

## ВИЗНАЧЕННЯ І ОЦІНКА СКЛАДОВИХ ТРОПОСФЕРНОЇ ЗАТРИМКИ У GPS-ВИМІРАХ

© Заблоцький Ф.Д., 2001

**Представлен анализ точности определения составляющих зенитной тропосферной задержки по модели Saastamoinen на основании последовательного ряда аэрологического зондирования на антарктической станции “Мирный”. Предложены модели определения влажной составляющей зенитной тропосферной задержки и приведена их оценка.**

**Sets out the accuracy analysis of determination of zenith tropospheric delay components by the Saastamoinen model on the basis of the consecutive series of aerological soundings at Mirnyj station in Antarctica. The models of zenith tropospheric delay wet component determination are suggested and the accuracy estimate of them is adduced.**

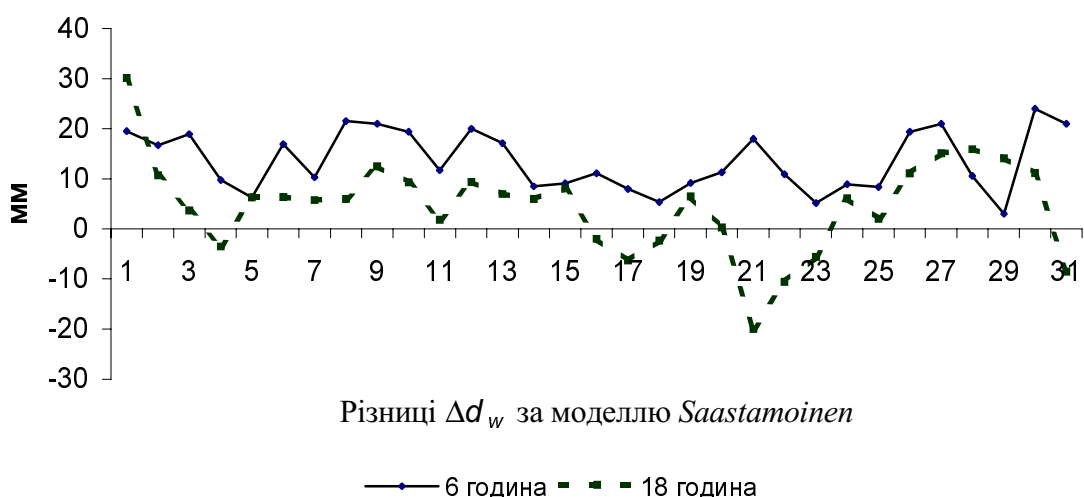
Для визначення і врахування впливу нейтральної атмосфери (тропосферної затримки) на радіовіддалемірні виміри широко застосовується відома модель *Saastamoinen* [7]. Для оцінки точності її в полярних регіонах і, зокрема, в Антарктиді, ми використали 62 зондування атмосфери, що проводились двічі на день о 6 і 18 годині за місцевим середньосонячним часом упродовж січня 1959 року на антарктичній станції “Мирный” [6]. За даними зондування до висот 20 – 30 км та середньомісячними для січня метеорологічними параметрами стратосфери і мезосфери [5], інтерпольованими для широти станції “Мирный” до висоти 80 км, було складено по 31 моделі атмосфери для ранішнього і вечірнього періодів. Далі для кожної моделі були обчислені вертикальні профілі сухої та вологої складових індексу показника заломлення повітря для радіохвиль:

$$N_d = K_1 \frac{P_d}{T}, \quad (1)$$

$$N_w = K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2}, \quad (2)$$

де  $P_d = P - e$  – атмосферний тиск сухого повітря, гПа;  $T$  – абсолютна температура повітря, К;  $e$  – парціальний тиск водяної пари, гПа;  $K_1, K_2, K_3$  – емпіричні коефіцієнти. Інтегруванням цих параметрів по висоті від поверхні станції до висоти 80 км були обчислені для кожної моделі атмосфери суха та волога складові зенітної тропосферної затримки  $d_d^z$  і  $d_w^z$ .

На рисунку наведено міждобову зміну величин  $\Delta d_w^z$ , що визначені як різниці між відповідними величинами, отриманими із інтегрування та за моделлю *Saastamoinen*. Причому вертикальні профілі парціального тиску водяної пари були наведені у всіх датах до єдиної висоти  $H=20$  км над рівнем моря. Як видно, міждобовий хід величин  $\Delta d_w^z$  у вечірній період має більший розмах, викликаний, в першу чергу, особливістю вертикального розподілу вологості 1 і 21 січня, а в загальному величини  $\Delta d_w^z$  зміщені, порівняно з ранішнім періодом, по вертикальній осі в сторону від’ємних значень.



