

## БЮДЖЕТ ТРОПОСФЕРНИХ ПОХИБОК ПІД ЧАС GPS СПОСТЕРЕЖЕНЬ

© Каблак Н., 2011

*Рассмотрены вопросы определения тропосферных задержек GNSS-сигналов на современном этапе развития спутниковых технологий.*

*Questions of definition of tropospheric delays of GNSS-signals at the present stage of development of satellite technologies are considered.*

**Постановка проблеми.** Сьогодні багато провідних вчених вважають вплив тропосфери основним джерелом похибок під час GPS спостережень. Тому дослідження тропосферних затримок є актуальними. Під час GPS спостережень сигнал від супутника, що перебуває на конкретній зенітній відстані, до спостерігача проходить через атмосферу миттєво. Тому просторово-часові зміни її стану не впливають на значення атмосферної затримки. Сигнали від супутників, що розташовані на різних зенітних відстанях, проходять крізь різні ділянки атмосфери, стани яких можуть відрізнятися. Тому для досягнення високої точності визначення впливу тропосфери на GNSS спостереження необхідно в результаті вводити функції відображення та горизонтальні градієнти рефракції.

**Аналіз останніх досліджень і публікацій.** На ці дослідження, що розпочалися ще в 60-ті роки минулого століття і не закінчилися до цих пір, було затрачено величезні зусилля багатьох вчених світу [1–8].

Нині багато провідних вчених світу, наприклад, Y. Vock [10], Misra, P., P. Enge [11], швейцарська група вчених із Астрономічного інституту Берна [11], вважають вплив тропосфери основним джерелом похибок під час GNSS спостережень.

Відомо два методи визначення тропосферних затримок:

- моделювання тропосферних впливів без використання GNSS спостережень, тобто на основі наземних метеорологічних вимірювань та зондувань тропосфери;
- визначення параметрів тропосфери, наприклад, зенітної тропосферної затримки в загальному обчислювальному процесі GNSS.

Сьогодні найбільшим проектом у Центральній Європі, у межах якого відбувається визначення в майже реальному часі зенітних тропосферних затримок на регіональній мережі GNSS станцій, є E-GVAP, а основний обчислювальний центр розташовано у Королівській обсерваторії Бельгії (ROB) [12].

**Постановка завдання.** Основною метою нашої роботи було проаналізувати сучасні тенденції до визначення тропосферних затримок сигналів GNSS.

**Виклад основного матеріалу.** Переважно невідому зенітну тропосферну затримку сигналів оцінюють у мережі. У цьому разі одержані оцінки можуть враховувати будь-які зміни, що відбуваються в атмосфері. Проблемним питанням цієї технології є сумарне врахування з тропосферною затримкою деяких джерел додаткових впливів, таких, наприклад, як припливні ефекти, вологе тропосферне коливання тощо.

Альтернативний шлях – моделювати тропосферну зенітну затримку стохастичною моделлю, яка опрацьовує невідому затримку як змінний параметр від часу. Математичне урівнювання виконують з послідовним фільтром Kalmana. Головна суть цього підходу полягає в тому, що якщо

просторово-часові характеристики можна охарактеризувати на основі імовірнісних законів або статистичних моделей, то ZTD/ZWD можна передбачити за змінами просторових вимірів та часових масштабів згідно з заданою функцією щільності імовірності в значеннях просторово-часових кореляцій коливань.

Останнім часом інтенсивно продовжуються науково-дослідні роботи з дослідження та врахування двох головних джерел похибок, а саме похибки орбіти супутників GNSS та затримок сигналів у тропосфері. У 1992 р. через Міжнародні GNSS служби IGS була запроваджена практика точного визначення ефемерид GPS супутників, які стали стандартними їхніми продуктами високої точності і яка фактично вивела невизначеність орбіти із списку істотних складових загальної похибки супутникової технології визначення координат. Проблемою, що залишається сьогодні, є визначення та врахування тропосферних затримок.

Атмосфера землі є нестабільною як у вертикальному, так і горизонтальному напрямках. Спостерігаються великомасштабні і дрібні неоднорідності, які своєю чергою змінюються іноді за секунди і навіть за менший проміжок часу. Отож задача зводиться до оцінювання просторово-часових змін стану атмосфери. Звичайно внесок різних шарів атмосфери у величину тропосферної поправки у відстань до супутника не однаковий. Найбільший внесок робить пограничний шар. За даними аерологічного зондування в Ужгороді досліджено значення тропосферної затримки по шарах у зеніті (таблиця).

#### Середні значення тропосферної затримки в зеніті по шарах

Шари, км	0 - 3	0 - 5	0 - 10	0 - 20	0 - 30	0 - 50	0 - 100
Значення тропосферної затримки, м	0,709	1,075	1,702	2,180	2,280	2,306	2,307

10-кілометровий шар обумовлює 73,5 % поправки, а 14-кілометровий – вже 85,5 %. Отже, в зеніті сумарний внесок у величину атмосферної поправки шарів атмосфери від (50 до 100) км становить всього лише (1–2) мм [13, 14].

