

## ПРО ХАРАКТЕР СЕЗОННОЇ ЗМІНИ ВПЛИВУ АТМОСФЕРИ НА СУПУТНИКОВІ ВІДДАЛЕМІРНІ ВИМІРИ

© Паляниця Б.Б., 2001

**Сравнивается характер сезонного изменения значений атмосферных поправок, вычисленных для лазерного диапазона за формулой Марини- Маррея и для радиодиапазона за формулой Саастамойнена.**

**Сделан вывод о том, что поправки, вычисленные для радиодиапазона, имеют более выраженный сезонный ход изменения, а поправки, вычисленные для лазерного диапазона, в большей мере зависят от приземного значения атмосферного давления.**

**The change seasonal character of correction values calculated for the laser range according to the formula Marini-Murrey and for the radio range according to the formula Saastamoinen was compared.**

**It was concluded that corrections calculated for the radio range have more seasonal character of changes and those for laser range depend mostly upon the meanings of the surface atmospheric pressure.**

На сьогоднішній день дослідження впливу атмосфери на супутникові віддалемірні виміри не втрачають своєї актуальності. Поява нових технологій для проведення таких вимірів призвела до швидкого зростання інструментальної точності, що, в свою чергу, ставить нові вимоги до врахування цілого ряду чинників, які суттєво обмежують точність отриманих результатів.

Зміна атмосферного тиску (**P**), температури повітря (**T**) і парціального тиску (**e**) призводить до швидких чи повільних змін індексу показника заломлення повітря (**N**) в атмосфері. При цьому перші пов'язані з турбулентністю, а другі – із процесами добових та сезонних змін в атмосфері.

У роботі [1] наведена характеристика річного ходу атмосферної поправки  $\Delta S$ , обчисленої для оптичного і радіодіапазону чисельним інтегруванням і за аналітичними моделями. В останніх вихідними даними є лише приземні значення метеорологічних

параметрів на станції спостережень і не враховуються особливості атмосферних профілів на заданий момент, тобто реальна метеорологічна ситуація. Оскільки характер сезонної зміни поправок за аналітичними моделями близький до характеру зміни поправок, обчислених методом чисельного інтегрування для певного діапазону довжин хвиль, то надалі дослідження проводили на основі значень атмосферних поправок, отриманих за аналітичними моделями, але для більшої кількості даних. Зокрема використовували 43 профілі атмосфери за 1988 рік, 32 – за 1989 р., отримані за даними аерологічного зондування атмосфери на метеорологічній станції Львів. Всі ці дані були вибрані для ясних ночей, в 0<sup>h</sup> 00<sup>m</sup> UT, і вони майже рівномірно розподілені протягом річного періоду.

На основі цих даних проводили обчислення атмосферних поправок.

1. Для оптичного діапазону поправка  $\Delta S_L$  розраховувалася за формулами Маріні- Марєа :

$$\Delta S_L = \frac{f(\lambda)}{f(\varphi, H)} \cdot \frac{A + B}{\cos Z + \frac{B/(A+B)}{\cos Z' + 0.01}}, \quad (1)$$

де

$$f(\lambda) = 0.9650 + 0.0164/\lambda^2 + 0.000228/\lambda^4,$$

$$f(\varphi, H) = 1 - 0.0026 \cdot \cos 2\varphi - 0.00031 \cdot H_0,$$

$$A = 0.002357 \cdot P + 0.000141 \cdot e,$$

$$B = \left(1.084 \cdot 10^{-8}\right) \cdot P \cdot T \cdot K + \left(4.734 \cdot 10^{-8}\right) \cdot \frac{P^2}{T} \cdot \frac{2}{3-1/K},$$

$$K = 1.163 - 0.00968 \cdot \cos 2\varphi - 0.00104 \cdot T + 1435 \cdot 10^{-8} \cdot P,$$

тут  $P$ ,  $T$ , і  $e$  – значення метеорологічних величин на станції спостережень з висотою  $H_0$  над рівнем моря ( $P$  і  $e$  виражені в мбарах, а  $T$  в К),  $Z = Z' + \rho$  – істинна зенітна відстань ШСЗ в момент виміру віддалі,  $Z$  – видима зенітна відстань,  $\rho$  – кут астрономічної рефракції.