Подібні зміщення проявляються і за іншими аналітичними моделями [4]. Це зумовлено, насамперед, істотно відмінною стратифікацією граничного шару атмосфери, а саме, у вечірній період середньомісячний вертикальний градієнт температури у нижньому кілометровому шарі є близьким до нормального і становить  $6,4^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , а в ранішній період він становить лише  $2,9^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , що викликано частішою появою приземних і припіднятих інверсій температури повітря. Детальніше результати цих досліджень наведені в роботі [3]. Зауважимо, що власне наведені графіки і характеризують точність визначення вологості складової зенітної тропосферної затримки за моделлю *Saastamoinen* в досліджуваному регіоні в літній період.

Таблиця 1

**«Ваги» вертикальних профілів метеорологічних параметрів  
та складових індексу показника заломлення**

Дата	Шар, км	$P_0$ , гПа $t_0$ , °C $e_0$ , гПа $U_0$ , %	$\Sigma P$	$\Sigma t$	$\Sigma e$	$\Sigma N_d$	$\Sigma N_w$	$d_d$ , мм	$d_w$ , мм
1	0,03-2	985	5331	-36	22,0	1543	119,9	497,5	38,9
	2 – 5	-4,0	2535	-78	5,8	772	34,1	577,5	25,0
	5 – 9	4,14	2258	-202	0,8	649	5,3	518,2	3,9
	9 – 20	91	1713	-499	1,0	577	7,3	519,2	6,8
	$\Sigma$		11837	-815	29,6	3541	166,6	2112,4	74,6
21	0,03-2	988	5351	-52	11,6	1566	63,4	506,5	16,2
	2 – 5	-3,4	2522	-103	0,8	788	5,1	590,6	3,7
	5 – 9	3,95	1918	-222	0,2	649	1,1	519,2	0,8
	9 – 20	83	1675	-492	0,3	562	2,2	505,8	2,0
	$\Sigma$		11466	-869	12,9	3565	71,8	2122,1	22,7

Проаналізуємо окремо появу аномальних величин вологої складової 1 і 21 січня. В табл. 1 подані суми (ваги) метеорологічних параметрів та складових індексу показника заломлення за їх вертикальними профілями та величини складових зенітної тропосферної затримки, що формуються цими профілями, для різних шарів тропосфери і нижньої стратосфери, а також загальні суми цих величин в шарі 0,03 – 20 км. Використання таких “ваг” наочно характеризує залежність складових зенітної тропосферної затримки від окремих метеорологічних параметрів і, в цілому, від індексу показника заломлення повітря та дозволяє встановлювати причину появи “аномальних” величин складових  $d_d$  чи  $d_w$  в тих чи інших шарах атмосфери.

Методика аналізу впливу метеорологічних параметрів за “вагами” їх профілів детально висвітлена в роботі [2]. Підібрані моделі в табл. 1 якраз і відображають екстремальні чи близькі до них величини вологої складової  $d_w$  в різних шарах атмосфери. Так, максимальні величини  $d_w$  в шарах атмосфери 0,03 – 9 км викликані 1 січня високою відносною вологістю ( $U, \%$ ), яка до того ж зростає з висотою і в шарі 2,4 – 3 км досягається стан насичення повітря. Причому, при порівняно низькій приповерхневій температурі повітря, яка дорівнює  $-4^\circ\text{C}$ , градієнт температури в нижньому 2 км шарі є майже постійним і становить близько  $2^\circ\text{C}/\text{км}$ , що відповідно зменшує падіння парціального тиску водяної пари. Мінімальні величини  $d_w$ , що проявляються у всіх шарах атмосфери 21 січня о 18 годині, викликані стрімким падінням відносної вологості в граничному шарі атмосфери. Так, при величині приземної відносної вологості  $U_0 = 83 \%$ , вже на границі 1 км вона становить лише 30 % і далі в межах тропосфери дещо більше ніж 20 %, а в позатропосферних шарах поступово знижується до 11 %.