Оскільки час проходження сигналу крізь тропосферу дуже малий (незначний), то будь-які фізичні зміни тропосфери для станції під час проходження сигналу не мають значення під час визначення відстані до супутника. Похибки можуть бути тоді, коли супутник перебуває на певній зенітній відстані, а виміряні псевдовіддалі зводять до зенітного напрямку. Тропосферна поправка до псевдовіддалі через ці зміни в конкретний момент часу визначається практично без похибки за стан атмосфери, якщо враховуються всі інші похибки вимірювання. В інший момент часу (навіть через кілька секунд чи частки секунд) саме значення цієї тропосферної поправки до псевдовіддалі може бути іншим. Все залежить від просторово-часових змін стану атмосфери вздовж шляху проходження сигналу від супутника до спостерігача за цей інтервал часу. Величина тропосферної затримки залежить від температури, вологості та тиску в точках проходження сигналу. До того ж значну похибку у відстань вносить зміна водяної пари в повітрі, хоч сама тропосферна поправка за вологість становить 10 % від сумарної поправки (сухої + вологої) [15].

У пограничному шарі атмосфери чітко проявляються добова періодичність перенесення тепла і вологості, виникають сили внутрішнього тертя, швидко змінюються метеорологічні елементи, розвиваються турбулентні явища, хмарність, інверсії температури та інші явища.

Поля метеоелементів неоднорідні вздовж земної поверхні і по вертикалі. Виникають випадкові зміни метеоелементів в часі. Вимірювання показали, що температура приземного шару повітря в конкретній точці траєкторії змінюється в окремі моменти дуже швидко, наприклад, за деякі частки секунди на 1 °C або в двох точках простору, відстань між якими є один метр, миттєва різниця температур може досягати 2 °C [16, 17].

Температура тропосферних шарів має річний та добовий хід. Причини та наслідки тут не розглядаємо. З річними та сезонними змінами температури в приземному шарі зв'язані висотні розподіли температури і градієнти температури пограничного шару тропосфери.

У тропосфері температура повітря з висотою в середньому змінюється за лінійним законом [18, 19]:

$$T_i = T_k - \gamma_i h_i, \quad (1)$$

де  $T_k$  – абсолютна температура на нижній межі шару атмосфери товщиною  $h$ ;  $\gamma_i$  – вертикальний градієнт температури;  $T_i$  – абсолютна температура на верхній межі шару.

Температура приземного шару має чітко виражений річний та добовий хід і залежить від багатьох чинників.

Амплітуда добового ходу залежить від пори року, властивостей підстилаючої поверхні, висоти Сонця над горизонтом, наявності хмар, вітру тощо. Влітку зміни температури протягом доби максимальні, особливо за сонячної погоди. Взимку у похмурі дні перепад температури може бути незначний. Із збільшенням висоти над поверхнею Землі амплітуда добового ходу температури зменшується. Амплітуда річної зміни температури залежить від топологічних та кліматичних особливостей місцевості. Характер і амплітуда розподілу температури з висотою та вертикального градієнта температури  $\gamma$  змінюється в широких межах. Лінійна зміна температури за формулою (1) є наближеною. Вона була встановлена за результатами усереднених багаторічних даних аерологічного зондування атмосфери і приймається стандартною атмосферою. При цьому середній градієнт температури приймають  $\gamma = 6,5$  °/км [16].

Середні значення градієнтів температури не є достатньою характеристикою стану приземного шару в заданих конкретних випадках. Величини і знаки градієнтів сильно змінюються не лише в різні дні, але навіть протягом доби. Так, у Києві в різні дні значення  $\gamma$  змінюється від 3,5 °/км до 7,2 °/км. Спостерігається певна залежність  $\gamma$  від поверхневої температури  $T_0$ . Вночі висотний профіль  $T(h)$  складніший.

Інверсія температури здебільшого призводить до інверсії парціального тиску водяної пари. Але розміщення і потужність інверсій  $T$  і  $e$  не завжди збігаються. Інверсії характеризуються потужністю  $\Delta h$  (різниця висот верхньої і нижньої меж інверсного шару), інтенсивністю  $\Delta t$  (різниця температур на верхній і нижній межах інверсного шару), повторюваністю та швидкістю розвитку і розпаду [18]. На рис. 1, 2 наведено розміщення інтенсивностей  $\Delta T = T_2 - T_1$ ,  $\Delta e = e_2 - e_1$  і потужності  $\Delta h = h_2 - h_1$  шарів інверсій температури і вологості за даними нічних аерологічних зондувань атмосфери в пункті Ужгород протягом року.

Аналіз аерологічних даних у різних пунктах показав, що у шарах атмосфери до висоти 3 км інверсія температури спостерігається у 73–97 % зондувань атмосфери. Особливо потужні інверсії спостерігаються вночі у зимову пору, переважно за рахунок радіаційних інверсій. Протягом року з 235 нічних зондувань в Ужгороді у 173 випадках (74 %) спостерігалась інверсія температури. Інверсія у шарі 8–18 км (верхній шар) має місце в 20–40 % зондувань. В Ужгороді протягом року приблизно для 40 % загальної кількості дат спостерігалася інверсія у верхньому шарі.

