

УДК 523.3+521.97+528.514+551.241

**Н. І. Каблак**Лабораторія космічних досліджень Ужгородського національного університету  
88000 Ужгород, вул. Далека, 2а**Индекс рефракції та атмосферна поправка  
у відстань до штучних супутників Землі**

*Запропоновано емпіричні залежності зміни індексу рефракції сухої та вологої атмосфери. Отримані гармоніки сезонних змін атмосферної поправки.*

*ИНДЕКС РЕФРАКЦИИ И АТМОСФЕРНАЯ ПОПРАВКА В РАССТОЯНИЕ К ИСКУССТВЕННЫМ СПУТНИКАМ ЗЕМЛИ, Каблак Н. И. — Предложены эмпирические зависимости изменения индекса рефракции сухой и влажной атмосферы. Получены гармоника сезонных изменений атмосферной поправки.*

*INDEX OF REFRACTION AND ATMOSPHERIC CORRECTION IN DISTANCE TO ARTIFICIAL SATELLITES, by Kablak N. I. — Empirical-formula relationships for the change of index of refraction of dry and wet atmosphere are offered. Harmonics of seasonal changes for the atmospheric correction are deduced obtained.*

В останні три десятиліття геодезія, геодинаміка, навігація та багато інших наук пережили справжню революцію завдяки застосуванню штучних супутників Землі (ШСЗ). У більшості технологій та методик, які застосовують ШСЗ, використовуються електромагнітні імпульси, які проходять на своєму шляху земну атмосферу. Величина впливу атмосфери (тропосфери і стратосфери) на поширення електромагнітних хвиль (ЕМХ) визначається характером зміни показника заломлення повітря.

Серед шляхів підвищення точності врахування впливу атмосфери на результати віддалемірних спостережень ШСЗ є використання даних аерологічного зондування атмосфери. Сучасні показники оперативності, доступності і точності зондування не є достатніми для масового використання при обчисленні атмосферних поправок безпосередньо на момент спостереження. Причин для цього є багато. Моменти метеорологічних зондувань і моменти спостережень ШСЗ не збігаються. Місце проведення аерологічного зондування може бути досить віддаленим від пункту супутникових спостережень. Проте використання даних аерологічного зондування атмосфери дає можливість досліджувати особливості розподілу метеорологічних величин з

висотою, характер їхньої зміни протягом року і, таким чином, розробляти локальні моделі атмосфери, ближчі до реальних умов. Будь-яка зміна атмосферного тиску  $P$ , температури повітря  $T$  та вологості  $W$ , а отже, і парціального тиску  $e$  призводить до змін показника заломлення  $n$  в атмосфері: повільних (добових і сезонних) і швидких, пов'язаних з турбулентністю в атмосфері. Для обчислення атмосферної поправки  $\Delta\rho$  за даними аерологічного зондування атмосфери спочатку потрібно визначити значення коефіцієнтів індексу рефракції в точках проходження електромагнітного імпульсу.

#### ДОСЛІДЖЕННЯ ЗМІН ІНДЕКСІВ РЕФРАКЦІЇ З ВИСОТОЮ ДЛЯ СУХОЇ ТА ВОЛОГОЇ АТМОСФЕРИ

Для дослідження фізичного стану атмосфери, тобто зміни індексів рефракції сухої ( $N_c$ ) та вологої ( $N_b$ ) атмосфери з висотою було використано миттєві профілі метеопараметрів  $P$ ,  $T$ ,  $e$  за 1999 р. для п'яти досліджуваних пунктів (Ужгород, 235 зондувань; Львів, 185 зондувань; Київ, 319 зондувань; Харків, 120 зондувань; Сімферополь, 236 зондувань). Кількість рівнів, на яких вимірювалися аерологічні параметри, залежить від частоти запиту радіозонда і висоти  $h_{\text{вг}}$  верхньої границі вимірювань ( $h_{\text{вг}} = 10...30$  км). Кількість рівнів при одному зондуванні складала 18...45. Час запуску радіозонда в 1999 р. —  $0^h$  всесвітнього часу. Похибка вимірювань аерологічних параметрів залежать від типу радіозонда. У нашому випадку вона становить відповідно 100 Па 0.5 К і 5 % при вимірюванні тиску, температури і відносної вологості.

