

МОДЕЛЮВАННЯ ТРОПОСФЕРНОЇ ЗАТРИМКИ ПРИ РАДІОВІДДАЛЕМІРНИХ СПОСТЕРЕЖЕННЯХ ШТУЧНИХ СУПУТНИКІВ ЗЕМЛІ

Н. І. Каблак, У. І. Каблак, І. В. Швалагін, О. В. Лисак
Ужгородський національний університет, Лабораторія космічних досліджень
вул. Волощина, 54, Ужгород, 88000, Україна
(Отримано 5 серпня 2002 р.; в остаточному вигляді — 22 жовтня 2002 р.)

За даними аерологічного зондування атмосфери в Кривому Розі досліджено фізичний стан атмосфери та побудовано локальну модель атмосфери.

Ключові слова: атмосфера, затримка сигналу, радіовіддалемірні спостереження, штучний супутник Землі.

PACS number(s): 95.40.+s

За останнє десятиріччя апаратурні можливості GPS — глобальної позиційної системи та системи лазерної локації — SLR зросли вже настільки, що основним фактором, який обмежує точність вимірів, є вплив земної атмосфери на характеристики поширення електромагнетних хвиль. Пункти і станції GPS і SRL вимірів на цю пору швидким темпом обсотують земну кулю, набувають більшого розвитку тривалі щорічні GPS кампанії. Апаратурні можливості таких систем уже забезпечують практично міліметрову точність визначення місця розташування. Проте реальна точність з урахуванням впливу атмосфери, за нашою оцінкою, є щонайменше на півтора-два порядки нижчою.

Величина впливу атмосфери на поширення електромагнетних хвиль визначається характером зміни індексу показника заломлення повітря. Останній характеризується особливостями розподілу атмосферного тиску, температури й вологости повітря.

Із низки робіт [1–4] випливає, що при розв'язку задач атмосферної корекції на основі методів моделювання затримки сигналу використовують, в основному, три підходи:

1. Чисте моделювання. У цьому випадку тропосферну затримку розраховують за даними метеовимірювання в точці розташування приймача з використанням математичної моделі поширення радіохвиль у неоднорідному середовищі. Похибка такого моделювання зазвичай не перевищує 3 см.

2. Зовнішнє калібрування. Відрізняється від першого випадку тим, що за математичною моделлю з використанням даних аерологічних зондувань у точці спостереження розраховують лише суху компоненту затримки. Внесок вологости повітря визначають шляхом вимірювання незалежним методом,

наприклад, за допомогою радіометра водяних парів (РВП).

3. Самокалібрування. При використанні цього методу внесок вологої компоненти визначається за допомогою обробки даних глобальних навігаційних супутникових систем (ГНСС). При обробці результатів необхідно враховувати залежність тропосферної затримки від кута місця спостереження.

Серед шляхів підвищення точності впливу атмосфери є використання даних аерологічного зондування атмосфери, якщо не безпосередньо для обчислення поправок $\Delta\rho$ у виміряну до штучного супутника Землі віддаль, то, принаймні, для детальних досліджень реальної структури атмосфери [5–7]. Будь-яка зміна атмосферного тиску (P), температури (T), парціального тиску (E) веде, як наслідок, до таких змін індексу показника заломлення повітря (N) в атмосфері:

1) повільних — пов'язаних з процесами добового й сезонного ходу;

2) швидких — пов'язаних з турбулентністю в атмосфері.

Узявши до уваги сказане, ми побудували модель локальної атмосфери для пункту Кривий Ріг, що підвищує точність урахування впливу атмосфери на радіовіддалемірні спостереження штучного супутника Землі. Для цього використано 113 миттєвих профілів метеопараметрів, на основі яких досліджено залежність зміни тиску, температури, вологости та індексів показника заломлення сухого (N_C) і вологого (N_B) повітря від висоти h в атмосфері за сезонами року.

Нижче наведено визначені функціональні залежності величин P , T , E , (N_C) для чотирьох пір року до висоти тропопаузи:

Зима	Літо
$T = T_0 - 6.1389h$	$T = T_0 - 7.0262h$
$P = P_0 \cdot \exp(-0.1385h)$	$P = P_0 \cdot \exp(-0.131h)$
$E = E_0 \cdot \exp(-0.5157h)$	$E = E_0 \cdot \exp(-0.524h)$
$N_B = N_{B_0} \cdot \exp(-0.4331h)$	$N_B = N_{B_0} \cdot \exp(0.4528h)$
$N_C = N_{C_0} \cdot \exp(-0.124h)$	$N_C = N_{C_0} \cdot \exp(-0.11h)$