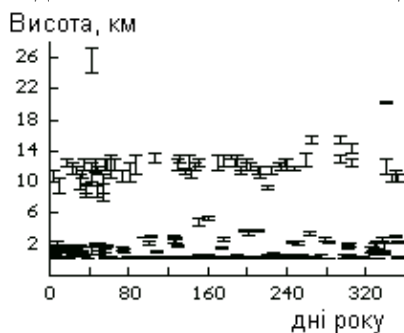


Рис. 1. Потужність шарів інверсії температури за результатами нічних спостережень в Ужгороді

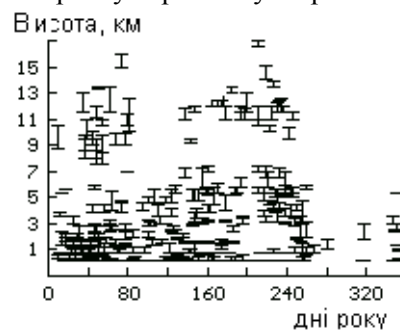


Рис. 2. Потужність шарів інверсії вологості за результатами нічних спостережень в Ужгороді

Тропопауза – це інверсний шар повітря, де температура може залишатися постійною, зростати чи змінюватися складно. Взимку і влітку температура в тропопаузі незначно відрізняється, в середньому на 5–6 °С. За цей час на земній поверхні ця різниця може бути в десять разів більшою. Саме цим пояснюються зміни середніх градієнтів температури протягом року.

Поле вологості має також складний характер. Плавний спад вологості з висотою порушується доволі різкими змінами – шарами з пониженою або підвищеною вологістю, інверсіями вологості, великими і дрібними локальними неоднорідностями. Просторовий розподіл вологості має гори-

зонтально-шарову структуру і пов'язаний з неоднорідностями розподілу температури. Загально-прийнято вологість повітря подавати парціальним тиском водяної пари ( $e$ ) і виражати в мілібарах, мб. Складник атмосфери, що визначає вологість повітря, не зміщується рівномірно з іншими газами повітря і може перебувати у трьох агрегатних станах. Структура поля вологості достатньо складна і залежить від багатьох різних процесів, що відбуваються в шарах атмосфери, а, отже, характеризується закономірними і випадковими змінами в просторово-часових масштабах.

Річна зміна парціального тиску водяної пари  $e$  на поверхні Землі в досліджуваних пунктах така: для п. Київ мінімальний тиск протягом року становить 1,6мб; максимальний – 22,5мб; середній – 9,3мб. Відповідно для п. Львів – 1,7мб; 24,8мб; 10,9мб, п. Ужгород – 2,0мб; 23,0мб; 10,2мб. Сезонні профілі розподілу парціального тиску не відтворюють реальної картини. Адже профілі вологості повітря під час окремих вимірювань (миттєві значення) мають різного роду перегини і швидко змінюються з часом.

Вертикальні градієнти метеопараметрів значно більші, ніж горизонтальні. Окремі шари неоднорідності вологості не є неперервними, спостерігаються розриви.

Висоти і горизонтальні розміри неоднорідностей розподілені флюктуативно. Їхню будову порушують турбулентні повітряні потоки, що рухаються у всіх напрямках. Горизонтальні великомасштабні неоднорідності мають розміри від одиниць до тисячі кілометрів, вертикальні – від сотень до тисяч метрів. Існують і дрібні неоднорідності поля вологості повітря, розміри яких від сотень метрів до міліметрів. Амплітуда мікроколивань вологості може досягти кілька десятків відсотків від середньої вологості, і ці зміни можуть відбуватися за короткий проміжок часу, який оцінюється в 10–20 секунд.

Отже, структура полів температури і вологості повітря залежить від додавання різних процесів, що відбуваються в шарах атмосфери, та з часом зазнає як регулярних, так і випадкових змін. Причина – властивості підстилаючої поверхні, сонячна радіація, кліматичні особливості географічного району. Ці причини призводять до змін, діють на структуру поля температури та поля вологості в середньому періодично, тобто спричиняють деякі регулярні зміни поля. Проте, метеорологічні явища, що пов'язані зі змінами повітряних мас із мікрометеорологічними особливостями окремих районів, мають випадковий характер і діють на поля метеоелементів.

Великомасштабні неоднорідності поля вологості повітря доходять до сотень і тисячі метрів. Існують також дрібномасштабні неоднорідності поля вологості повітря з розмірами від сотень метрів до міліметрів. Амплітуда мікроколивань парціального тиску водяної пари має випадковий характер і може досягти кількох мілібар всього за 10–20 секунд [16, 17].

Сезонні профілі розподілу парціального тиску не відображають реальної картини. Адже профілі вологості повітря під час окремих вимірювань (миттєві значення) мають різного роду перегини і швидко змінюються з часом. Отже вологість повітря важко змодельовати.

Отже, через зазначені зміни метеопараметрів атмосфери важко врахувати похибку впливу на GPS спостереження.

Єдиним виходом із цієї ситуації є спроби додати атмосферні параметри як додаткові невідомі під час аналізу даних GNSS спостережень від перманентних станцій мережі. Як показали подальші дослідження, незалежне визначення атмосферних параметрів (тропосферних затримок) у вигляді додаткових невідомих, сприяє кращому оцінюванню часових змін координат станцій, що може мати і вже має важливе значення для геодинамічного моніторингу земної кори. Важливим аспектом цього підходу є також те, що знання зенітних тропосферних затримок дає змогу одержувати цінну інформацію для кліматології та метеорології, адже інтегрована водяна пара є важливим параметром для рівноваги енергії атмосфери і має значний внесок (більш ніж 60 %) природного парникового ефекту. З цієї позиції GNSS-технології можуть сприяти вдосконаленню моделювання клімату та прогнозу погоди.