Функція зміни індексів заломлення сухої і вологої атмосфери з висотою близька до експоненціальної:

$$N = N_0 \exp[-a(h - h_0)], \quad (1)$$

де  $N \equiv N_c$  (або  $N_b$ ),  $h_0$  — висота пункту над рівнем моря,  $N_0$  — значення індексу заломлення у пункті на час спостережень. Основною характеристикою зміни величини  $N$  з висотою є параметр  $a$ . Він різний у різних пунктах і залежить від сезону року. Для визначення цього параметра за даними аерологічних зондувань співвідношення (1) будемо шукати як лінійну регресію

$$y = ax + b, \quad (2)$$

де введено нові змінні

$$y = -\ln \frac{N}{N_0}, \quad x = h - h_0, \quad (3)$$

які залежать від  $h$  і  $N$ ; коефіцієнт  $b$  близький до нуля. Величина  $y$  в основному додатна, що рівнозначно умові  $N < N_0$ . За цими формулами і значеннями  $h$ ,  $N$ , знайденими за аерологічними вимірами, отримаємо масив точок  $x$ ,  $y$  і лінію регресії

$$y = \bar{a}x + \bar{b}, \quad (4)$$

що є усередненою залежністю (2) для даного сезону. Параметр  $\bar{b}$  близький до нуля. Коефіцієнт регресії для тропосфери склав  $\sigma \approx 0.998$  для  $N_c$  і  $\sigma \approx 0.96$  для  $N_b$ . Масив точок  $h_i$ ,  $N_i$ , необхідних для визначення  $x_i$ ,  $y_i$ , отримали з аерологічних даних у різних пунктах протягом сезону (зима, весна, літо, осінь) на  $0^h$  і  $12^h$  всесвітнього часу. Для розрахунків використовувались значення  $N_b$  в тропосфері, висота  $h_{\text{тр}}$  якої не перевищувала 13—14 км. Аерологічні дані для визначення  $N_c$  не перевищували висоти

30—32 км. Для точнішого визначення зміни  $N_c$  з висотою експоненціальною функцією висота атмосфери розбивалась на два інтервали: від 0 до  $h_{тр}$  і від  $h_{тр}$  до 32 км.

Перейдемо в (4) від змінної  $x$  до  $h$ , підставивши (3) в (4):

$$-\ln \frac{N}{N_0} = \bar{a}(h - h_0) + \bar{b},$$

звідки отримаємо

$$N = N_0 \exp(\bar{a}h_0 - \bar{b}) \cdot \exp[-\bar{a}h].$$

Вводячи в останній формулі позначення сталої

$$N_0'' = N_0 \exp(\bar{a}h_0 - \bar{b}),$$

одержимо усереднену експоненціальну криву зміни  $N$  з висотою в даному пункті:

$$N = N_0'' \exp[-\bar{a}h]. \quad (5)$$

З формули (5) випливає, що  $N_0''$  рівне середньому значенню індексу заломлення у пункті, якщо  $h = 0$ . Очевидно, на висоті  $h = h_0$  середній індекс заломлення  $N = N_0'' \exp[-\bar{a}h_0]$ .

Результати обчислень коефіцієнтів  $a$  і  $N_0''$  для тропосфери у п'яти пунктах за даними нічних спостережень 1999 р. наведені в табл. 1 для індексу заломлення вологої атмосфери  $N_v$ .

Таблиця 1. Значення коефіцієнтів  $a$  і  $N_0''$  зміни індекса заломлення  $N_v$  з висотою у тропосфері

Пункт	Зима		Весна		Літо		Осінь	
	$a$	$N_0''$	$a$	$N_0''$	$a$	$N_0''$	$a$	$N_0''$
Ужгород	0.439	31.9	0.499	55.4	0.501	102.8	0.497	8.9
Львів	0.421	34.7	0.464	52.6	0.502	107.5	0.447	7.7
Київ	0.497	38.3	0.506	54.2	0.517	110.6	0.523	9.9
Харків	0.450	34.1	0.526	47.0	0.547	99.9	0.504	8.4
Сімферополь	0.404	34.4	0.424	41.3	0.517	104.4	0.444	7.6

Похибка коефіцієнта  $a$  визначалася згідно із розподілом Стьюдента [3] при рівні значимості  $\varepsilon = 0.15$ . Для різних сезонів і пунктів вона не перевищувала 0.005 для сухої атмосфери і 0.05 для вологої атмосфери. Максимальна середня квадратична похибка визначення  $N_0''$  для тропосфери складає  $\sigma = 6$  для  $N_c$  і  $\sigma = 11$  для  $N_v$ .