Підсумовуючи викладене, а також результати попередніх досліджень [3, 4, 8], слід відмітити, що ні модель *Saastamoinen*, ні інші відомі аналітичні моделі вже не забезпечують точного визначення величини впливу нейтральної атмосфери на результати GPS-вимірів навіть в зоні Антарктичного узбережжя, оскільки практично в основу кожної з таких моделей, покладено стандартні атмосфери чи усереднені сезонні, чи багаторічні дані аерологічного зондування, отримані переважно в Західній Європі, чи в Північній Америці, тобто в середніх широтах північної півкулі. Для вирішення цієї проблеми слід проводити, на нашу думку, ретельні дослідження існуючої метеорологічної інформації і, в першу чергу, даних аерологічного зондування (включаючи дані, отримані і посереднім зондуванням атмосфери) в окремих регіонах і на цій основі розробляти регіональні моделі атмосфери для окремих сезонів і, навіть, періодів доби (дня і ночі). Такі пропозиції обґрунтовуються таким. На сьогоднішній день в Антарктиді створено ряд потужних астрономогеодезичних обсерваторій, на яких функціонують не лише перманентні GPS-станції, а й VLBI, DORIS, SLR та інші геодезичні перманентні станції. Можна стверджувати без перебільшення, що такі обсерваторії потребують ще й детального локального дослідження впливу атмосфери на результати відповідних спостережень та індивідуального підходу до розробки моделей з метою точного визначення і врахування цього впливу. Деякі спроби такого підходу, що базуються на даних аерологічного зондування на станції “Мирный”, висвітлені нижче. Підхід до розробки моделі атмосфери для літнього періоду на цій станції був таким.

1. Для кожного дня січня 1959 року були вибрані значення температур на стандартних висотах від поверхні станції до висоти 25 км окремо для 6 і 18 години. За усередненими значеннями температур були визначені їх вертикальні градієнти, а далі усереднені для

відповідних шарів атмосфери. Від 25 до 80 км температурні градієнти були визначені за даними середніх місячних температур в стратосфері і мезосфері південної півкулі [7]. Верхня границя 80 км встановлена із міркувань того, що тиск і температура в більш високих шарах атмосфери вносять до величини загальної зенітної тропосферної затримки менш ніж 0,1 мм. За усередненими градієнтами та за вимірними приземними значеннями температур були побудовані вертикальні профілі температур для ранкових і вечірніх моментів миттєвих зондувань різних дат.

2. Для обчислення атмосферного тиску повітря використовувалась відома барометрична формула. За вихідним приземним значенням атмосферного тиску та за обчисленими середніми температурами повітря у кожному шарі визначались його величини на всіх заданих границях шарів атмосфери.

3. Вертикальний профіль водяної пари пропонується встановлювати за формулою:

$$e_h = e_0 \cdot \frac{T_h}{T_0} \cdot \exp(-a \cdot \gamma_t \cdot h - b \cdot h), \quad (3)$$

де  $e_h$  і  $e_0$ ,  $T_h$  і  $T_0$  – відповідно, парціальний тиск водяної пари (гПа) і абсолютна температура повітря (К) на висотах  $H$  і  $H_0$ ;  $\gamma_t$  – вертикальний температурний градієнт (К/км), при цьому додатний знак його відповідає падінню температури з висотою;  $h = H - H_0$  – різниця висот (км). Коефіцієнти  $a = 0,06$  і  $b = 0,15$  встановлені за щоденними дворазовими аерологічними зондуваннями о 6 і 18 годині за місцевим середнім сонячним часом на станції “Мирный” протягом січня 1959 року і приймаються постійними до висоти 20 км. Зауважимо, що дещо подібний підхід для визначення питомої вологості повітря у арктичній атмосфері для різних сезонів року було запропоновано раніше у роботі [1]. За формулою (3) обчислювались в подальшому вертикальні профілі вологості. Оскільки у використуваних даних параметр вологості задавався відносною вологістю ( $U, \%$ ), то для визначення як приземного значення тиску водяної пари, так і вертикальних профілів її використовувалась відома залежність

$$e = \frac{U}{100} \cdot 6.11 \cdot 10^{\frac{7.5 \cdot t}{237.3 + t}}. \quad (4)$$