Обчислення парціального тиску проводилося за виразом:

$$e = E \frac{f}{100}, \quad (2)$$

де  $f$  – відносна вологість у %, а тиск насичення водяної пари  $E$  (для від'ємних температур  $E_{\text{л}}$ ) визначався за рекомендованою ВМО формулою Гофера-Грача [2]:

$$\begin{aligned} \lg E = & 10.79574 \left(1 - \frac{T_0}{T}\right) - 5.02800 \lg \frac{T}{T_0} + 1.50475 \cdot 10^{-4} \left[1 - 10^{-3.2969 \left(\frac{T}{T_0} - 1\right)}\right] + \\ & + 0.42873 \cdot 10^{-3} \left[10^{4.76955 \left(1 - \frac{T_0}{T}\right)} - 1\right] + 0.78614, \\ \lg E_{\text{л}} = & -9.09685 \left(\frac{T_0}{T} - 1\right) - 3.56654 \lg \frac{T_0}{T} + 0.87682 \left(1 - \frac{T_0}{T}\right) + 0.78164, \end{aligned} \quad (3)$$

де  $T_0 = 273.16$  К.

2. Для радіодіапазону  $\Delta S_R$  обчислювалася за формулою Саастамойнена у вигляді:

$$\Delta S_R = 0.002277 \cdot \sec Z' \cdot \left( P + (1255/T + 0.05) \cdot e - 1.16 \cdot \text{tg}^2 Z' \right). \quad (4)$$

На основі отриманих результатів для встановлення характеру сезонної зміни атмосферних поправок, обчислених за формулами (1) і (4), були побудовані графіки, по осі абсцис яких відкладено номер дня від початку року, а по осі ординат – величини поправок  $\Delta S_L$  і  $\Delta S_R$  в метрах (рис. 1 і 2).

