

УДК 528.2:629.78

Заблоцький Ф.Д., Паляниця Б.Б.

НУ “Львівська політехніка”, кафедра вищої геодезії та астрономії

ОЦІНКА ВПЛИВУ НИЖНЬОЇ АТМОСФЕРИ НА ЛАЗЕРНІ І РАДІОТЕХНІЧНІ СУПУТНИКОВІ ВИМІРИ

© Заблоцький Ф.Д., Паляниця Б.Б., 2000

Выполнен анализ основных методов учета зенитной тропосферной задержки при радио- и светодальномерных спутниковых измерениях.

The analysis of the basic methods of the taking into account of zenit tropospheric delay by the microwave- and laser distance measurements to satellities has been carried out.

У сучасне програмне забезпечення для обробки GPS вимірів закладають по декілька моделей для визначення тропосферної затримки. Наприклад, програма GeoGenius2000 містить 7 таких моделей, а саме: 3 моделі *Hopfield* та по одній моделі *Yionoulis*, *Lanyi*, *Davis* та *Saastamoinen*, причому із перших трьох – одну класичну та дві модифіковані [9]. Перша модифікована модель *Hopfield* задається фіксованими приземними значеннями температури $T = 293,0$ К, тиску $P = 1013,0$ гПа і відносної вологості повітря $f = 50$ %. Для всіх інших моделей задаються відповідні значення, виміряні на пункті спостережень. Отже, користувач має можливість підбирати таку тропосферну модель, яка б краще відповідала будові атмосфери в районі спостережень (маючи на увазі якусь регіональну модель для того чи іншого сезону або середньорічну).

Вихідною формулою для обчислення тропосферної затримки на різних зенітних відстанях у всіх запропонованих моделях, основаних на вимірних метеорологічних параметрах на рівні станції спостережень і на аналітично чи статистично заданій моделі розподілу цих елементів з висотою, є [6]:

$$d_{trop} = d_h^z \cdot m_h(\varepsilon) + d_w^z \cdot m_w(\varepsilon), \quad (1)$$

де d_{trop} – загальна тропосферна затримка; d_h^z і d_w^z – відповідно, зенітна суха (гідростатична) та зенітна волога (негідростатична) компоненти тропосферної затримки; $m_h(\varepsilon)$ та $m_w(\varepsilon)$ – функції відображення зенітної сухої та вологої складових при різних кутах нахилу.

Визначення складової d_h^z базується в основному на двох підходах.

- На умові гідростатичної рівноваги в атмосфері, прийнятій *Saastamoinen* в роботі [8], яку описують загалом в сучасній літературі таким співвідношенням [7]:

$$d_h^z = 10^{-6} K_1 R_d \frac{P_s}{g_m}, \quad (2)$$

де K_1 – перший емпіричний коефіцієнт, закладений в ту чи іншу формулу показника заломлення повітря; $R_d = 287,06$ Дж·кг⁻¹·К⁻¹ – питома газова стала сухого повітря; P_s –

атмосферний тиск на рівні станції, гПа; $g_m = 9.784(1 - 0.0026 \cos 2\varphi - 0.00028H)$ – прискорення вільного падіння в центрі мас вертикального стовпа повітря.

Прийнявши за основу формулу показника заломлення повітря (*Essen and Froome*) і $K_1 = 77,624$, а також основувшись на точності радіоспостережень ШСЗ в той час, *Saastamoinen* вважав, що величина g_m повинна для всіх широт і сезонів року дорівнювати $9,784 \text{ м/с}^2$, і отримав вираз для визначення сухої зенітної тропосферної затримки:

$$d_h^z = 0.002277 \cdot P_s. \quad (3)$$

Враховуючи стрімке зростання точності вимірювань, пов'язаних, в першу чергу, із впровадженням глобальних позиційних систем, у формулу (3) рекомендується вводити поправку за зміну сили ваги залежно від широти і висоти пункту спостережень

$$d_h^z = \frac{0.002277 \cdot P_s}{1 - 0.0026 \cos 2\varphi - 0.00028H_s}, \quad (4)$$

де d_h^z – виражено в метрах, φ – широта пункту спостережень, H_s – висота пункту над рівнем моря в кілометрах.