Величини коефіцієнтів  $a$  зміни індекса заломлення сухої атмосфери  $N_c$  з висотою на проміжку висот від  $h_{тр}$  до 32 км мало змінюються протягом року і майже однакові для п'яти пунктів:  $a = 0.157 \pm 0.001$ ;  $N_0'' = 454 \pm 13$ . У тропосфері (до висоти  $h_{тр}$ ) помітні лише сезонні зміни  $n_c$ . Усереднені для п'яти пунктів значення коефіцієнтів  $a$  і  $N_0''$  влітку менші, ніж узимку:

параметр	зима	весна	літо	осінь
середній коефіцієнт $a$ зміни $n_c$	0.113	0.110	0.106	0.109
коефіцієнт $N_0''$ зміни $n_c$	288	281	269	279

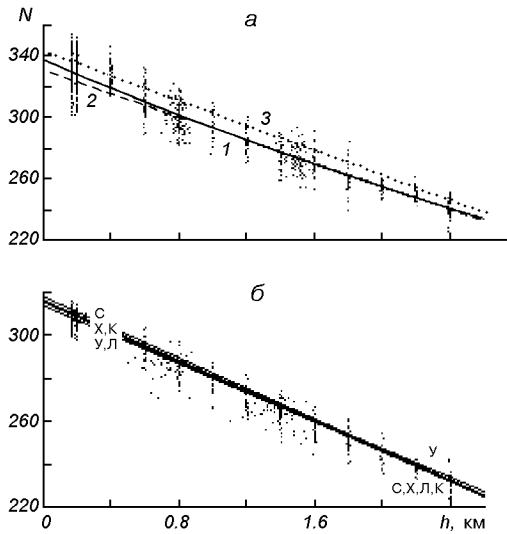


Рис. 1. Зміна індексу заломлення з висотою у приземному шарі атмосфери: *a* — для Києва (крива 1 — літо 2004 р., 0<sup>h</sup> UT, 2 — 12<sup>h</sup> UT, 3 — літо 1999 р., 0<sup>h</sup> UT), *б* — взимку 1999 р. в 0<sup>h</sup> для пунктів Київ (К), Ужгород (У), Харків (Х), Львів (Л), Сімферополь (С)

Для точнішої оцінки зміни сумарного індексу  $N$  з висотою експоненціальною функцією (5) висота тропосфери розбивалась на три інтервали висот: від  $h_0$  до 2.5 км, від 2.5 до 6.5 км і від 6.5 до  $h_{тр}$ . На рис. 1, *a* наведені точки — окремі значення індексу заломлення на висотах від  $h_0$  до 2.5 км влітку в Києві в 2004 р. в 0 годин всесвітнього часу, а суцільна крива — їхня апроксимація (5). Відповідна залежність для 12<sup>h</sup> UT показана штриховою лінією: до висоти 1 км значення  $N$  в денний час менші на 1—4 одиниць. За п'ять років середні значення індексу заломлення в Києві зменшилися на 2—4 одиниць. Крива зміни  $N$  влітку 1999 р. на 0<sup>h</sup> приведена пунктирною лінією.

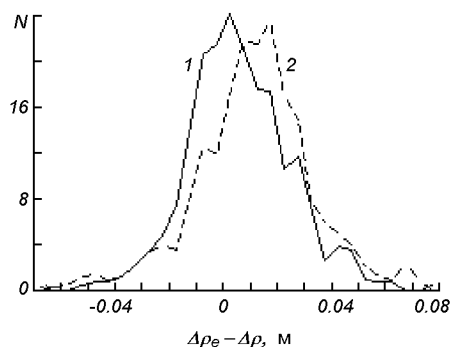
На рис. 1, *б* наведено значення індексу заломлення на висотах до 2.5 км у Києві взимку в 1999 р. в 0 годин всесвітнього часу. Суцільна крива (К) — графік функції (5), знайдений за цими точками в інтервалі висот від  $h_0$  до 2.5 км. На той же час приведені криві зміни з висотою ще для чотирьох пунктів: Ужгород (У), Харків (Х), Львів (Л), Сімферополь (С). Найбільші значення  $N$  на висотах до 1 км спостерігалися для Сімферополя, найменші — для Ужгорода і Львова.

