

МОДЕЛЮВАННЯ ВМІСТУ ВОДЯНОЇ ПАРИ В АТМОСФЕРІ

І.В.Швалагін, Н.І.Каблак, М.М.Осипенко

Ужгородський держуніверситет

В роботі представлено результати дослідження впливу парів води на віддалемірні спостереження супутників за даними 260 аерологічних зондувань атмосфери в п'яти пунктах регіону України.

В теперішній час широкого застосування в космічній геодезії набула глобальна супутникова система визначення місцеположення GPS (Global Positioning System), відома також під назвою NAVSTAR, яка замінила систему TRANSIT [1,2].

Система GPS розрахована на високоточне вимірювання просторових координат і вектора швидкості руху об'єкту, що визначається в будь-який момент часу і в будь-якій точці земної поверхні (включаючи навколосемний космічний простір). GPS використовує штучні супутники Землі (ШСЗ), які знаходяться на високих орбітах і період обертання яких 12 год. Повний комплект космічної системи повинен нараховувати 18 ШСЗ, розташованих на трьох орбітах з нахилом 63° . При такому розташуванні в полі зору спостерігача завжди знаходяться не менше чотирьох ШСЗ.

Спостерігач, вибравши чотири ШСЗ, які знаходяться в даний час в полі зору, вимірює до них так звані псевдовідстані. Навігаційні сигнали передаються з борту ШСЗ на двох несучих частотах- 1575 і 1227 МГц.

Основне рівняння GPS системи:

$$\vec{r} = \vec{R} + \vec{\rho}, \quad (1)$$

де $\vec{\rho}$ - визначає миттєве положення супутника в топоцентричній, а \vec{r} - в геоцентричній координатних системах; \vec{R} - радіус-вектор задає положення станції спостереження на земній поверхні.

Рівняння для визначення псевдовідстані має вигляд [1]:

$$\rho' = \rho + c\Delta\tau, \quad (2)$$

$$\Delta\tau = \sigma_r - \sigma_s, \quad (3)$$

де $\sigma_r - \sigma_s$ - відхилення показів годинників супутника і приймача від єдиної шкали часу;

c - швидкість світла у вакуумі.

Для одержання справжньої відстані до ШСЗ необхідно до величини вимірюваної відстані ρ ввести поправку $\Delta\rho$ за вплив атмосфери. Її враховують введенням тропосферної $\Delta\rho_T$ та іоносферної $\Delta\rho_I$ поправок у виміряну відстань.

Іоносфера є дисперсуючим середовищем для радіохвиль. Тому вплив іоносфери виключають, проводячи вимірювання на двох несучих частотах [1]. Врахування впливу нейтральної атмосфери досить громіздке. Затримку $\Delta\rho_T$ можна представити у виді суми двочлена [3]:

$$\Delta\rho_m = \Delta\rho_c + \Delta\rho_e = 10^{-6} \int_S N_c dS + 10^{-6} \int_S N_e dS, \quad (4)$$

де N_c - складова індекса рефракції сухої нейтральної атмосфери, N_e - складова індекса рефракції, що спричинена впливом парів води. Інтегрування проводиться вздовж просторової кривої поширення імпульсу від ШСЗ до спостерігача - S.

В даній роботі для дослідження впливу парів води на радіовіддалемірні спостереження ШСЗ було використано 260 даних денних аерологічних зондувань

атмосфери в п'яти пунктах регіону України. Поправку $\Delta\rho_b$ обчислено на основі термодинамічних співвідношень за вимірними тільки на поверхні Землі метеопараметрами: температури T_0 , °К; тиску P_0 , мбар; відносної вологості W_0 , %.

Значення температури повітря T_i і тиску P_i на висоті h_i виражаються в такий спосіб [4]:

$$T_i = T_0 - \beta_i h_i \quad (5)$$

$$P_i = P_0 \left(1 - \frac{\beta_i h_i}{T_0} \right)^{m_0 c_{p,i}/R} \quad (6)$$

Індекси 0, і - означають, що значення величин відносяться до поверхні Землі, а також до висоти атмосфери h_i , відповідно. R - універсальна газова стала.

Вертикальний градієнт температури β_i на висоті h_i над поверхнею Землі (тобто швидкість зміни температури із висотою):

$$\beta_i = \frac{g}{C_{p,i}}, \quad (7)$$

де g - прискорення вільного падіння $g=9,81\text{м/с}^2$, причому g_i в залежності від географічної широти φ та висоти пункту спостереження над рівнем моря h_0 можна написати так :

$$g_i = 9,806 [1 - 0,0026 \cos 2\varphi - 0,00031(h_0 + h_i)], \quad (8)$$

Питома теплоємність вологого повітря:

$$C_{p,i} = 1,005 \cdot 10^7 (1 + 0,96 S_i), \quad [\text{см}^2/\text{с}^2 \text{град}] \quad (9)$$

Еквівалентну молекулярну вагу m_0 вологого повітря можна обчислити за формулою:

$$m_0 = 29 \cdot 18 / (18 + 11 S_0) \quad (10)$$

Питома вологість повітря на поверхні Землі S_0 , тобто кількість водяної пари в грамах, що міститься в одному грамі вологого повітря виражається так:

$$S_0 = 0,622 e_0 / (P_0 - 0,378 e_0) \quad (11)$$

Парціальний тиск e_0 водяної пари обчислюється по формулі Магнуса [5].