Підхід *Saastamoinen* до встановлення функції зенітної сухої тропосферної затримки розвивався надалі *Davis* та *Baby* [6].

• Інший підхід для визначення складової d_h^z запропоновано в роботі *Hopfield* [4]. За основу було прийнято політропну атмосферу, що характеризується лінійною зміною температури з висотою. Прийнявши до виводу формулу показника заломлення повітря (*Smith and Weintraub*) *Hopfield* отримала вираз

$$d_h^z = 77.6 * 10^{-6} \frac{P_s H_d^e}{T_s^5}, \quad (5)$$

де $H_d^e = 43130 - 5.206 \sin^2 \varphi$ – висота політропної атмосфери, в метрах; T_s – температура на пункті спостережень, в кельвінах. Далі на основі однорічного ряду аерологічного зондування багатьох станцій Північної і Південної Америки *Hopfield* запропонувала ще два вирази для визначення політропної атмосфери, а саме [7]:

$$H_d^e = 40082 + 148.98 \cdot t_s \quad (1971 \text{ рік}), \quad H_d^e = 40136 + 148.72 \cdot t_s \quad (1972 \text{ рік}).$$

Визначення зенітної вологої складової d_w^z ускладнюється порівняно із визначенням сухої компоненти через трудність представлення водяної пари в атмосфері. При встановленні функції d_w^z *Saastamoinen* прийняв, що температура зменшується з висотою за лінійним законом, а парціальний тиск водяної пари постійно спадає. Використовуючи 2-у і 3-ю константи показника заломлення повітря (*Essen and Froome*), він отримав для середніх широт і середніх кліматичних умов функціональну залежність

$$d_w^z = 0.002277 \left(\frac{1255}{T_s} + 0.05 \right) \cdot e_s, \quad (6)$$

де e_s – приземне значення парціального тиску.

Hopfield використала для визначення вологої складової такий же підхід, як і при встановленні сухої компоненти зенітної тропосферної затримки. Відповідно, було отримано залежність

$$d_w^z = 10^{-6} N_{w,s} \frac{H_w^e}{5}, \quad (7)$$

де $N_{w,s} = 3.73 * 10^5 \frac{e_s}{T^2}$ – показник заломлення водяної пари на рівні пункту спостережень;

$H_w^e = 13268 - 97.96 \cdot t_s$ – висота атмосфери із вмістом водяної пари, яку доцільно враховувати, обчислюючи вологу тропосферну затримку; t_s – приземна температура повітря за шкалою Цельсія. В середньому приймається, що $H_w^e \approx 11000$ м.

Крім описаних двох підходів для визначення зенітної вологої тропосферної затримки, ряд вчених подали свої розробки встановлення функціональної залежності d_w^z , що базувались на [7]:

– емпіричній експоненціальній моделі парціального тиску як функції висоти (*Callagan*);

– допущенні, що волога складова показника заломлення повітря дорівнює нулю на нижній межі тропопаузи, а температурний градієнт і відносна вологість повітря в тропосфері є сталими (*Berman, Baby*);

– залежності від зміни сезону, клімату (широти), сезонних змін сухої тропосферної затримки (*Ifadis, Askne and Nordis*).

Що ж стосується функцій відображення $m_h(\varepsilon)$ та $m_w(\varepsilon)$, зазначених у формулі (1), то слід зауважити, що на сьогоднішній день їх розроблено, близько двох десятків. Причому майже половина з них базується на моделі *Hopfield* і така ж кількість на формі ланцюгових дробів, запропонованих *Marini* [6].

Основаючись на викладеному, доцільно досліджувати і аналізувати моделі атмосфери для регіону України в цілому або для окремих пунктів, насамперед, функціонуючих чи майбутніх перманентних GPS станцій і на цій основі підбирати і модифікувати найпридатніші для даного регіону ті чи інші аналітичні моделі. Варто зазначити, що широкі дослідження впливу атмосфери при лазерних вимірюваннях ШСЗ для ряду пунктів України були проведені М.Т.Мироновим [3].