#### ТРОПОСФЕРНА ЗАТРИМКА

На основі даних аерологічного зондування атмосфери у пункті Київ за 2002—2004 рр. для  $UT = 0^h$  та  $UT = 12^h$  досліджено значення атмосферних поправок у віддаль до ШСЗ  $\Delta\rho_e$  (еталонні значення), визначених за даними аерологічного зондування, значень поправок  $\Delta\rho_{GPS}$ , знайдених за даними GPS-спостережень, а також значень  $\Delta\rho_S$ , обчислених по моделі Саастамойнена, з використанням тільки наземних значень метеопараметрів  $\rho_0$ ,  $T_0$ ,  $W_0$  [4].

Для аналізу результатів на рис. 2 наведено розподіл різниць атмосферних поправок  $\Delta\rho_e - \Delta\rho_S$  та різниць  $\Delta\rho_e - \Delta\rho_{GPS}$  за 2002—2004 рр. при  $UT = 0^h$  для п. Київ. По вертикальній осі відкладена частота для одиничного інтервалу  $d$  цих різниць:  $P = m/(n\Delta d)$ , де  $m$  — число значень  $d$ , що попадає в відповідний інтервал  $\Delta d$ ;  $n$  — число всіх значень  $d$ , що використовувалися в обчисленнях. Розходження між  $\Delta\rho_e$  і  $\Delta\rho_S$  пояснюється тим, що  $\Delta\rho_S$  не враховує вертикальний розподіл змін метеорологічних параметрів. На значення поправки в радіодіапазоні великий вплив також мають інверсії

Рис. 2. Розподіл різниць атмосферних поправок  $\Delta\rho_e - \Delta\rho_S$  і  $\Delta\rho_e - \Delta\rho_{GPS}$  (2) за 2002—2004 рр. в п. Київ при  $UT = 0^h$



Таблиця 2. Середні значення та середнє квадратичне відхилення  $\sigma$  різниць атмосферних поправок (м)

Статистика	2002 р.		2003 р.		2004 р.		2002—2004 рр.	
	$\Delta\rho_e - \Delta\rho_S$	$\Delta\rho_e - \Delta\rho_{GPS}$	$\Delta\rho_e - \Delta\rho_S$	$\Delta\rho_e - \Delta\rho_{GPS}$	$\Delta\rho_e - \Delta\rho_S$	$\Delta\rho_e - \Delta\rho_{GPS}$	$\Delta\rho_e - \Delta\rho_S$	$\Delta\rho_e - \Delta\rho_{GPS}$
Середнє	0.006	0.014	0.005	0.008	0.006	0.015	0.005	0.012
$\sigma$	0.015	0.015	0.020	0.017	0.018	0.023	0.018	0.018

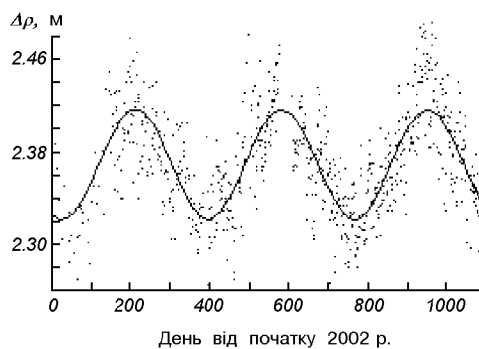
температури, які зумовлюють зростання парціального тиску атмосфери, який впливає на величину поправки. В табл. 2 подано середні значення різниць  $\Delta\rho_e - \Delta\rho_S$  і  $\Delta\rho_e - \Delta\rho_{GPS}$ , середнє квадратичне відхилення  $\sigma$  від середнього значення.