Рівняння спостережень псевдовіддалі або фази несучої під час вимірювань з деякого пункту  $A$  на супутник  $i$ , часто записують у вигляді [ 20 ]:

$$P_A^i(t) = \rho_A^i(t, t - \tau_A^i) + I_A^i + T_A^i + dm_A^i + c[dt_A(t) - dt^i(t - \tau_A^i)] + c[d_A(t) + d^i(t - \tau_A^i)] + e_A^i, \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \Phi_A^i(t) = & \rho_A^i(t, t - \tau_A^i) - I_A^i + T_A^i + \delta m_A^i + c[dt_A(t) - dt^i(t - \tau_A^i)] + \\ & + c[\delta_A(t) + \delta^i(t - \tau_A^i)] + \lambda[\phi_A(t_0) - \phi^i(t_0)] + \lambda N_A^i + \varepsilon_A^i. \end{aligned} \quad (3)$$

У лівій частині перебувають результати вимірювань в епоху  $t$ . У правій частині маємо:  $\rho_A^i(t, t - \tau_A^i)$  – геометрична відстань, тобто істинна відстань між приймачем і супутником у моменти передавання та ресстрації сигналу,  $\tau_A^i$  – час проходження сигналу,  $I_A^i$  – іоносферна затримка,  $T_A^i$  – тропосферна затримка,  $dt_A$ ,  $dt^i$  – поправки годинника відповідно для супутника і для приймача,  $dm_A^i$ ,  $\delta m_A^i$  – вплив багатошляховості на кодові і фазові виміри,  $d_A$ ,  $d^i$ ,  $\delta_A$ ,  $\delta^i$  – запізнювання сигналів в електронних схемах виміру псевдовіддалі і фази в приймачі і на супутнику,  $\phi_A(t_0)$ ,  $\phi^i(t_0)$  – початкові фази генераторів приймача і супутника,  $N_A^i$  – ціле число початкової фазової неоднозначності,  $\lambda$  – довжина несучої хвилі,  $e_A^i$  і  $\varepsilon_A^i$  – шуми вимірювань псевдовіддалі і фази.

Саме визначення зенітних тропосферних затримок складається з двох основних кроків. На першому кроці шляхом утворення мережевих подвійних фазових різниць виключається вплив іоносфери (ionosphere-free GPS carrier-phase double difference measurements), а вже потім, на другому кроці, утворюються рівняння зв'язку (поправки до прийнятої апріорної моделі тропосфери) та розв'язуються нормальні рівняння способом найменших квадратів.

Тропосферне моделювання у популярному програмному пакеті Bernese ґрунтується на такому основному рівнянні:

$$T_A^i = \text{апріорна\_модель}(z) + ZTD(t, z) + \text{гор.градієнт}(t, A, z) \quad (4)$$

Як апріорну можна використовувати загальноприйняті моделі врахування тропосферної затримки:

- модель Saastamoinen [5],
- суху і вологу моделі Niell [4], а використовуючи модель Saastamoinen, для зенітної тропосферної затримки рекомендується використовувати функцію відображення Niell,
- модифіковану модель Hopfield [3],
- модель, що ґрунтується на формулі Essen і Froome [1],
- модель Marini-Murray [2] тощо.

Відомо, що інтегрування базової формули для врахування тропосферної затримки в напрямі зеніту дає зенітну гідростатичну (суху) затримку ( $ZHD$  або  $ZDD$ ) та зенітну вологу затримку ( $ZWD$ ), відповідно:

$$ZDD = 10^{-6} \times \int N_d(S) dS,$$

$$ZWD = 10^{-6} \times \int N_w(S) dS,$$

в яких загальна зенітна затримка становить  $ZTD = ZDD + ZWD$ .

Відповідно похила тропосферна затримка  $ZTD$  буде

$$ZTD = ZDD \times m_d + ZWD \times m_w. \quad (5)$$

У цьому рівнянні використовуються відомі функції відображення  $m_d$  та  $m_w$ , які одержують на основі часових змін метеопараметрів та географічного положення, застосовуючи певну модель.

Можна вважати, що радіосигнал під час GPS-спостережень проходить крізь атмосферу Землі миттєво, тобто враховується реальний стан нестабільної атмосфери. Проте сама величина тропосферної затримки визначається із псевдовіддалі після вилучення інших похибок (3). Окрім того, безпосередньо знаходять  $ZTD$  не в зеніті, а на певній зенітній відстані, яку через функції відображення зводять до зеніту.

Оцінювали точність функцій відображення багато авторів [2, 18, 21]. Найбільш широкоживаною сьогодні під час оброблення GPS спостережень є функція відображення Niella [4]. Niell представив пряму залежність від специфічних метеопараметрів, його функція ґрунтується на часових флуктуаціях об'єму атмосфери. Коефіцієнти у формулі були одержані із профілів Стандартної Атмосфери США

(1966), аж до кута підйому  $3^{\circ}$ . У випадку гідростатичної функції, коефіцієнти в рівнянні є функціями дня року, широти та висоти станції спостережень. Було порівняно функції відображення Niella із широкоживаними функціями Herringa [22], Devisa, Ifadisa [23]. Коефіцієнти у функції відображення Herringa залежать від широти, висоти станції спостережень та поверхневої температури і були одержані за радіозондовими даними методом МНК для широт  $27^{\circ} - 65^{\circ}$ . Devis запропонував функцію відображення для гідростатичної складової тропосферної затримки. Коефіцієнти в цій моделі знайдені методом найменших квадратів на основі теоретичних атмосферних променів. Вважається, що функцію відображення Devisa можна використовувати і для вологої компоненти. Ifadisa запропонував глобальну та кліматичну функції відображення. Вона, як і функція відображення Herringa, має вигляд ланцюгового дробу. Попри часткову схожість цих формул, істотною відмінністю є те, що розраховують функції відображення для сухої і вологої складової за різними коефіцієнтами.