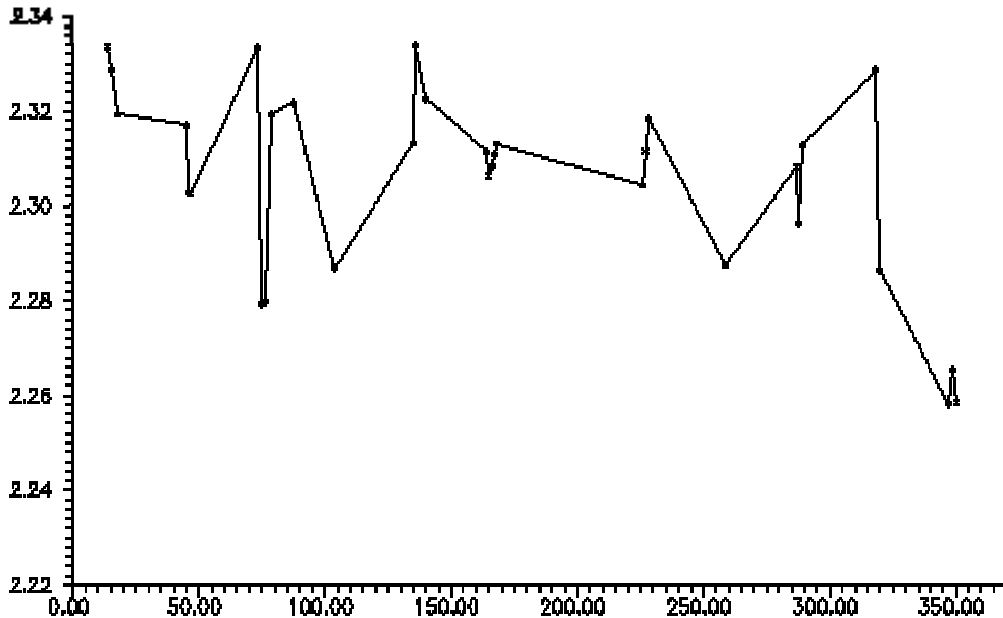


Рис. 1. Річна зміна  $\Delta S_L$  (при  $Z=0$ ) за 1989 рік на станції Львів

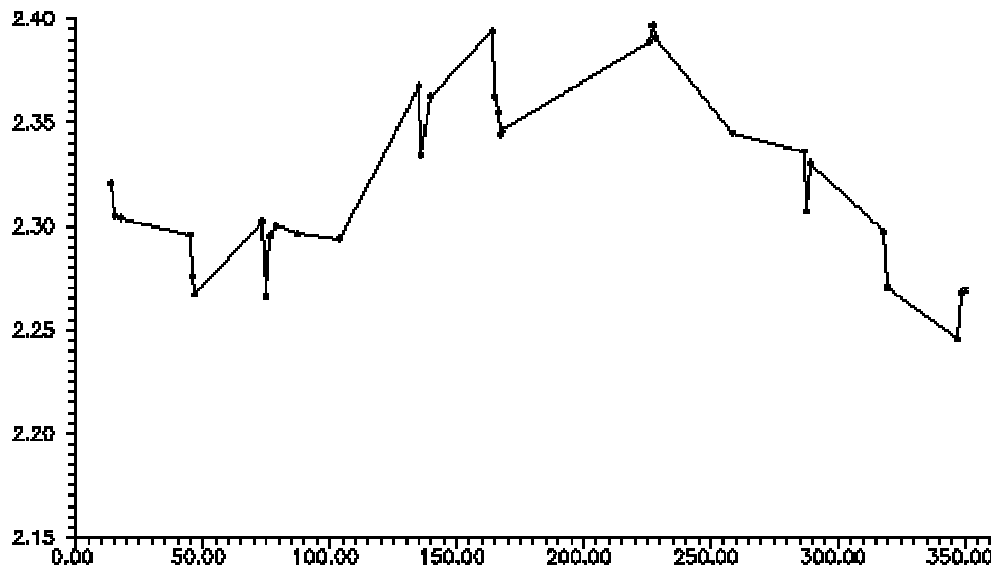


Рис. 2. Річна зміна  $\Delta S_R$  (при  $Z=0$ ) за 1989 рік на станції Львів

Як видно із рис. 1 і 2, зміна поправки  $\Delta S_L$  протягом річного періоду має дещо інший характер, ніж зміна поправки  $\Delta S_R$ , у якій простежується чітка залежність від пори року. Для пояснення цього були побудовані графіки, де, як і в попередніх рисунках, по осі абсцис відкладено номер дня від початку року, а по осі ординат – значення метеорологічного параметру (на рис. 3 – тиску  $P$  в мбарах, на рис. 4 – температури  $t$  в  $^{\circ}\text{C}$ , на рис. 4 – парціального тиску  $e$  в мбарах).