У цій роботі наведені дослідження та аналіз зенітної тропосферної затримки як в радіо-, так і оптичному діапазоні залежно від різного розподілу метеорологічних параметрів з висотою. На основі даних аерологічного зондування висотою до 27 км на станції Львів за 16.07.1988 року було складено модель атмосфери (№1) з вихідними параметрами на нижньому рівні $H_0 = 330$ м (висота станції “Львів”), $P_0 = 975,0$ гПа, $t_0 = 17,8^\circ\text{C}$ та $e_0 = 16,71$ гПа. Від 27 до 80 км за висотою вона була доповнена параметрами атмосферного тиску і температури повітря із стандартної моделі атмосфери СМА-81. За нашими дослідженнями, шари атмосфери вище ніж 80 км змінюють величину зенітної тропосферної затримки як в оптичному, так і радіодіапазоні менше ніж на 0,1 мм. Оскільки описувані і згадувані вище моделі визначення тропосферної затримки базуються на середніх глобальних моделях атмосфери, то ми скористались для досліджень і аналізу також стандартною моделлю атмосфери СМА-81. На її основі була складена “стандартна” модель (№7), в якій до всіх висотних рівнів зондування від 0,33 до 27 км були наведені

відповідними інтерполяційними формулами атмосферний тиск і температура повітря із СМА-81. Початкові параметри цієї моделі на нижньому рівні становили: $P_0 = 973,9$ гПа, $t_0 = 12,9^\circ\text{C}$ та $e_0 = 12,16$ гПа. Оскільки параметр вологості в СМА-81 відсутній, то профіль парціального тиску водяної пари в моделі (№ 7) задано за значеннями реальної відносної вологості з моделі № 1 і за стандартним профілем температури. Далі будемо називати отримані в моделі № 7 вертикальні профілі тиску, температури і вологості повітря стандартними.

Для порівняння із стандартною моделлю було складено ще так звану “реальну” модель атмосфери (№ 10) з тими ж початковими значеннями P_0 , t_0 та e_0 , що й в моделі № 7, і за відповідними реальними градієнтами розподілу цих метеорологічних параметрів з висотою. Отримані всі три профілі назвемо реальними. Зауважимо, що модель № 10 характеризується нормальним розподілом температури повітря майже уздовж всієї тропосфери і лише на висотах 1,43–1,80 км простежується ізотермія. Відносна вологість повітря близька до 80 % за винятком шару 3,00–6,00 км, де вона зростає до 93 %. Вертикальний профіль атмосферного тиску має максимальне відхилення від стандартного на величину +13,5 гПа на висоті 8 км.

На основі моделей № 7 і № 10 були утворені ще дві трансформовані моделі. Так, в моделі № 8 порівняно із № 10 реальний профіль температури замінено стандартним, а в моделі № 9 порівняно із № 7 стандартний профіль атмосферного тиску замінено реальним. Зауважимо, що моделі № 8 і № 9 відрізняються лише профілем вологості. Характеристики впливу різних висотних шарів атмосфери на формування загальної величини зенітної тропосферної затримки отримані на основі моделі № 10 і наведені в табл. 1.

Таблиця 1

Вклад різних шарів атмосфери у формування загальної величини зенітної тропосферної затримки в оптичному і радіодіапазоні, %

| Н, км | Шари атмосфери | | | | | | | | |
|--------------|----------------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 0,33-3 | 3-5 | 5-10 | 10-15 | 15-20 | 20-25 | 25-30 | 30-35 | 35-80 |
| ΔS_L | 27,4 | 16,2 | 28,2 | 15,3 | 7,0 | 3,2 | 1,4 | 0,6 | 0,6 |
| ΔS_R | 29,9 | 16,6 | 27,1 | 14,3 | 6,6 | 3,0 | 1,3 | 0,6 | 0,6 |

За моделями № 7–№ 10 обчислено поправки у віддалі ΔS_L і ΔS_R (повну зенітну тропосферну затримку), відповідно, для оптичного і радіодіапазону методом чисельного інтегрування для шару атмосфери 0,33 – 80 км (табл.2). Величини δS_L та δS_R отримані як різниці між відповідними поправками, обчисленими чисельним інтегруванням та за формулами *Marini and Murray* [5] та *Saastamoinen* [8].