Графік розподілу різниць  $\Delta\rho_e - \Delta\rho_{GPS}$  зміщений відносно нуля. Центри обробки GPS-спостережень тропосферну поправку  $\Delta\rho_{GPS}$  визначають як невідомий параметр на деякому проміжку часу спостережень.

Атмосферні поправки мають чітко виражені річні зміни, що дає змогу з певною точністю прогнозувати значення поправок в наперед задані моменти спостережень. В роботі [2] подано графіки річної зміни атмосферної поправки для пунктів Львів та Одеса. Криву річної зміни було апроксимовано поліномом 4-го степеня і зроблено прогноз. Для дворічного періоду — поліномом 6-го степеня. Значно простішою є апроксимація річної зміни атмосферної поправки рядом Фур'є.

На рис. 3 наведено значення атмосферних поправок у віддаль при радіовіддалемірних спостереженнях за даними аерологічного зондування атмосфери в п. Київ протягом 2002—2004 рр. для  $UT = 0^h$ . По вертикальній осі відкладені значення поправок  $\Delta\rho$ , по горизонтальній осі — номер дня,

Рис. 3. Сезонні зміни поправок у віддаль і їхнє представлення гармонікою за даними зондування атмосфери в п. Київ протягом трьох років,  $UT = 0^h$



починаючи з 1 січня 2002 р. Добре помітні сезонні зміни значень поправок: влітку вони значно більші, ніж взимку. За цими точками методом найменших квадратів можна знайти гармоніки — емпіричні рівняння для визначення поправки  $\Delta\rho$ . Для  $UT = 0^h$  та  $UT = 12^h$  вони відповідно мають вигляд

$$\begin{aligned}\Delta\rho &= 0.0474\sin\left(\frac{2\pi n}{368.782} + \frac{242.835^\circ\pi}{180^\circ}\right) + 2.3643, \\ \Delta\rho &= 0.0413\sin\left(\frac{2\pi n}{366.929} + \frac{234.574^\circ\pi}{180^\circ}\right) + 2.3557,\end{aligned}\tag{6}$$

Підставляючи у формули (5) і (6) номер дня  $n$  від початку 2002 р., можна прогнозувати значення поправки  $\Delta\rho$  на будь-який день на 0 і 12 годин всесвітнього часу. Середня квадратична похибка визначення прогнозованої поправки складає  $\sigma = 0.03$  м.

#### ВИСНОВКИ

З метою підвищення точності розв'язків задач космічної геодезії досліджено фізичний стан атмосфери у п'яти пунктах регіону України (Київ, Львів, Ужгород, Харків, Сімферополь). Запропоновано емпіричні залежності зміни індексів показника заломлення сухої ( $N_s$ ) та вологої ( $N_w$ ) атмосфери з висотою. Знайдено параметри зміни сумарного індексу заломлення  $N$  з висотою у вищезазначених пунктах у нижній, середній і верхній тропосфері за даними вимірювань протягом року. Для визначення впливу атмосфери на віддалемірні спостереження ШСЗ у пунктах Київ, Львів, Ужгород, Харків, Сімферополь ми рекомендуємо застосовувати експоненціальні моделі зміни з висотою  $N_s$ ,  $N_w$ ,  $N$  з визначеними коефіцієнтами. Отже, у пунктах, де проводяться спостереження і де немає можливості отримувати достовірну метеорологічну інформацію, для обчислення атмосферної поправки можна використовувати запропоновані методи.

1. Каблак Н. І., Клімик В. У. та ін. Вплив атмосфери на віддалемірні спостереження штучних супутників Землі // *Наук. вісник Ужгородського ун-ту. Сер. фізика.*—1999.— Вип. 5.—С. 67—70.
2. Паляниця Б. Б. Методи визначення атмосферної поправки у супутникові виміри в оптичному та радіодіапазонах: Дис. ... канд. тех. наук. — Львів, 2004.—149 с.—Машинопис.
3. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. — М.: Наука, 1965.
4. Mendes V. B. Modelling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques. — Fredericton, Department of Geodesy and Geomatics Engineering University of New Brunswick, 1999.—Technical report N 199.

Надійшла до редакції 22.05.06