

УДК 521.2+520.16

Вплив парів води в атмосфері на радіовіддалемірні спостереження штучних супутників ЗемліН. І. Каблак¹, М. Т. Миронов²¹Ужгородський держуніверситет Міністерства освіти України,
294000 Ужгород, вул. Далека 2²Головна астрономічна обсерваторія Національної академії наук України,
252650, Київ ДСП 22, Голосіїв

Розроблено ряд моделей для визначення поправки на віддаль за нейтральну атмосферу (сухе повітря і пари води). Труднощі виникають при визначенні поправки на віддаль внаслідок зміни вмісту парів води в атмосфері. Тому в роботі представлено результати дослідження впливу парів води на віддалемірні спостереження супутників за даними 260 денних аерологічних зондувань атмосфери та за наземними значеннями метеопараметрів в п'яти пунктах регіону України. Для підвищення точності модельного представлення і визначення значення поправки за рахунок впливу парів води потрібно враховувати локальні особливості атмосфери.

ВЛИЯНИЕ ВОДЯНЫХ ПАРОВ В АТМОСФЕРЕ НА РАДИОДАЛЬНО-МЕРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ИСКУССТВЕННЫХ СПУТНИКОВ ЗЕМЛИ, Каблак Н. И., Миронов Н. Т. — Разработан ряд моделей для определения поправки на расстояние за нейтральную атмосферу (сухой воздух и пары воды). Трудности возникают при определении поправки на расстояние вследствие изменения содержания паров воды в атмосфере. Поэтому в работе представлены результаты исследования влияния водяных паров в атмосфере на радиодальномерные наблюдения спутников по данным 260 дневных аерологических зондирований атмосферы и по наземным значениям метеопараметров в пяти пунктах региона Украины. Для повышения точности модельного представления и определения значения поправки за влияние водяных паров необходимо учитывать локальные особенности атмосферы.

THE INFLUENCE OF WET COMPONENT ATMOSPHERE ON RADIO RANGING OBSERVATIONS OF THE EARTH ARTIFICIAL SATELLITES, by Kablak N. I., Myronov M. T. — Some models for determining the distance-correction for neutral atmosphere (dry air and water vapours) have been developed. The difficulties appear when determining distance-correction due to the change in the content of water vapours in the atmosphere. Therefore we give the results of investigation of water vapour influence on radio ranging satellite observations using 260 values of daily aerological sounding of the atmosphere and ground-based values of weather parameters at five stations in Ukraine. To increase the accuracy of model presentation and determination of

correction for water vapour influence, it is necessary to take into account local peculiarities of the atmosphere.

Дослідження затримки радіосигналу $\Delta\rho$ при поширенні в земній атмосфері та її врахування при проведенні високоточних віддалемірних спостережень ШСЗ все ще залишається актуальним.

Для найбільш точного обчислення $\Delta\rho$, оцінки її граничних значень та часових змін необхідно використовувати реальні миттєві профілі метеопараметрів, які одержані саме під час спостережень ШСЗ.

Затримку радіосигналу в нейтральній атмосфері можна представити у виді суми двох членів; поправки за вплив сухої атмосфери $\Delta\rho_c$ і поправки за вплив парів води $\Delta\rho_n$:

$$\Delta\rho = \Delta\rho_c + \Delta\rho_n = 10^{-6} \int N_c ds + 10^{-6} \int N_n ds. \quad (1)$$

Тут [1]

$$N_c = 77.64 \frac{p_1}{T}$$

— складова індекса рефракції в сухій нейтральній атмосфері;

$$N_n = 64.68 \frac{e}{T} + 3.718 \cdot 10^5 \frac{e}{T^2}$$

— складова індекса рефракції, спричинена парами води; $p_1 = p - 1$ — парціальний тиск сухого повітря, мбар*; e — парціальний тиск водяної пари, мбар; p — атмосферний тиск, мбар; T — температура повітря, К.

Для дослідження впливу парів води у атмосфері на радіовіддалемірні спостереження ШСЗ $\Delta\rho_n$ використані реальні дані аерологічного зондування атмосфери на протязі року в безхмарні дні від поверхні Землі до висоти 25—30 км в п'яти пунктах регіону України.