Весна	Осінь
$T(h) = T_0 - 6.0349h$	$T(h) = T_0 - 6.5662h$
$P(h) = P_0 \cdot \exp(-0.1359h)$	$P(h) = P_0 \cdot \exp(-0.1395h)$
$E(h) = E_0 \cdot \exp(-0.5438h)$	$E(h) = E_0 \cdot \exp(-0.536h)$
$N_B(h) = N_{B_0} \cdot \exp(-0.4863h)$	$N_B(h) = N_{B_0} \cdot \exp(-0.5323h)$
$N_C(h) = N_{C_0} \cdot \exp(-0.119h)$	$N_C(h) = N_{C_0} \cdot \exp(-0.1154h)$

та вище від тропосфери:

Зима	Літо
$T(h) = T + 0.4152h$	$T(h) = T + 1.456h$
$P(h) = P \cdot \exp(-0.0514h)$	$P(h) = P \cdot \exp(-0.152h)$
$N(h) = N \cdot \exp(-0.0269h)$	$N(h) = N \cdot \exp(-0.0357h)$

Весна	Осінь
$T(h) = T + 0.41747h$	$T(h) = T + 1.236h$
$P(h) = P \cdot \exp(-0.144h)$	$P(h) = P \cdot \exp(-0.0152h)$
$N(h) = N \cdot \exp(-0.0323h)$	$N(h) = N \cdot \exp(-0.0258h)$

де $T_0, P_0, E_0, N_{B_0}, N_{C_0}$ — значення відповідних величин на поверхні Землі в пункті спостереження.

На основі одержаних результатів визначено нижню межу тропопаузи й максимальну висоту атмосфери, вище від якої вмістом водяної пари можна знехтувати. Середня висота тропопаузи для зими — $h = 8.86$ м, для весни — $h = 10.41$ м, для літа — $h = 10.62$ м і для осені $h = 10.42$ м. Середня висота атмосфери, вище від якої вмістом водяної пари можна нехтувати, взимку становить 9.36 км, навесні — 10.12 км, влітку — 11.71 км і восени — 10.92 км.

Використовуючи отримані залежності для зміни температури, тиску, вологості та індексів показника заломлення повітря з висотою, значення поправки за вплив атмосфери на точність радіовіддалемірних

спостережень обчислювали за формулою:

$$\Delta\rho = 10^{-5} \int_{h_0}^h N_C dh + 10^{-6} \int_{h_0}^h N_B dh,$$

де інтегрування проводили методом трапецій.

Розходження між значеннями поправок, отриманими методом чисельного інтегрування $\Delta\rho_T$ (еталон) і за моделлю локальної атмосфери $\Delta\rho_E$, значно менші, ніж розходження між значеннями поправок, визначеними методом чисельного інтегрування і за відомою моделлю Саастамойнена $\Delta\rho_S$. У середньому за рік різниці поправок становлять:

для $Z = 0^\circ$	для $Z = 70^\circ$
$\Delta\rho_T - \Delta\rho_E = (0.012 \pm 0.0013)$ м	$\Delta\rho_T - \Delta\rho_E = (0.128 \pm 0.0029)$ м
$\Delta\rho_T - \Delta\rho_S = (0.019 \pm 0.0016)$ м	$\Delta\rho_T - \Delta\rho_S = (0.280 \pm 0.0083)$ м.

Таким чином, створена модель локальної атмосфери для пункту Кривий Ріг дає точніший результат урахування впливу атмосфери, ніж наявні стандартні моделі, тобто вона бере до уваги реальний стан атмосфери в певному пункті.

Отже, на сьогодні з метою підвищення точності радіометричних вимірювань слід використовувати локальні моделі атмосфери для цих пунктів спостережень.

- [1] V. B. Mendes, *Modeling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques* (Department of Geodesy and Geomatic Engineering University of New Brunswick), Technical Report 199, (1999).
- [2] А. В. Прокопов, *Космічна наука і технологія* 7, № 4, 163 (2001).
- [3] І. М. Терза, І. В. Швалагін, *Кинем. физ. небесн. тел.* 2, N 2, 18 (2000).

- [4] Б. Б. Паляниця, *Сучасні досягнення геодезичної науки і виробництва в Україні* (Львів, 1997).
- [5] Н. І. Каблак, М. Т. Миронов, *Кинем. физ. небесн. тел.* 14, № 3, 288 (1998).
- [6] І. Г. Колчинський, Н. Т. Миронов, І. І. Мотрунич, Р. Д. Шопяк, *Наблюдения ИСЗ*, № 21, 393 (1983).
- [7] І. І. Мотрунич, І. В. Швалагін, *Астрометрия и астрофизика*, Вып. 37, 61 (1979).

**MODELLING OF THE NATURE OF TROPOSPHERIC DELAY ON RADIO DISTANCE
MEASUREMENTS TO SATELLITE**

N. I. Kablak, U. I. Kablak, I. V. Shvalagin, O. V. Lysak
*Uzhgorod State University,
54 Voloshyn Str., Uzhgorod, 88000, Ukraine
e-mail: space@univ.uzhgorod.ua*

Falling back on the atmosphere observations from the air conducted in Kryvyj Rih have been investigated the sical state and localist model of the atmosphere have been constructed.