За “стандартною” моделлю № 7 різниці $\delta \Delta S$ становлять у зеніті +2 та +8 мм, відповідно, для оптичного і радіодіапазону. Із зростанням зенітної віддалі, включно до 60° , величини ΔS_L залишаються практично незмінними, а ΔS_R поступово зростають до +17 мм. За “реальною” моделлю № 10 величини $\delta \Delta S$ у зеніті сягають +33 та +66 мм. Таке зростання величини тропосферної затримки пояснюється збільшенням “ваги” профілю показника заломлення повітря, тобто величиною $\sum N$, що відповідно формується “вагами” профілів окремих метеорологічних параметрів, а саме величинами $\sum P$, $\sum t$ та $\sum e$ [1,2].

Суми складових вертикальних профілів метеорологічних параметрів та індексів показника заломлення повітря для оптичного і радіодіапазону в шарах атмосфери

| № | Шар, км | P_0 t_0 e_0 | ΣP | Σt | Σe | ΣN_L | ΣN_R | ΔS_L $\delta \Delta S_L$ | ΔS_R $\delta \Delta S_R$ |
|----|------------|-------------------------|------------|------------|------------|--------------|--------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| 1 | 0,33-3 | 975,0 | 10507,0 | +155,6 | 149,85 | 2942,2 | 3519,1 | 0,629 | 0,745 |
| | 3-11 | 17,8 | 5142,0 | -274,0 | 20,19 | 1624,2 | 1674,8 | 1,106 | 1,148 |
| | 11-27 | 16,71 | 1304,4 | -840,7 | | 474,7 | 458,6 | 0,514 | 0,497 |
| | 27-80 | | 87,2 | -552,3 | | 30,5 | 29,5 | 0,045 | 0,044 |
| | Σ | | 17040,6 | -1511,4 | 170,04 | 5071,5 | 5682,0 | 2,295 +5 | 2,434 +48 |
| 7 | 0,33-3 | 973,9 | 10481,1 | +81,9 | 100,73 | 3000,4 | 3371,9 | 0,642 | 0,712 |
| | 3-11 | 12,9 | 5004,3 | -380,9 | 8,30 | 1639,5 | 1630,5 | 1,118 | 1,116 |
| | 11-27 | 12,16 | 1228,7 | -876,7 | | 454,5 | 439,1 | 0,493 | 0,476 |
| | Σ | | 16801,3 | -1728,0 | 109,03 | 5124,9 | 5470,9 | 2,296 +2 | 2,348 +8 |
| 10 | 0,33-3 | 973,9 | 10493,8 | +96,8 | 108,14 | 2991,3 | 3395,2 | 0,639 | 0,720 |
| | 3-11 | 12,9 | 5128,8 | -332,8 | 13,11 | 1652,2 | 1667,3 | 1,126 | 1,141 |
| | 11-27 | 12,16 | 1286,8 | -919,1 | | 478,9 | 462,6 | 0,519 | 0,502 |
| | Σ | | 16996,6 | -1707,4 | 121,25 | 5152,9 | 5554,6 | 2,330 +33 | 2,406 +66 |

Для наочного зіставлення залежності поправок ΔS_L і ΔS_R від зміни як окремих профілів метеорологічних параметрів, так і від зміни відповідних профілів показників заломлення повітря використаємо ще й дані табл. 3, яка побудована на основі табл. 2 так. Для кожного окремого проміжного шару атмосфери від 0,33 км до 27 км були обчислені різниці між “вагами” профілів метеорологічних параметрів, індексів показників заломлення повітря, а також між відповідними віддалемірними поправками першої і другої моделі відповідної пари.

Враховуючи це, проаналізуємо на основі даних табл. 2 і 3 зміни різниць поправок $\delta \Delta S$ при $Z=0^\circ$ залежно від заміни профілів метеорологічних параметрів в шарах заввишки 0,33 – 27 км:

- атмосферного тиску –

з порівняння моделей № 9 і № 7 заміна профілю тиску з вагою $\Sigma P=16801,3$ профілем із $\Sigma P=116996,6$ ($\delta \Sigma P=+195,3$) приводить до зміни різниць поправок $\delta \Delta S_L$ на 53 мм, а $\delta \Delta S_R$ на 50 мм, підтверджуючи те, що збільшення ваги профілю атмосферного тиску збільшує тропосферну затримку. Домінуючий вклад у зміну тропосферної затримки як в оптичному, так і радіодіапазоні вносить шар атмосфери 3–15 км;