Із результатів досліджень слідує, що для гідростатичної і вологої складових найкращі результати в усьому діапазоні зенітних відстаней дають функція відображення Niella, глобальна функція Ifadisa і Herringa. Похибки функцій відображення змінюються в межах від 2 до 2,3 см при  $Z=85^{\circ}$  і при  $Z=87^{\circ}$  похибки становить (6–8) см. Функція відображення Devisa та кліматична модель Ifadisa дають дещо гірші результати. Ці результати збігаються з результатами [24], однак на  $87^{\circ}$  похибки функцій Niella, Herringa та Ifadisa в [24] менші, і становлять 2.5 см, ніж у нашому випадку (6–8 см). Для загальної тропосферної затримки рекомендовано використовувати функцію відображення Niella у випадку відсутності метеопараметрів. Якщо поверхневі метеопараметри відомі, рекомендується використовувати функцію відображення Ifadisa, Devisa.

Свою чергою, загальну зенітну тропосферну затримку

$$ZTD = ZDD + ZWD$$

можна визначити:

- 1) із GPS спостережень,
- 2) за результатами аерологічного зондування атмосфери,
- 3) за стандартними моделями, використовуючи тільки наземні значення метеопараметрів.

Оцінимо можливі похибки визначення тропосферної затримки різними методами.

Під час GPS-спостережень інформацію одержуємо у разі миттєвого проходження сигналів від супутників, які перебувають на певних зенітних відстаннях. Змінами стану атмосфери за час проходження сигналу можна нехтувати. Точність приведення  $ZTD$  до зеніту визначається точністю функції відображення. У полі зору приймача повинно бути мінімум чотири супутники. Окрім того, спостереження супутників ведуться неперервно щосекунди. Отже, можна усереднювати значення тропосферної затримки за 1, 5, 10...60 с. Тоді із чотирьох супутників можна одержувати 4, 20, 40...240 значень  $ZTD$ . Чим і підвищується точність визначення значень тропосферних затримок.

Протягом багатьох років загальну тропосферну затримку визначали за даними аерологічного зондування атмосфери. Вважається, що метеорологічні параметри атмосфери визначаються за допомогою аерологічного зондування у вертикальному напрямку. Проте радіозонд піднімається до висот (25–35) км за певний проміжок часу, а сила вітру на різних висотах може відносити радіозонд на певні кути від зенітного напрямку (вертикалі). Окрім того датчики температури, тиску та вологості забруднюються і мають свої похибки вимірювань. Кількість рівнів, на яких вимірювалися аерологічні параметри, залежить від частоти запиту радіозонда і висоти  $h_{вр}$  верхньої межі вимірювань. Кількість рівнів під час одного зондування лежить у межах від 15 до 90. Точність вимірювань аерологічних параметрів залежить від типу радіозонда [21]. Всесвітня метеорологічна організація (ВМО) ставить такі вимоги до точності радіозондових вимірювань:

$\Delta P = \pm 1$  мбар (від поверхні до рівня 5 мбар);

$\Delta T = \pm 0,5$  °C ( $\pm 1$  °C для діапазону від 100 мбар до 5 мбар);

$\Delta W = \pm 5\%$  (в межах тропопаузи).

Оцінка похибки визначення  $ZTD$  в зеніті, спричиненої похибками вимірювання метеопараметрів, змінюється в межах від 0,006 до 0,012 м. І тільки при значеннях  $\Delta P = 0,1$  мбар;

$\Delta T = \pm 0,1$  °C;  $\Delta W = \pm 1\%$ , які поки що недосяжні для сучасних радіозондів, похибка визначення загальної зенітної затримки за аерологічними даними становить 0,005м. Отже, значення тропосферної затримки, визначені за даними радіозондування, не можна вважати абсолютно точними.

Всі моделі, що дають змогу оцінити значення тропосферної затримки ґрунтуються на двох основних підходах: Hopfield (1969) і Saastamoinen (1972) [2,5]. Для того, щоб зробити аналіз, опишемо допуски та деякі деталі побудови цих моделей. Так модель (Hopfield) ґрунтується на побудові емпіричних формул, що встановлюють залежність індексу рефракції від висоти. Різні моделі в межах цього підходу відрізняються переважно параметрами, що входять в емпіричну формулу, й методами узяття інтегралу, що приводить до деяких варіацій чисельних констант, що входять у модель. Другий підхід (Saastamoinen) ґрунтується на використанні газових законів.

Під час визначення середніх квадратичних похибок (СКП) значення модельних тропосферних затримок порівнювали із значеннями, одержаними методом інтегрування за даними аерологічного зондування атмосфери. СКП різниць гідростатичної складової тропосферної затримки по моделі Saastamoinen становить 7,7мм, Hopfield – 9,9; вологої складової – 19,7 мм, 20,8 мм відповідно. СКП різниць повних значень тропосферних затримок, обчислених інтегруванням та за моделями Saastamoinen і Hopfield становлять: 19,2мм та 23,6мм відповідно [21]. Під час створення моделей Saastamoinen та Hopfield використано різні підходи щодо представлення атмосфери, а саме закон гідростатичної рівноваги та політропна модель атмосфери.