Визначені за таким підходом значення сухої і вологої складових зенітної тропосферної затримки ми будемо позначати як модель №1 (табл. 3 – 5). Наступним кроком було уточнення коефіцієнтів  $a$  і  $b$  у формулі (3) окремо для ранішнього і вечірнього періодів, а саме: коефіцієнти  $a$  дорівнюють, відповідно, 0,055 для 6 години і 0,068 для 18 години і прийняті постійними до висоти 20 км; коефіцієнти  $b$  є перемінними по висоті і враховуються лише до 8 км, тобто практично до верхньої границі тропосфери (табл. 2). Врахування коефіцієнта  $b$  в позатропосферних шарах не змінює величини вологої складової. Такий підхід визначення величин  $d_d$  і  $d_w$ , а, відповідно, і різниць  $\Delta d_d$  і  $\Delta d_w$ , наведених в табл. 3 – 5, ми позначаємо як модель №2. Розходження окремих величин  $d_d$  до 0,3 мм в моделях №1 і №2 викликані незначною зміною профілів атмосферного тиску сухого повітря. Величини  $\Delta d_w$  за моделлю №3 (табл. 5) отримані так. Для 6 години ранку і 18 години вечора на кожен дату січня були обчислені вертикальні градієнти відносної вологості повітря у всіх шарах до верхньої границі тропосфери, а потім усереднені для шарів атмосфери, наведених в табл. 2. Далі за вимірною відносною вологістю на висоті станції і за наведеними вертикальними градієнтами обчислювались для окремих дат

значення відносної вологості для кожної границі окремого шару зондування. За визначеними за формулою (4) величинами парціального тиску водяної пари та за значеннями температури повітря, отриманими, як описано в пункті 1, визначались інтегруванням величини вологої складової зенітної тропосферної затримки.

Таблиця 2

**Усереднені коефіцієнти  $b$  і вертикальні градієнти відносної вологості ( $\gamma_u$ ,%/км) в шарах атмосфери**

Час	Пара-метр	Границі шарів атмосфери, км				
		0,03 – 0,20	0,2 – 0,5	0,5 – 1,0	1 – 3	3 – $H_{\text{троп}}$
6 <sup>h</sup>	$b$	0,09	0,11	0,14	0,15	0,28
18 <sup>h</sup>	$b$	0,09	0,16	0,14	0,10	0,20
6 <sup>h</sup>	$\gamma_u$	5,5	5,0	4,5	2,4	2,8
18 <sup>h</sup>	$\gamma_u$	5,5	10,1	8,2	3,3	2,0

Для порівняння точності визначення сухої і вологої складових зенітної тропосферної затримки за моделями №1 і №2 та за моделлю *Saastamoinen* було підібрано по 3 миттєвих моделі атмосфери для кожної декади січня для 6 і 18 години, що охоплювали насамперед екстремальні значення вологої складової зенітної тропосферної затримки (табл. 3 і 4). Зазначимо, що вертикальні профілі парціального тиску водяної пари були приведені у всіх датах до єдиної висоти  $H=20$  км над рівнем моря. Оцінка точності визначення складових, наведена в табл. 3 – 5, базувалась на тому, що величини  $d_d$  і  $d_w$ , отримані за даними зондування атмосфери, приймалися за істинні.

Таблиця 3

**Оцінка точності визначення складових за пропонованими моделями та за моделлю *Saastamoinen* (6 год, станція “Мирный”)**

Дата	$d_d$	$d_w$	$\Delta d_d$	$\Delta d_w$	$\Delta d_d$	$\Delta d_w$	$\Delta d_d$	$\Delta d_w$
	ЗОНДУВАННЯ		Модель 1		Модель 2		Saastamoinen	
1,01	2243,0	45,3	-0,3	11,0	-0,2	8,0	1,8	19,2
4,01	2257,3	33,5	3,0	2,0	3,1	-0,8	4,8	9,7
9,01	2222,8	72,8	1,7	6,2	2,0	0,4	2,1	20,8
11,01	2223,3	50,1	-2,4	0,3	-2,4	-4,1	-1,9	11,4
12,01	2228,5	63,0	4,1	7,3	4,4	2,4	5,5	19,7
18,01	2235,6	33,9	0,5	-3,4	0,7	-6,6	1,3	5,3
21,01	2234,7	41,3	-3,3	10,1	-3,2	7,4	-1,9	17,7
27,01	2251,5	42,9	-2,6	14,2	-2,4	11,6	-1,0	20,8
29,01	2275,9	42,1	-2,3	-8,4	-2,1	-12,8	-1,6	2,8
середнє	2241,4	47,2	-0,2	4,4	0,0	0,6	1,0	14,2
$m$			2,5	8,2	2,6	7,3	2,9	15,6