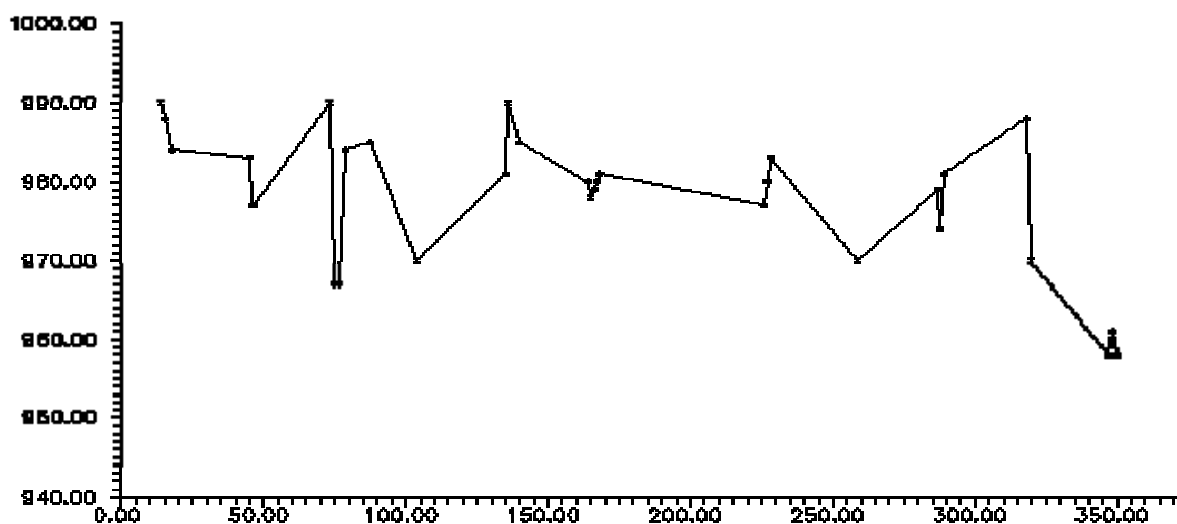


Рис. 3. Річна зміна  $P_o$  за 1989 рік на станції Львів

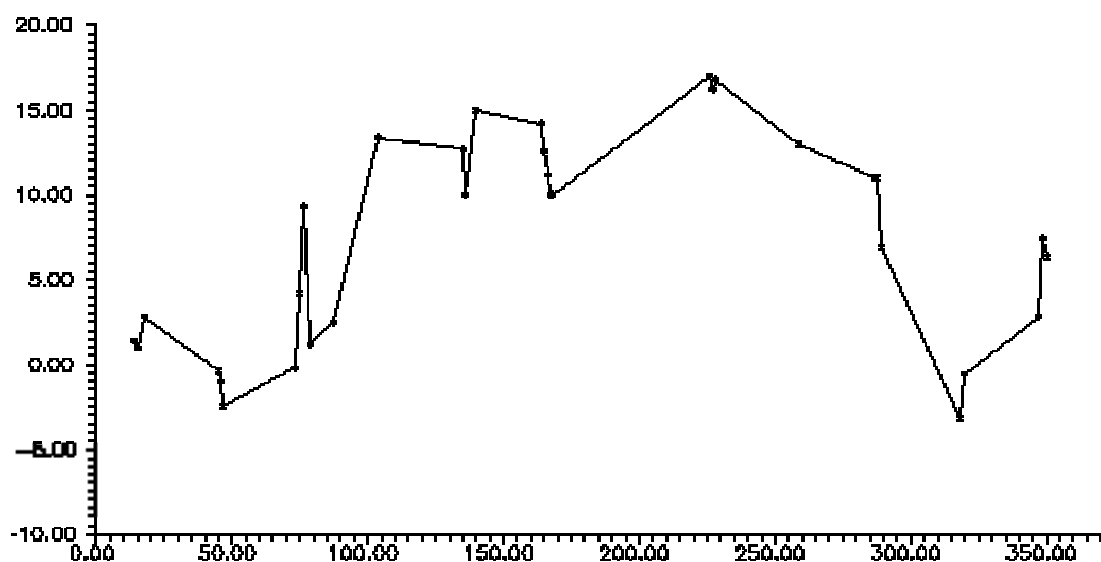


Рис. 4. Річна зміна  $t_o$  за 1989 рік на станції Львів

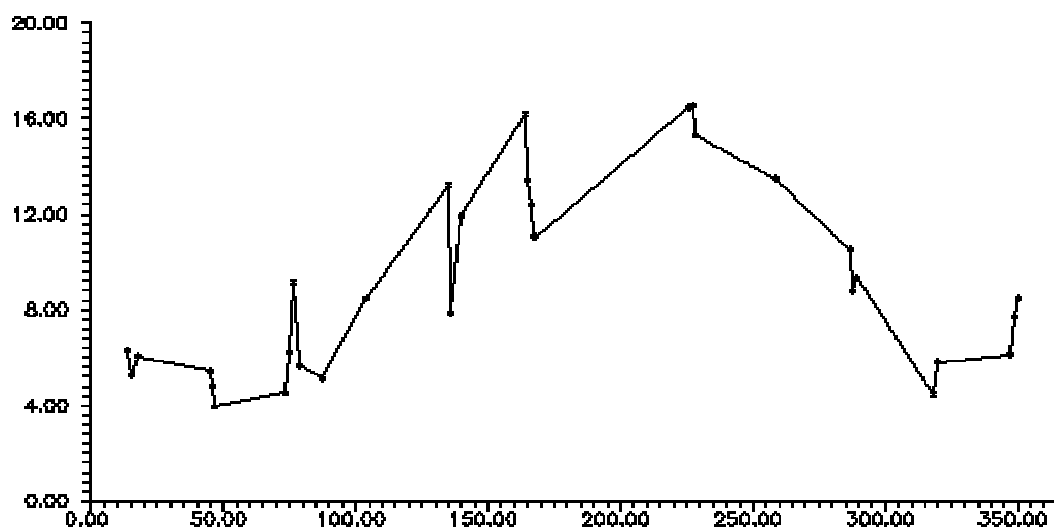


Рис. 5. Річна зміна  $e_o$  за 1989 рік на станції Львів

Порівнюючи графіки зміни поправок (рис. 1 і 2) і метеорологічних величин (рис. 3, 4 і 5), спостерігається чітка залежність характеру зміни поправки  $\Delta S_L$ , обчисленої для оптичного (лазерного діапазону), від приземного значення атмосферного тиску  $P$ . На рис. 1 і 3 криві майже однакові. Про цю залежність йшлося в роботах Бендера і Керкпатріка [3], де для обчислення  $\Delta S_L$  запропоновано таке співвідношення:

$$\Delta S_L = K \cdot P \cdot \sec Z. \quad (5)$$

Для знаходження коефіцієнта  $K$  автори використовували дані аерологічного зондування атмосфери. За їх оцінками точність обчислення поправки досягає  $\sim 0,5$  см для  $Z \leq 70^\circ$ .

Надалі ця ідея була розвинута в [4], де для стандартної моделі атмосфери отримано формулу:

$$\Delta S_L = 2.37 \cdot P \cdot \sec Z'. \quad (6)$$

Для плоскої однорідної моделі атмосфери в [5] запропонована така формула:

$$\Delta S_L = 2.36 \cdot P \cdot \sec Z', \quad (7)$$

для імпульсних вимірів з довжиною дуги рубінового лазера  $\lambda = 0.6943$  мкм. Коефіцієнт  $K$  відповідає значенню  $P$ , взятому в мбарх, а  $\Delta S_L$  при цьому отримується в мм.

На основі аналізу виконаних у даній роботі розрахунків поправки  $\Delta S_L$  для станції Львів (1988 – 1989 рр.) отримано формулу:

$$\Delta S_L = 2.357 \cdot P \cdot \sec Z'. \quad (8)$$

Варто зазначити, що за даною формулою достатньо точно можна визначити поправку  $\Delta S_L$  в zenіті ( $Z=0^\circ$ ). На інших zenітних відстанях ( $Z>0^\circ$ ) і, особливо,  $Z>60^\circ$  функція  $\sec Z'$  недостатньо відображає величину  $\Delta S_L$ . Для цього потрібно проаналізувати цілий ряд існуючих функцій відображення і вибрати оптимальну з них, яка б найкраще підходила для досліджуваного регіону. Це може бути предметом подальших досліджень.