- температури повітря –

зіставлення моделей №10 та №8 показує, що заміна профілю температури з $\Sigma t = -1728,0$ на профіль із $\Sigma t = -1707,4$ ($\delta \Sigma t = +20,6$) приводить до зменшення поправок, відповідно, на 22 і 23 мм. Основний вклад у зміну тропосферної затримки тут вносить сама тропосфера, тобто шар атмосфери заввишки до 11 км;

Відмінності між “вагами” профілів метеорологічних параметрів, індексів показників заломлення повітря, а також між віддалемірними поправками першої і другої моделі відповідної пари

| Шари, км | $\delta\Sigma P$ | $\delta\Sigma t$ | $\delta\Sigma e$ | $\delta\Sigma N_L$ | $\delta\Sigma N_R$ | $\delta\Delta S_L$ | $\delta\Delta S_R$ |
|----------|------------------|------------------|------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| | Профіль <i>P</i> | | | №9 - №7 | | | |
| 0,33- 3 | + 12,7 | | | + 3,8 | + 3,7 | + 2 | + 1 |
| 3-11 | +124,5 | | | +41,8 | +40,4 | +28 | +26 |
| 11-27 | + 58,1 | | | +21,5 | +20,7 | +23 | +23 |
| Σ | +195,3 | | | +67,1 | +64,8 | +53 | +50 |
| | Профіль <i>t</i> | | №10- №8 | | | | |
| 0,33- 3 | | +14,9 | | -12,6 | -16,1 | - 5 | - 5 |
| 3-11 | | +48,1 | | -28,9 | -30,7 | -20 | -21 |
| 11-27 | | -42,4 | | +2,9 | +2,8 | + 3 | + 3 |
| Σ | | +20,6 | | -38,6 | -44,0 | -22 | -23 |
| | Профіль <i>e</i> | | | №8 - №9 | | | |
| 0,33- 3 | | | + 7,41 | -0,3 | +35,7 | 0 | +12 |
| 3-11 | | | + 4,81 | -0,2 | +27,1 | 0 | +20 |
| 11-27 | | | | 0,0 | 0,0 | 0 | 0 |
| Σ | | | +12,22 | -0,5 | +62,8 | 0 | +32 |

• вологості повітря –

порівняння поправок, отриманих за парою моделей № 8 і № 9, показує, що заміна профілю вологості з $\Sigma e = 109.03$ на профіль із $\Sigma e = 121,25$ ($\delta\Sigma e = +12,22$) не змінює величин ΔS_L , а поправки ΔS_R збільшує на 32 мм. Домінуючий вклад в зміну тропосферної затримки в радіодіапазоні тут вносить нижній 5-кілометровий шар атмосфери, як це видно із табл. 4.

Ця таблиця складена на основі інтегрування вертикальних профілів сухої та вологої складової показника заломлення повітря, в загальному вигляді формула якого має вигляд:

$$N = N_h + N_w = K_1 \cdot R_d \cdot \rho + \left[(K_2 - 0.622 \cdot K_1) \frac{e}{T} + K_3 \cdot \frac{e}{T^2} \right] \cdot Z_w^{-1}, \quad (8)$$

де ρ – густина повітря; K_1, K_2, K_3 – емпіричні коефіцієнти; Z_w^{-1} – величина, обернена коефіцієнту стискування водяної пари, запропонована Owens і приведена Thayer до вигляду:

$$Z_w^{-1} = 1 + 1650 \cdot \left(\frac{e}{T^3} \right) \cdot \left(1 - 0.01317 \cdot t + 1.75 \cdot 10^{-4} \cdot t^2 + 1.44 \cdot 10^{-6} t^3 \right). \quad (9)$$

В цілому інтегральну формулу повної зенітної тропосферної затримки зображають:

$$d_{trop}^z = d_h^z + d_w^z = 10^{-6} \int_{H_s}^{H_a} N_h dH + 10^{-6} \int_{H_s}^{H_a} N_w dH. \quad (10)$$