Парціальний тиск e_i , виражений через вміст водяної пари S_i на висоті атмосфери h_i рівний:

$$e_i = \{29 \cdot S_i / (18 + 11 S_i)\} P_i, \quad [\text{мбар}] \quad (12)$$

Для знаходження питомої вологості повітря на будь-якій висоті h_i над поверхнею Землі, якщо відоме значення S_0 , автори ряду робіт пропонують різні співвідношення. Так, наприклад, Хрґіан подає такий вираз [6]:

$$S_i = S_0 \cdot 10^{-bh_i - ch_i^2} \quad (13)$$

де b і c - сталі, які залежать від пори року.

Матвеев дає наступну залежність [4]:

$$S_i = S_0 \cdot e^{-\alpha h_i}, \quad (14)$$

де α змінюється в межах $\alpha = (0,42 - 0,84)\text{км}^{-1}$.

Звичайно реальний розподіл S_i не можна точно описати жодною залежністю. В термодинамічній моделі, S_i представлено так:

$$S_i = S_0 \cdot e^{-0,42 h_i}, \quad (15)$$

де h_i - в кілометрах.

Отже, профіль індекса рефракції

$$N_{b_i} = 64,68 \frac{e_i}{T_i} + 3,718 \cdot 10^5 \frac{e_i}{T_i^2} \quad (16)$$

вдovж шляху поширення електромагнітної хвилі S одержується із рівнянь (5) - (15).

Для оцінки точності термодинамічної моделі було проведено порівняння значень поправок $\Delta\rho_b^T$ із значеннями $\Delta\rho_b$ визначеними за реальними миттєвими профілями метеопараметрів, які одержані саме під час спостережень ШСЗ [7] та із значеннями $\Delta\rho_b^{XII}$, визначеними по моделі Хопфільда [8].

На рис.1 представлені гістограми усереднених різниць атмосферних поправок $(\Delta\rho_b - \Delta\rho_b^T)$ та $(\Delta\rho_b - \Delta\rho_b^{XII})$ для регіону України. Із результатів досліджень слідує, що на $z=75^\circ$ максимальна різниця поправок становить приблизно ± 16 см, а на $z=0^\circ$ - ± 4 см.

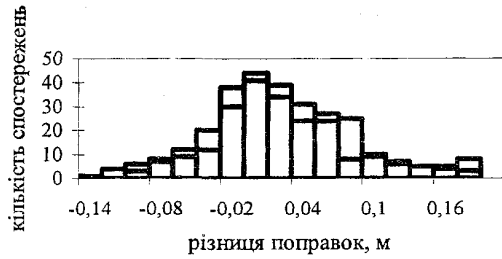
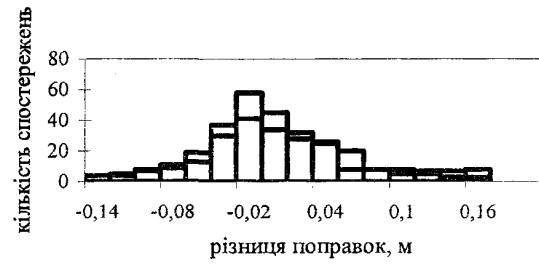


Рис. 1. Гістограми різниць атмосферних поправок для регіону України ($z=0^\circ$)



Продовження Рис. 1 ($z=75^\circ$)

Такі розходження перш за все пояснюються тим, що висотний розподіл вмісту водяних парів неможливо точно представити певними співвідношеннями із-за локальних особливостей атмосфери. В термодинамічній моделі приймається, що висотний хід вмісту водяної пари описується експоненціальною залежністю (15), де коефіцієнт α приймається сталою

величиною. Для більш детального дослідження вмісту водяної пари у атмосфері за формулою (11) було знайдено S_i на кожній висоті h_i в 5-ти досліджуваних пунктах, а по них до висоти $h_n=16$ км були визначені миттєві значення коефіцієнта α за формулою:

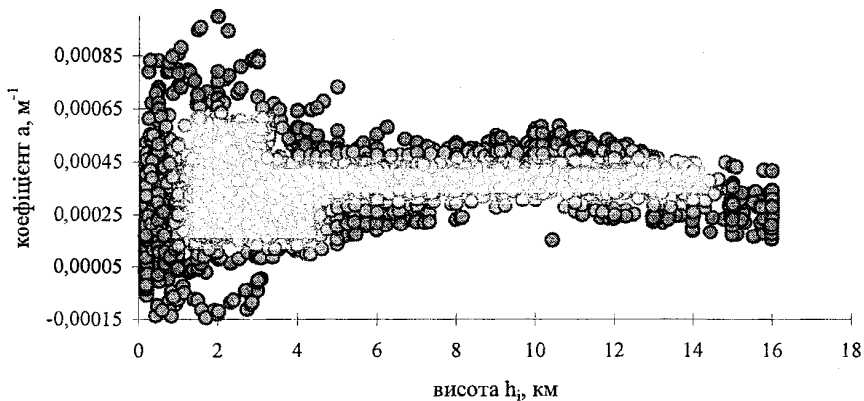
$$\alpha = \ln(S_i/S_0) / h_i \quad (17)$$