Модельні представлення тропосферних затримок не враховують вертикальний розподіл метеорологічних параметрів в атмосфері. Інверсії температури зумовлюють також зростання парціального тиску, що впливають на величину тропосферної затримки. Середній внесок в атмосферну затримку інверсій температури становить від 29мм до 64мм, інверсій вологості: від 3 мм до 15 мм.

При GPS використовуються спостереження супутників, що перебувають на зенітних відстанях від  $0^{\circ}$  до  $80^{\circ}$ . Оскільки для зенітних відстаней ( $85^{\circ}$ ) радіохвиля проходить в атмосфері відстань понад 800 км, то необхідно враховувати значення горизонтальних градієнтів рефракції ( $N$ ) для різних масштабів, а саме від 20–40 км до 600–800 км. Можливість виникнення горизонтальних градієнтів індексу рефракції в напрямку меридіана  $N_{\phi}$  зумовлюється, в основному, горизонтальними температурними градієнтами, зв'язаними зональним (широтним) зменшенням температури повітря від екватора до полюса. Крім того можуть існувати добові горизонтальні градієнти температури (і індексу рефракції  $N_{\lambda}$ ) в напрямку паралелі, зумовлені добовими змінами температури внаслідок обертання Землі.

Що стосується вертикальних градієнтів температури  $\gamma$ , то про це описано вище. Тут ще раз відзначимо, що  $\gamma$  зменшується зі збільшенням географічної широти. У теплу пору року він більший, ніж у холодну. На різних висотах числові значення  $\gamma$  різні. Адже до висот 11 км для середніх широт (де розташована Україна) спостерігаються інверсії температури, де вертикальний градієнт змінює знак. Для оцінювання горизонтальних градієнтів виберемо одиницю відстані  $1^{\circ}$  дуги великого круга. Також необхідно мати дані синхронних аерологічних зондувань атмосфери не менше ніж в трьох пунктах, розміщених в межах ділянки радіусом 150–200 км навколо пункту спостереження [25]. У нічну пору доби, горизонтальні градієнти температури можуть зберігати напрямок в усій товщі атмосфери і досягати максимальних значень  $\Delta T/\Delta S = 3^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\text{S}$ . Зміна знака  $\Delta T/\Delta S$  спостерігається в пограничному шарі і поблизу тропопаузи. Використовуючи профілі аерологічних даних: P, T, W на денну пору доби, ми обчислили індекси рефракції для стандартних висот від  $h=0,5$  км до  $h=20$  км. На висоті  $h=8$  км  $\Delta T/\Delta S$  набувають максимального значення і становлять  $8(^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\text{S})$ . Очевидно причинами цього є інверсії температури. В ясні дні горизонтальні градієнти температури  $\Delta T/\Delta S$  в тропосфері і стратосфері спрямовані із півночі на південь.

У пограничному шарі горизонтальні градієнти тиску вночі досягають приблизно  $1$  мб/  $1^{\circ}\text{S}$ , а максимальне значення на висоті 12 км може досягати  $3,5$  мб/  $1^{\circ}\text{S}$ . У зимову пору року  $\Delta P/\Delta S$  більше ніж улітку, у напрямку меридіана більше ніж в напрямку паралелі. Значення  $\Delta P/\Delta S$  у нижніх шарах атмосфери вдень коливається в межах від  $-5,7$ мб/  $1^{\circ}\text{S}$  до  $+1,6$ мб/  $1^{\circ}\text{S}$ . У середній і верхній тропосфері і стратосфері ( $5$  км  $< h < 20$ км) тиск над Львовом здебільшого більший, ніж над

суміжними пунктами.  $\Delta P/\Delta S$  досягають свого максимального значення близько 5.3 мбар/1°S в напрямку Львів–Ужгород і 4,2 мбар/1°S в напрямку Львів–Шепетівка. Описані вище зміни тиску і температури в горизонтальному і у вертикальному напрямках відбуваються в безхмарні (бал хмарності становить до 2) моменти часу. Оскільки у радіодіапазоні спостереження (вимірювання псевдовіддалі) проводять за будь-якої погоди, то великий вплив на результати вимірювань віддалі мають вертикальні і горизонтальні градієнти вологості повітря.

Наявність горизонтальних градієнтів температури, тиску і вологості свідчать про відхилення стану атмосфери від сферичної симетрії. Тому було досліджено відхилення профілів індексу рефракції від сферичної симетрії. Горизонтальні градієнти індексу рефракції зумовлюють необхідність введення поправки у відстань  $\Delta r_g$ , що залежить від зенітної відстані  $z$ , азимута ШСЗ і висоти  $h$ . Горизонтальні градієнти показника заломлення в оптичному діапазоні досліджував Gardner [25]. Він показав, що горизонтальні градієнти на зенітній відстані  $z=80^\circ$  дають середньоквадратичну похибку 3 см. Модель Gardnera була розвинута в роботах Geringa і Mak-Milana. Geringa зробив висновок, що внесок азимутальної асиметрії в поправку не перевищує 10 см на  $z=85^\circ$ , але в окремих випадках може бути набагато більшим. За Mak-Milan – денні середні градієнти становлять 5см затримки на  $z=83^\circ$ .