Підставивши рівняння стану вологого повітря та коефіцієнти K_1, K_2 і K_3 згідно з *Essen and Froome* у формулу (8) інтегральний вираз (10) отримаємо у вигляді:

$$d_{trop}^z = 10^{-6} \int_{H_s}^{H_a} 77.624 \frac{P}{T} \left(1 - 0.378 \frac{e}{T} \right) dH + 10^{-6} \int_{H_s}^{H_a} \left\{ (K_2 - 0.622 \cdot K_1) \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \right\} \cdot Z_w^{-1} dH, \quad (11)$$

де H_s і H_a – границі інтегрування від поверхні станції до враховуваної верхньої межі атмосфери, відповідно, до 80 та 11 км; dH – висота біжучого прошарку атмосфери. Зауважимо, що в даній “стандартній” моделі профіль парціального тиску e визначено з постійною відносною вологістю $f = 80\%$ у всій тропосфері.

Таблиця 4

**Гідростатична (суха) та волога компоненти зенітної тропосферної затримки
в моделях атмосфери**

| Шари, км | Модель №7 | | | Модель №10 | | | Модель №1 | | |
|-------------|-----------|---------|--------------|------------|---------|--------------|-----------|---------|--------------|
| | d_h^z | d_w^z | d_{trop}^z | d_h^z | d_w^z | d_{trop}^z | d_h^z | d_w^z | d_{trop}^z |
| 0.33- 5 | 0,979 | 0,115 | 1,094 | 0,973 | 0,140 | 1,113 | 0,954 | 0,192 | 0,146 |
| 5 -10 | 0,627 | 0,012 | 0,639 | 0,633 | 0,018 | 0,651 | 0,622 | 0,027 | 0,649 |
| 10 -15 | 0,329 | 0,0 | 0,329 | 0,344 | 0,0 | 0,344 | 0,339 | 0,0 | 0,339 |
| 15 -27 | 0,234 | 0,0 | 0,234 | 0,248 | 0,0 | 0,248 | 0,247 | 0,0 | 0,247 |
| 27 -80 | 0,044 | 0,0 | 0,044 | 0,044 | 0,0 | 0,044 | 0,044 | 0,0 | 0,044 |
| Σ | 2,213 | 0,127 | 2,340 | 2,242 | 0,158 | 2,400 | 2,206 | 0,219 | 2,425 |

За вихідними приземними метеорологічними параметрами моделей № 7, № 10 та моделі №1 обчислені гідростатична (суха) $d_h^z(S)$, $d_h^z(H)$ і волога $d_w^z(S)$, $d_w^z(H)$ складові зенітної тропосферної затримки та її повна величина $d_{trop}^z(S)$, $d_{trop}^z(H)$ за *Saastamoinen* і *Hopfield*, формули (4)–(7), а також вологі складові за моделями *Ifadis*, $d_w^z(I)$ та *Baby*, $d_w^z(B)$ [6]. Результати таких обчислень наведені в табл. 5. Там також наведені різниці $\delta d_i^z(7)$, $\delta d_i^z(10)$ та $\delta d_i^z(1)$ між значеннями d_i^z , отриманими інтегруванням (табл. 4), і відповідними величинами $d_i^z(7)$, $d_i^z(10)$ та $d_i^z(1)$ із аналітичних моделей.

Таблиця 5

Складові зенітної тропосферної затримки за різними аналітичними моделями

| Моделі | $d_h^z(S)$ | $d_w^z(S)$ | $d_{trop}^z(S)$ | $d_h^z(H)$ | $d_w^z(H)$ | $d_{trop}^z(H)$ | $d_w^z(I)$ | $d_w^z(B)$ |
|--------------------|------------|------------|-----------------|------------|------------|-----------------|------------|------------|
| $d_i^z(7,10)$ | 2,217 | 0,123 | 2,340 | 2,222 | 0,133 | 2,355 | 0,126 | 0,126 |
| $\delta d_i^z(7)$ | -0,003 | 0,004 | 0,001 | -0,008 | -0,006 | -0,014 | 0,001 | 0,001 |
| $\delta d_i^z(10)$ | 0,025 | 0,035 | 0,060 | 0,020 | 0,037 | 0,057 | 0,030 | 0,030 |
| $d_i^z(1)$ | 2,219 | 0,166 | 2,385 | 2,225 | 0,170 | 2,395 | 0,167 | 0,165 |
| $\delta d_i^z(1)$ | -0,013 | 0,053 | 0,040 | -0,019 | 0,049 | 0,030 | 0,052 | 0,054 |

На основі результатів табл. 5 відмітимо таке:

- для “стандартної” моделі атмосфери (№ 7) –

гідростатична (суха) складова тропосферної затримки визначається за моделями *Saastamoinen* і *Hopfield* з похибками, відповідно, -3 і -8 мм. Що ж стосується вологої складової, то моделі *Ifadis* і *Baby* дають однакові результати із різницями δd_w^z , близькими до нуля. За моделями *Saastamoinen* і *Hopfield* ці величини становлять, відповідно, +4 і -6 мм.