Таблиця 4

**Оцінка точності визначення складових за пропонованими моделями та за моделлю Saastamoinen (18 год, станція "Мирный")**

Дата	$d_d$	$d_w$	$\Delta d_d$	$\Delta d_w$	$\Delta d_d$	$\Delta d_w$	$\Delta d_d$	$\Delta d_w$
	ЗОНДУВАННЯ		Модель 1		Модель 2		Saastamoinen	
1,01	2240,8	74,2	1,0	25,5	1,0	25,7	1,9	29,8
4,01	2243,7	28,0	0,7	-6,2	0,7	-6,0	2,5	-3,6
9,01	2237,5	71,2	1,1	7,6	1,1	7,9	0,9	12,2
11,01	2223,4	42,4	0,0	-1,9	0,0	-1,7	2,7	1,5
12,01	2228,3	72,7	0,1	3,9	0,1	4,2	0,8	9,0
13,01	2222,4	62,0	-1,4	2,0	-1,4	2,3	-0,6	6,5
21,01	2247,7	22,2	0,4	-24,0	0,4	-23,8	2,0	-20,1
27,01	2252,5	42,8	3,4	12,3	3,4	12,4	4,5	15,1
31,01	2228,6	26,0	-1,0	-11,8	-1,1	-11,4	1,1	-8,6
середнє <i>m</i>	2236,1	49,1	0,5	0,8	0,5	1,1	1,8	4,6
			1,4	13,5	1,4	13,5	2,2	14,5

Таблиця 5

**Оцінка точності визначення складових зенітної тропосферної затримки за різними моделями (ст. "Мирный", січень)**

Дата	№1		№2	№3	SA		№1		№2	№3	SA	
	$\Delta d_d$	$\Delta d_w$	$\Delta d_w$	$\Delta d_w$	$\Delta d_d$	$\Delta d_w$	$\Delta d_d$	$\Delta d_w$	$\Delta d_w$	$\Delta d_w$	$\Delta d_d$	$\Delta d_w$
	Ранішній період – 6 год.						Вечірній період – 18 год.					
1,01	0,0	5,2	4,2	5,0	2,2	11,1	1,2	21,8	23,7	23,5	2,3	23,3
2,01	2,0	-4,7	-6,2	-7,1	3,5	4,0	7,9	1,8	3,6	3,5	8,3	2,8
5,01	-0,2	-3,6	-4,6	-4,3	1,3	2,1	9,0	-0,6	1,0	1,7	11,0	0,5
6,01	7,8	8,4	6,7	8,2	9,5	13,7	0,5	0,1	2,7	1,3	1,7	1,2
7,01	2,7	-1,5	-2,7	-3,6	4,6	7,4	-9,5	-6,4	-4,0	-5,1	-7,8	-6,1
8,01	0,5	12,5	10,6	11,9	2,6	19,1	2,3	1,4	3,9	4,0	3,6	2,0
11,01	-2,3	-2,2	-3,7	-4,2	-1,6	5,4	0,2	-6,4	-4,1	-4,1	3,0	-5,6
12,01	4,4	3,1	1,6	0,1	5,9	12,0	0,5	-2,2	0,6	-2,3	1,4	-1,6
13,01	-0,6	-4,2	-6,1	-9,3	0,0	6,5	-1,1	-2,8	-0,7	-2,2	-0,1	-2,5
14,01	4,0	-9,3	-11,2	-13,4	5,1	0,4	3,1	-2,7	-0,5	-1,6	4,5	-2,2
15,01	1,2	-2,6	-3,7	-3,6	3,5	3,6	-3,0	-0,5	1,8	0,7	-1,8	-0,3
16,01	0,4	-3,2	-4,5	-4,6	2,4	4,2	-9,3	-4,3	-2,4	-2,1	-7,5	-3,6
17,01	-0,8	-6,4	-6,8	-8,2	0,7	1,7	-0,5	-11,0	-9,2	-8,8	1,4	-10,5
18,01	0,6	0,0	-0,9	-0,2	1,7	5,5	-4,1	-6,9	-5,3	-4,7	-2,1	-6,1
19,01	4,8	-6,2	-7,7	-8,7	6,5	2,0	-13,1	-0,2	1,9	0,6	-11,9	0,2
20,01	-2,8	-5,6	-7,2	-8,5	-1,3	3,0	-3,7	-9,3	-7,1	-7,6	-2,1	-8,5
21,01	-3,1	5,6	4,6	5,2	-1,6	10,6	0,2	-22,7	-21,2	-21,0	2,0	-22,4
22,01	-2,1	0,4	0,0	0,3	0,5	5,4	-6,3	-13,7	-11,7	-12,4	-4,1	-13,9
23,01	-1,3	-2,3	-2,8	-2,1	1,3	3,8	2,9	-11,1	-7,9	-6,8	4,7	-8,0
24,01	2,0	1,4	0,7	1,6	3,3	6,7	-3,3	0,6	3,1	3,0	-1,2	1,9
25,01	-2,6	-3,9	-4,9	-5,1	-0,7	3,7	1,7	-3,0	-0,7	1,2	3,7	-2,0
26,01	-1,4	10,3	9,8	10,4	-0,5	16,4	-10,2	5,7	7,1	9,0	-7,5	6,9
Сер, <i>m</i>	0,6	-0,4	-1,6	-1,8	2,2	6,7	-1,6	-3,3	-1,2	-1,4	0,1	-2,5
	2,8	5,6	5,9	6,8	3,6	8,3	5,7	8,9	8,3	8,4	5,3	8,8