Як було зазначено вище, для дослідження горизонтальних градієнтів рефракції в напрямку меридіана і паралелі, потрібно мати синхронні аерологічні зондування атмосфери не менше ніж у трьох пунктах, розміщених у межах радіусом 150–200 км. Та приймається умова, що рефракція лінійно змінюється в горизонтальному напрямку, то поправка  $\Delta r_g$  включає ефект тільки лінійної варіації індексу рефракції в горизонтальному напрямку, що призводить до синусоїдальної залежності  $\Delta r_g$  від азимута. Тому обчислення проводили для різних напрямків по азимуту від  $A=0^\circ$  до  $360^\circ$  із кроком  $\Delta A=10^\circ$  і для зенітних відстаней  $z=10^\circ, 50^\circ, 70^\circ, 80^\circ$ . У денну пору доби залежність  $\Delta r_g$  від азимуту чітко проявляється при  $z=70^\circ$ . Різниця екстремальних значень становить 5.4 см, що майже у два рази більше ніж в нічну пору доби. Межі зміни значень горизонтальних градієнтів рефракції під час денних спостережень ШСЗ у 2–3 рази більші, ніж під час нічних. У середньому через існування горизонтальних градієнтів рефракції похибка визначення тропосферної поправки у віддаль становить від 0.037м до 0.053м. Відомий спосіб визначення горизонтальних градієнтів рефракції атмосфери, розроблений Gardner [25], полягає у тому, що для дослідження градієнтів рефракції і їх ефектів необхідно мати дані синхронних аерологічних зондувань атмосфери не менше ніж у трьох пунктах, розміщених у межах кола з радіусом 150–200 км навколо основного пункту спостереження. Недоліком цього способу є мала кількість дат і пунктів синхронних спостережень, а також малий діапазон можливих базових відстаней між опорними пунктами (150–200 км).

Запропонований спосіб визначення горизонтальних градієнтів рефракції атмосфери полягає у виборі пунктів спостережень (рис.3), що розміщені у напрямі розповсюдження електромагнітної хвилі [26]. Спостереження проводять із опорного пункту  $A$  на певній зенітній відстані  $z$ , а далі визначають висоти атмосфери  $H$ , на яких проходить імпульс над суміжними пунктами спостереження, за формулою

$$H = \frac{(R + h_1) \cdot \sin z}{\sin(z - \alpha)} - (R + h_2),$$

де  $R$  – радіус Землі;  $h_1$  – висота опорного пункту спостереження  $A$  над рівнем моря;  $h_2$  – висота суміжного пункту  $B$  над рівнем моря;  $z$  – зенітна відстань спостереження;  $\alpha$  – геоцентричний кут, який утворюється пунктами спостереження  $AOB$ , де  $O$  – центр Землі, до того ж кут  $\alpha$  визначають за формулою

$$\alpha = \arccos \left[ \frac{\cos^2 \varphi_1 + \cos^2 \varphi_2 - \sin^2(\varphi_2 - \varphi_1)}{2 \cos \varphi_1 \cdot \cos \varphi_2} - 2 \sin^2 \frac{\Delta \lambda}{2} \cos \varphi_1 \cdot \cos \varphi_2 \right],$$

де  $\varphi_1$  – географічна широта опорного пункту  $A$ ;  $\varphi_2$  – географічна широта суміжного пункту  $B$ ;  $\Delta \lambda$  – значення різниці географічних широт між опорним  $A$  і суміжним  $B$  пунктами. Після чого на визначеній висоті атмосфери  $H$  знаходять реальні значення індексу рефракції атмосфери  $N$  за



даними аерологічного зондування атмосфери над опорним та суміжним пунктами, які дають змогу встановити величину горизонтальних градієнтів рефракції атмосфери.

Переваги запропонованого способу полягають у тому, що відхилення реального стану атмосфери від сферично-симетричної моделі визначається на основі великої кількості синхронних даних спостереження та для різних діапазонів базових відстаней між опорним і суміжними пунктами спостереження на основі реальних значень  $N$ , що знаходяться за миттєвими значеннями метеопараметрів.

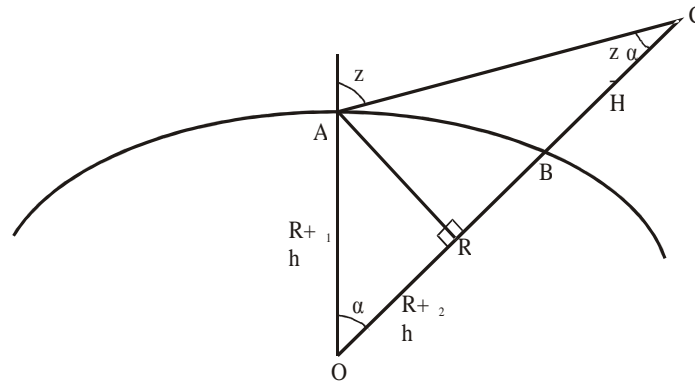


Рис. 3. До визначення висоти проходження променя над пунктом  $B$

Усереднені по азимуту значення різниці індексів рефракції:

$H$  день ніч середнє

6км  $5,40 \pm 1,63$   $5,46 \pm 1,05$   $5,43 \pm 1,37$

26км  $0,35 \pm 0,30$   $0,30 \pm 0,27$   $0,33 \pm 0,29$ .

Результати для ночі і дня мало відрізняються. На величину значень горизонтальних градієнтів рефракції великий вплив роблять топографічні умови розміщення пунктів спостережень. Значення горизонтальних градієнтів рефракції в  $5,4 N$  одиниць дають похибку у визначення тропосферної затримки близько 3 см.