Якщо ж задати меншу відносну вологість (в першій моделі *Hopfield* [9] величина f фіксована і становить 50%), то зменшиться як сама волога складова $d_w^z(H)$, так і її похибка δd_w^z ;

- для “реальної” моделі (№10) –

різниці δd_i^z для гідростатичної (сухої) та вологої складових близькі в середньому до +30 мм кожна. Причому величина сухої складової d_h^z є значно перебільшена, в першу чергу, через зміщення профілю температури в сторону від’ємних величин порівняно із моделлю №1 ($\delta \Sigma t = -193,0$), що, в свою чергу, формує “ваги” профілів сухої складової показника заломлення повітря;

- для реальної моделі (№1) –

точність визначення гідростатичної (сухої) складової зенітної тропосферної затримки за моделями *Saastamoinen* і *Hopfield* понижується порівняно із “стандартною” моделлю №7 на –10 мм. Крім цього, із порівняння значень моделі №7 із відповідними, отриманими за моделями №7 і №10, спостерігається зміщення зенітної сухої тропосферної затримки між моделями *Saastamoinen* і *Hopfield* на +5 мм. Стосовно вологої складової зазначимо, що різниця $d_w^z(1)$ становить за всіма моделями досить значну величину, від +49 до +54 мм, а це, в свою чергу, ще раз підтверджує проблему встановлення профілю вологості повітря.

На завершення зауважимо, що результати поданих в цій роботі досліджень потребують детальнішої перевірки на ряді моделей атмосфери, побудованих за даними аерологічного зондування. Це, в свою чергу, дасть змогу зробити і певний поступ у розв’язанні вказаної вище задачі, а саме розробки, підбору і модифікації найпридатніших аналітичних моделей для певного фізико-географічного регіону.

1. *Заблоцький Ф.Д. Вертикальний розподіл показника заломлення для ЕМХ в залежності від стратифікації атмосфери // Зб. наук. доп. наук.-техн. симп. “ГЕОМО-НІТОРИНГ - 99”, Львів, 1999. С.122–123.* 2. *Заблоцький Ф.Д., Паляниця Б.Б. Про характер тропосферної затримки в оптичному і радіодіапазоні // Зб. наук. пр. «Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва», Львів, 2000. С. 72–75.* 3. *Миронов Н.Т., Емец А.И., Шопяк Р.Д. Рефракция атмосферы при лазерных наблюдениях ИСЗЮ. Ч. 1. Сферически-симметричная атмосфера // Препринт ГАО-92-12р. К., 1992. 56с.* 4. *Hopfield H.S. Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. Journal of Geophysical Research. 1969. Vol.74. № 18. P.4487–4499.* 5. *Marini J.W. and Murray C.W. Correction of laser range tracking data for atmospheric refraction at elevations above 10 degrees. Goddard Space Flight Center Report X-591-73-351, NASA GSFC, Greenbelt, MD.,1973.* 6. *Mendes V.B., Langley R.B. A Comprehensive Analysis of Mapping Functions Used in Modeling Tropospheric Propagation Delay in Space Geodetic Data. Paper presented at KIS94, International Symposium on Kinematic Systems in Geodesy, Geomatics and Navigation, Banff, Canada, August 30 – September 2, 1994.* 7. *Mendes V.B. Modeling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques. Ph.D. dissertation, Department of Geodesy and Geomatics Engineering Technical Report № 199, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Canada, 1999. P. 353.* 8. *Saastamoinen J. Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites. The Use of Artificial Satellites for Geodesy, Geophysics. Monogr. Ser., Vol.15. AGU, Washington, D.C., 1972. P.247–251.* 9. <http://www.terrasat.de>.