Таблиця 1. Середні значення поправки $\Delta\rho_n$ в досліджуваних пунктах

Пункт	H, м	Число денних зондувань	$\Delta\rho_n$, м	
			z = 0°	z = 75°
Ужгород	120	56	0.103 ± 0.008	0.399 ± 0.031
Київ	170	63	0.088 0.007	0.338 0.028
Чернівці	210	52	0.090 0.007	0.346 0.027
Шепетівка	280	31	0.059 0.006	0.231 0.023
Львів	330	58	0.103 0.007	0.386 0.027

В табл. 1 подано назви пунктів аерологічного зондування, кількість зондувань в кожному з них, середні значення поправок $\Delta\rho_n$ і середні квадратичні відхилення для зенітних відстаней $z = 0^\circ$ і $z = 75^\circ$.

Похибка обчислення поправки $\Delta\rho_n$ методом чисельного інтегрування по даних аерологічного зондування атмосфери зумовлена похибками вимірювання метеопараметрів і становить біля 2 мм в зеніті.

В усіх досліджуваних пунктах на $z = 75^\circ$ в зимовий період, коли температура повітря низька, і парціальний тиск водяної пари малий, $\Delta\rho_n$ становить 0.1—0.2 м. Влітку, завдяки високій температурі на поверхні Землі, $\Delta\rho_n$ становить 0.7—0.9 м. Необхідно відмітити, що величина поправки $\Delta\rho_n$ не залежить від висоти пункту над рівнем моря, що свідчить про локальні особливості вологої атмосфери.

* 1 мбар = 100 Па

З таблиці видно, що при $z = 75^\circ$ в Києві ($H = 170$ м) $\Delta\rho_n$ відрізняється від значення $\Delta\rho_n$ для Шепетівки на 0.1 м, хоч обидва пункти знаходяться приблизно в однакових кліматичних зонах, що свідчить про локальні особливості атмосфери. Свій вклад на величину $\Delta\rho_n$ вносить велике місто та Дніпро.

Значення $\Delta\rho_n$, одержані методом чисельного інтегрування із використанням миттєвих профілів метеопараметрів, вважаються найточнішими, проте не завжди є можливість проводити аерологічне зондування атмосфери в пункті спостереження ШСЗ. Окрім цього, втрачається оперативність обчислення $\Delta\rho_n$. Саме тому розроблено цілий ряд моделей для визначення поправки в дальність при радіовіддалемірних спостереженнях ШСЗ тільки за наземними значеннями тиску P_0 , температури T_0 , відносної вологості W_0 [3—6].

Поправку $\Delta\rho_n$ також можна обчислити на основі термодинамічних співвідношень, використовуючи метеопараметри, виміряні тільки на поверхні Землі. Припустимо, що сухе повітря і водяну пару можна вважати ідеальним газом, тропосферу — політропною, в якій виконуються умови гідростатичної рівноваги. В політропній атмосфері зміна температури повітря T_i із висотою h_i визначається так:

$$T_i = T_0 - \gamma_i h_i,$$

де $\gamma_i = g_i/c_n$ — температурний градієнт. Прискорення вільного падіння в залежності від географічної широти φ і висоти H пункту спостереження над рівнем моря можна записати у такий спосіб [7]:

$$g_i = 9.806 [1 - 0.0026 \cos 2\varphi - 0.00031(H + h_i)].$$

Питома теплоємність вологого повітря [2]:

$$C_{ni} = 1.005 \cdot 10^7 (1 + 0.96 S_i), \text{ см}^2 / (\text{с}^2 \text{град})$$

де S_i — питома вологість повітря.

$$P_i = P_0 \left(1 - \frac{\gamma_i h_i}{t_0} \right)^{\frac{m_0 C_{ni}}{R}},$$

де R — універсальна газова стала.