Рис.2. Зміна коефіцієнта α з висотою h_i протягом року для пункту Ужгород

На рис.2 представлено реальні зміни коефіцієнта α з висотою h_i протягом року в безхмарні дні для Ужгорода. Для інших пунктів результати аналогічні. Із аналізу результатів видно, що до висоти $h_i=6$ км, спостерігаються великі зміни α (від -0.14 до $+0.93$) км^{-1} . Лише на висотах $h=(8-11)\text{км}$ α є достатньо стабільним у всіх досліджуваних пунктах протягом року і приблизно рівний $\alpha \approx 0.42\text{км}^{-1}$.

Використовуючи реальні значення α_i , на основі термодинамічної моделі було обчислено $\Delta\rho_b^{T*}$ і проведено порівняння із аналогічними еталонними значеннями $\Delta\rho_b$ (рис.3). Із результатів слідує, що в межах допустимої точності, числові значення

поправок збігаються. Отож термодинамічна модель була б достатньо ефективною, якби висотний хід α можна було б представити в кожному конкретному випадку.

Модель, що побудована на термодинамічних співвідношеннях, дозволяє визначити $\Delta\rho_b$ на $z=75^\circ$ із точністю $\pm 5\text{мм}$, якщо α є реальними. Отже, при цьому з'ясовується необхідність дослідження регіональних і локальних особливостей моделей редукцій, які повинні залежати від пори року і від часу проведення віддалемірних спостережень (день чи ніч).

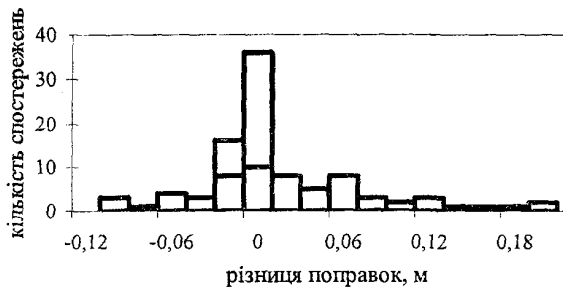
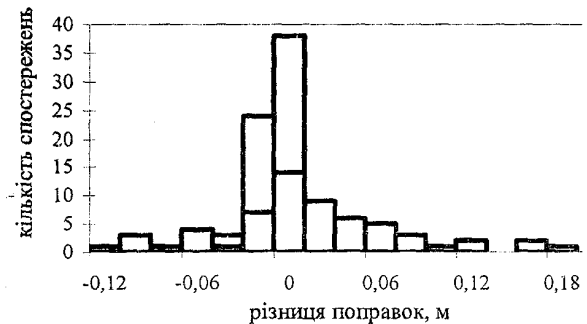


Рис. 3. Гістограми різниць атмосферних поправок для пункту Київ ($z=0^\circ$)



Продовження Рис. 3 ($z=75^\circ$)

1. Ліхтенегер Г., Коллінз Д, Гоффман-Велленгоф Б. Глобальна система визначення місцеположення (GPS): теорія і практика.- Київ: Наукова думка, 1976.-С.377.
2. Большаков В.Д., Деймлих Ф., Голубев А.Н., Васильев В.П., Радио-геодезическое и электрооптические измерения. -Москва: Недра, 1985.-С.303.

3. Казаков Л.Я., Ломакин А.Н. Неоднородности коэффициента преломления воздуха в тропосфере.- М.:Наука,1976,-165 с.
4. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.- Л.:Гидрометеоздат, 1976.- 639с.
5. Marini J.W. Murray J.C.W. Correction of laser range tracking data for atmospheric refraction at elevations above 10 degrees //NASA. Tech.Rep.-1973.-X-591-73-351.
6. Хргиан А.Х. Физика атмосферы.- Л.: Гидрометеоздат, 1978.-Т.1.-247 с.; Т.2.- 319с.
7. Н.И.Каблак, М.Т.Миронов. Вплив парів води в атмосфері на радіовіддалемірні спостереження ШСЗ // Кинематика и физика небесных тел.- 1998. -т.14, №3. -с.288-291.
8. Hopfield H.S. Two-quartic tropospheric refractive profile for correcting satellite data //J.Geophys.Res.-1969.-74, No18-P.4487-4499.

MODELLING OF OF WET COMPONENT IN ATMOSPHERE

I.V.Shvalagyn, N.I.Kablak, M.M.Osipenko

Uzhgorod State University

In this paper given the results of investigation of water vapour influence on radio ranging satellite observations using 260 values of daily aerological sounding of the atmosphere at five stations in Ukraine.