Як видно, для ранішнього і вечірнього періодів величини сухої складової  $d_d$  як за моделлю №1, так і за моделлю №2, визначаються з однаковою точністю і дещо краще ніж за моделлю *Saastamoinen*, а точність визначення вологої складової  $d_w$  є найкращою за моделлю №2 для 6 години ранку. У вечірній період точність визначення величин  $d_w$  і за моделлю №1 і за моделлю №2 оцінюється однаково і є дещо вищою, ніж за моделлю *Saastamoinen*.

Крім цього, для оцінки і аналізу точності визначення складових зенітної тропосферної затримки і, в першу чергу, вологої складової, за пропонованими нами моделями і моделлю *Saastamoinen* використано по 22 моделі для ранішнього і вечірнього періодів (табл. 5). Причому, в даному випадку волога складова зенітної тропосферної затримки визначалась лише до верхньої границі тропосфери (в середньому для січня вона становить на станції “Мирний” 8,66 км), оскільки в більшості аналітичних моделей, висота врахування вологості повітря обмежується тропосферою. Детальне обґрунтування вибору такої висоти врахування вологості повітря викладене в роботі [4].

Зауважимо, що перелік дат у табл. 5 охоплює не повністю весь місяць, а лише другу декаду, що певною мірою накладає деяку особливість щодо точності визначення вологої складової за пропонованими моделями, оскільки середньодекадний вертикальний градієнт температури повітря другої декади суттєво відрізняється від середньомісячного градієнта, особливо у вечірній період. Разом з тим, точність визначення вологої складової за моделями №2 і №3 все ж є вищою, ніж за моделлю *Saastamoinen*, а для ранішнього періоду вона є значно кращою і, в першу чергу, за моделями №1 і №2.

На завершення вважаємо за доцільне зазначити. Результати наведених досліджень підтверджують висловлювані в попередніх роботах [3,4,8] пропозиції щодо локалізації досліджень впливу нейтральної атмосфери на величину тропосферної затримки і, насамперед, її вологої складової.

1. Базлова Т.И. К вопросу о вертикальном распределении водяного пара в арктической атмосфере // *Тр. ААНИИ*. – 1966. – Т. 279. – С.25 – 41. 2. Заблоцький Ф.Д. Паляниця Б.Б. Оцінка впливу нижньої атмосфери на лазерні і радіотехнічні супутникові виміри // *Геодезія, картографія і аерофотознімання*. – 2000. – Вип.60. – С.39 – 46. 3. Заблоцький Ф.Д. Моделі атмосфери для визначення тропосферної затримки в полярних регіонах // *Зб. наукових праць «Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва»*. Львів, 2001. 4. Заблоцький Ф.Д. Оцінка вологої складової зенітної тропосферної затримки за даними станції Мірний (Антарктичне узбережжя) // *Зб. доповідей VI Міжнародного науково-технічного симпозиуму “Геоінформаційний моніторинг навколишнього середовища: GPS і GIS технології”*, Алушта, 8 – 15 вересня 2001, Львів, 2001. – С. 60 – 65. 5. Кошельков Ю.П. Циркуляция и строение стратосферы и мезосферы южного полушария. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. 6. *Тр. Советской антарктической экспедиции, т.33. Четвертая континентальная экспедиция, 1959 г. Материалы наблюдений // Изд-во «Морской транспорт»*. Л., 1963. 7. 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. 8. Zablotykyj F. On determination precision of tropospheric delay at the Antarctic coast stations // *Доп. представлена на 3-й антарктичний геодезичний симпозиум, 17 – 21 липня 2001 р.*