А.В. Прогнозирование состояния ионосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 190 с.