**Висновки.** Тропосферні затримки мають порядок величин, що є вищим за шумові похибки фазових вимірювань. Їхній вплив повинен бути зменшений для того, щоб використати всю потенційну точність GNSS-технології. Під час визначення тропосферної затримки із GPS спостережень, для приведення до зеніту використовуючи функції відображення і врахування горизонтальних градієнтів, необхідно у пункті спостереження вимірювати метеопараметри.

1. Davis J. L., Herring T. A., Shapiro I. I., Rogers A. E., Elgered G.. *Geodesy by Radio Interferometry: Effects of Atmospheric Modeling Errors on Estimates of Baseline Length* // *Radio Science*, Vol. 20, No. 6. – 1985. pp. 1593–1607. 2. MENDES, V. B., LANGLEY R.B. *Tropospheric Zenith Delay Prediction Accuracy for Airborne GPS High-Precision Positioning* // *Proceedings of The Institute of Navigation 54th Annual Meeting, Denver, CO, U.S.A.,-1998.* - pp. 337–347. 3. Goad C., Goodman L. *A modified Hopfield tropospheric refraction correction mode* // *The American Geophysical Union, CA, USA.* -1974. - 28 p. 4. Niell, A. E. *Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths* // *Journal of Geophysical Research*, 1996, Vol.101, No.B2, pp. 3227-3246. 5. Saastamoinen J. *Atmospheric correction for troposphere and stratosphere in radioringing if satellites* // *Geophysical monograph, 15, American Geophysical Union, Washington, 1972, pp. 247-252.* 6. Mendes, V. B., Langley R. B.. *A comprehensive analysis of mapping functions used is modeling tropospheric propagation delay in space geodetic data* // *In Proceedings of the International Symposium on Kinematic Systems in Geodesy, Geomatics and Navigation KIS94, Banff, Canada, 1994, pp. 87-98.* 7. Boehm J., Niell A., Tregoning P, Schuh H.. *Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data* // *Geophysical*

*Research Letters* 33, L07304. DOI: 10.1029/2005GL025546. 8. Steigenberger P., Boehm J., Tesmer V.. Comparison of GMF/GPT with VMF1/ECMWF and implications for atmospheric loading // *Journal of Geodesy* 83: 943–951, DOI 10.1007/s00190-009-0311-8. 9. Collect. Techn. Pap. Washington (D.C.). P. 8. 10. Teunissen, P.J.G. GPS for geodesy. Teunissen P.J.G., Kleusberg A. (Eds.). P.J.G. Teunissen, Y. Bock, G. Beutler et al. Berlin: Springer, 1998. 650 p. 11. Misra, P.N. Global Positioning System. Signals, Measurements and Performance P.N. Misra, P. Enge. USA: Ganga-Jamuna Press. 2001. 390 p. 12. E-GVAP: <http://egvap.dmi.dk>. 13. Каблак Н.И., Климик В.У., Швалагин И.В., Каблак У.И. Приземные слои атмосферы и точность наблюдений искусственных спутников Земли. // Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва. – Львів: Нац. ун-т “Львівська політехніка”, 2005. – С. 123-127. 14. Каблак Н. И. Индекс рефракції та атмосферна поправка у відстань до штучних супутників Землі // Кинематика и физика небесных тел. – К., 2007. – т.23, №2. -с.123-128. 15. Каблак Н.И. Дослідження водяної пари, що випадає в атмосфері // Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва. Збірник наук. праць Західного геодезичного товариства УТГК. – Львів, 2007. – С.89–94. 16. Козаков Л.Я., Ломакин В.С. Неоднородности коэффициента преломления воздуха в тропосфере. – М.: Наука, 1976. – 156 с. 17. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 876 с. 18. Тегза І.М., Швалагін І.В. Нелінійний профіль температури в тропосфері і точність визначення відстані до штучних супутників Землі. // Вісник УжДУ, С. “Фізика”. – 1999. – №4. – С. 139–144. 19. Каблак Н. И. Моделювання зміни фізичних параметрів атмосфери з висотою // Кинематика и физика небесных тел. – К., 2007. - т.23, №1. – с.18–24. 20. Гофманн-Велленгоф Б., Ліхтенеггер Г., Коллінз Д. Глобальна система визначення місцеположення (GPS): теорія і практика. – К.: Наукова думка, 1996. – 376 с. 21. Паляниця Б.Б. Методи визначення атмосферної поправки у супутникові виміри в оптичному та радіодіапазонах. Дисертація на здобуття наук.ступ. канд.тех.н. – Львів, 2004. – 149с. 22. T.A. Herring , R.A. Anthes, R.H. Ware. GPS Metrology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the GPS. // *J.Geophys. Res.*–V.97.– 1992.– P.15787-15801. 23. Ifadis I. The atmospheric delay of radio waves: modelling the elevation dependence on a global scale.- Gothenburg: Chalmers Univ. Technology, 1988.-P.15,31,34-40,76,93-99.-(Technical report N38L). 24. Mendes V. B. Modeling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques.- Fredericton: Department of Geodesy and Geomatics Engineering University of New Brunswick, 1999. - P. 47–66, 85, 211–213.- (Technical report N 199). 25. Gardner C.S. Effects of horizontal refractivity gradients on the accuracy of lase ranging to satellites/*Radio Science*. – 1976. Vol. 11, N. 12, P. 1037–1044. 26. Каблак Н.И., Жигуц Ю.Ю. Патент на винахід №82263 МПК: G01S5/00 Спосіб визначення горизонтальних градієнтів рефракції атмосфери. Опубл. 25.03.2008; – Бюл. №6.

Надійшла 16.04.2011р.