Еквівалентну молекулярну вагу m_0 вологого повітря можна обчислити за формулою [2]:

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

Отож, парціальний тиск водяної пари e_i на висоті h_i рівний:

$$e_i = [29 S_i / (18 + 11 S_i)] P_i.$$

В роботі [2] висотний хід S_i представлено експонентою

$$S_i = S_0 \exp(-\alpha h_i),$$

де в середньому прийнято $\alpha = 0.42 \text{ км}^{-1}$. Питома вологість на поверхні Землі можна знайти із термодинамічних співвідношень:

$$S_0 = \frac{0.622 e_0}{P_0 - 0.378 e_0},$$

а парціальний тиск — за формулою Магнуса [7]:

$$e_0 = \frac{W_0}{100} \cdot 6.11 \cdot 10^{\frac{7.5(T_0 - 273.15)}{237.3 + (T_0 - 273.15)}}.$$

Аналіз результатів дослідження висотного розподілу парціального тиску e_i і питомої вологості S_i на основі реальних профілів метеопараметрів свідчить, що на висотах вище $h = 12$ км вмістом парів води можна

Таблиця 2. Середні значення поправок $\Delta\rho_n^T$

Пункт	$\Delta\rho_n^T$, м	
	$z = 0^\circ$	$z = 75^\circ$
Ужгород	0.095 ± 0.006	0.371 ± 0.025
Київ	0.083 0.006	0.317 0.026
Чернівці	0.089 0.0064	0.338 0.025
Шепетівка	0.057 0.006	0.223 0.023
Львів	0.098 0.006	0.377 0.024

нехтувати. Тому в термодинамічній моделі для визначення $\Delta\rho_n^T$ інтегрування проводились лише до висоти $h_n = 12$ км.

В табл. 2 представлено середні значення поправок $\Delta\rho_n^T$ і їхні середні квадратичні відхилення для $z = 0^\circ$ і $z = 75^\circ$ в досліджуваних пунктах.

Якщо вважати еталоном значення $\Delta\rho_n^T$, визначені за даними аерологічного зондування атмосфери, то термодинамічна модель дозволяє визначити поправку за вплив водяних парів при радіовіддалемірних спостереженнях ШСЗ в зенітній області із точністю до 5 см. Такі розходження пояснюються тим, що висотний розподіл вмісту водяних парів неможливо точно представити певними співвідношеннями через локальні особливості атмосфери. За обчисленими по формулі (11) значеннями S_i на кожний день в досліджуваних пунктах до висоти $h \approx 16$ км були визначені миттєві значення коефіцієнта експоненціальної залежності питомої вологості повітря з висотою.

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 $h \approx 8-11$ км значення α достатньо стабільні в усіх досліджуваних пунктах протягом року і становлять приблизно 0.42 км $^{-1}$.

Отже, одночасно з розвитком техніки радіовіддалемірних спостережень ШСЗ, існує необхідність підвищення точності редукацій за атмосферу. При цьому з'ясовується необхідність дослідження регіональних і локальних особливостей моделей редукацій.

1. Казаков Л. Я., Ломакин В. С. Неоднородности коэффициента преломлений воздуха в тропосфере. — М.: Наука, 1976.—165 с.
2. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1976.—639 с.
3. Askne J., Nordius H. Estimation of tropospheric delay for microwaves from surfaces weather data // Radio Sci.—1987.—22, N 3.—P. 379—386.
4. Baby H. B., Cole P., Lavergnat J. A model for tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements // Radio Sci.—1983.—23, N 6.—P. 1023—1038.
5. Davis J. L., Herring J. A., Shapiro I. I., et al. Geodesy by radiointerferometry: effects of atmospheric modelling errors on estimates of baseline length // Radio Sci.—1985.—20, N 6.—P. 1593—1607.
6. Lanyi G. Tropospheric delay affecting radio interferometry // Proc. of the International Symp. on Space Techniques for Geodynamics, Sopron, Hungary, July 9-13. — , 1984.—Vol. 2.—P. 184—195.
7. Marini J. W., Murray C. W. (1973): Correction of baser range tracking data for atmospheric refraction at elevation above 10 degrees. NASA /GSCF X-591-73-351.
8. Saastamoinen I. J. Contribution to the theory of atmospheric refraction // Bull. geod.—1973.—N 107.—P. 13—34.

Поступила в редакцію 13.10.97