Щодо характеру сезонної зміни поправки  $\Delta S_R$ , обчисленої для радіодіапазону, то вона корелює зі зміною температури  $T_0$  і парціального тиску  $e_0$  (рис. 2, 4 і 5). Ці залежності підтверджують аналогічно отримані нами графіки за даними інших років, що не представлені в даній роботі.

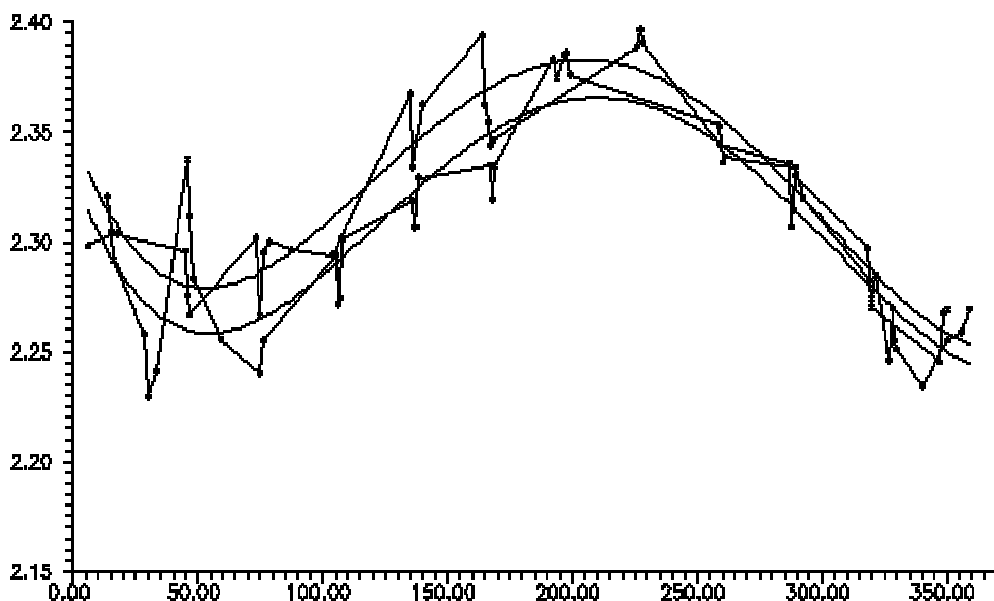


Рис. 6. Графіки оптимізованих кривих зміни поправки  $\Delta S_R$  (при  $Z=0$ ) за 1988 і 1989 рік на станції Львів

Із рис. 6 видно, що поправка  $\Delta S_R$  в 1988 році на станції Львів загалом була меншою, ніж у 1989 р., причому, у першій половині року – на 2мм, а у другій – наближено на 1мм.

З аналізу оптимізованих кривих можна зробити висновок, що максимальна величина поправки для радіодіапазону припадає на середину літнього періоду року (червень – серпень), що, насамперед, викликано максимальним зростанням температури у цей період і, відповідно, вологості повітря, а мінімальні значення поправки припадають на кінець зимового періоду (лютий – березень).

*1. Паляниця Б.Б. Дослідження річного ходу зміни атмосферної поправки у супутникові віддалемірні виміри // Збірн. наук. праць: Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва (погляд у XXI століття). – Львів, Ліга-Прес, 2000. – С.75 – 78. 2. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидро-метеоиздат, 1967. – 639с. 3. Bender P.L., Kirkpatrick A.W. Accuracy of atmospheric corrections to lunar laser range measurements. Abstract. Trans. AGU. – 1972. – Vol. 57. – P. 347. 4. Злотин В.В. Об учете атмосферы при оптической локации ИСЗ и Луны // Наблюдения искусственных небесных тел. – 1978. – № 15. – С.480 – 492. 5. Братийчук М.В., Мотрунич И.И., Швалагин И.В. Влияние нерегулярных атмосферных эффектов на точность наблюдений искусственных небесных тел // Наблюдения искусственных небесных тел. – 1978. – № 15. – С.451 – 479.*