

# ПОРІВНЯЛЬНА ОЦІНКА МОДЕЛЕЙ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ВОЛОГОЇ СКЛАДОВОЇ АТМОСФЕРНОЇ ПОПРАВКИ У ВІДСТАНЬ ДО ШТУЧНИХ СУПУТНИКІВ ЗЕМЛІ

І.М.Тегза

Ужгородський державний університет, 88000, Ужгород, вул.Волошина, 54

Досліджено вологу складову поправки у відстань до штучних супутників Землі (ШСЗ)  $\Delta\rho$  по шести широко вживаних моделях та на основі даних аерологічного зондування атмосфери протягом року в Ужгороді та Львові в денний та нічний час. Обчислено середньоквадратичні відхилення для кожної моделі. Зроблено аналіз результатів, порівняно з даними літературних джерел. Найкращі результати дають термодинамічна та модель Чао. Модель Іфадіса на відміну від даних літературних джерел дає незадовільні результати.

## 1. Моделювання поправки у відстань до ШСЗ

В останнє десятиріччя різко зросла кількість задач, в яких як базисні використовуються вимірювання відстані до ШСЗ в різних галузях наукової і практичної діяльності. З ростом інструментальної точності приладів, появою нових методик і задач зростають вимоги до точності вимірювання відстані до ШСЗ і максимально можливого врахування похибок, які виникають при цих вимірюваннях. Одним із основних джерел цих похибок є атмосфера Землі. Так, інструментальна точність сучасних GPS-приймачів (GPS- глобальна система визначення місцеположення)  $\approx 3$  мм по горизонтальній складовій положення станції. Вертикальна складова як правило визначається в 2-3 рази гірше із-за впливу немодельюємих флуктуацій вологості складової показника заломлення повітря [2]. Ця складова визначається за формулою Тейера (1974) [4],[5]:

$$N_w = k_2 \left( \frac{e}{T} \right) Z_w^{-1} + k_3 \left( \frac{e}{T^2} \right) Z_w^{-1}; \quad (1)$$

де  $N=10^6$  (n-1); n-показник заломлення повітря; e-парціальний тиск водяної пари;

коефіцієнт  $Z_w^{-1}$  враховує відхилення реального повітря від ідеального газу і визначається як:

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

Коефіцієнти  $k_2$  і  $k_3$  мають такі значення:

$$k_2 = 64.8000 \pm 0.080 \text{ [К мбар}^{-1}\text{]}; \quad (3)$$

$$k_3 = (3.7760 \pm 0.004) \cdot 10^5 \text{ [К}^2 \text{ мбар}^{-1}\text{]}; \quad (4)$$

де t-температура в  $^{\circ}\text{C}$ , T-температура в  $^{\circ}\text{K}$ .

Ця формула дає значення N з точністю 0.02% [4].

Поправка у відстань визначається як [4]:

$$\Delta\rho_w = 10^{-6} \int_s N_w dS. \quad (5)$$

Якщо розбити атмосферу на досить тонкі шари, так щоб в межах кожного шару показник заломлення повітря не змінювався і враховуючи закон Снелліуса, яким описується траєкторія проходження хвилі в сферично-симетричній атмосфері [4] можна записати:

$$\Delta\rho_w = 10^{-6} \int_{h_0}^{h_{\max}} \frac{N_w}{\sqrt{1 - \left( \frac{n_0(R_e + h_0)}{n(R_e + h)} \sin Z_0 \right)^2}} dh; \quad (6)$$

де S-шлях, який пройшла радіохвиля,  $Z_0$ -зенітна віддаль ШСЗ на поверхні Землі ( в точці  $h_0$ ),  $h_0$ -висота станції спостереження над рівнем моря,  $h_{\max}$  - висота, до якої проводиться інтегрування,  $R_e$  -радіус Землі.

Для визначення поправки  $\Delta\rho_w$  по формулі (6) необхідно знати реальні значення  $e$ ,  $T$  (або  $N$ ) вздовж шляху інтегрування. У випадку відсутності таких даних (даних аерологічного радіозондування атмосфери),  $\Delta\rho_w$  шукають по наближеним формулам – моделям. Всі моделі, за якими визначають  $\Delta\rho_w$ , можна поділити на два типи:

а) моделі, в яких висотні профілі метеопараметрів або хід  $N$  з висотою знаходять по емпіричних формулах або на основі фізичних законів розподілу. Потім поправка знаходиться за формулою (6).

б) моделі, в яких  $\Delta\rho_w$  є функцією поверхневих метеопараметрів, зенітної відстані  $Z$  та деяких додаткових поправкових параметрів.

Часто поправку на будь-якій зенітній віддалі визначають як:

$$\Delta\rho(Z) = \Delta\rho(0) \cdot f(Z); \quad (7)$$

де  $\Delta\rho(0)$ -поправка в напрямку зеніта,  $f(Z)$ -так звана функція відображення. Тоді окремо моделюється  $\Delta\rho(0)$  і окремо функція відображення.

## 2. Результати та обговорення

Для порівняння точності різних моделей було відібрано такі моделі:

модель Каллахана (Kallachan) [4] (тип б); модель Хопфілда (Hopfield) [6] (тип а); термодинамічна [6] (тип а); функціональна [3] (тип а); модель Чао (Chao) [4],[7] (тип б); модель Девіса (Davice) [4] (тип б); модель Саастамойнена ( Saastamoinen) [1] (тип б), глобальна модель Іфадіса (Ifadis) [4] (тип б).

Як еталон використовувалось значення  $\Delta\rho_w$ , обчислене за формулами (1)-(6) на основі даних аерологічного зондування атмосфери, яке проводилось протягом року в Ужгороді і Львові при ясній погоді в денний і нічний час. Кількість зондувань:

Ужгород, день -53, ніч-119;

Львів-день -62, ніч-123.

Метеопараметри на поверхні Землі брались із цих же файлів даних. Для моделі Каллахана було взято найпростішу функцію відображення

$$f(Z) = \sec Z. \quad (8)$$

Для всіх моделей було взято такі значення параметрів:

градієнт температури в тропосфері  $\gamma = 6.5$  град/км;

висота тропопаузи  $h_t = 11$  км.

Для моделей Каллахана, Саастамойнена, Чао, Девіса істинну зенітну відстань  $Z_i$  знаходили із формули рефракції [1]:

$$\Delta Z'' = Z - Z_i = \frac{16.0'' \operatorname{tg} Z}{T_0} \left( P_0 + \frac{4800 \cdot e_0}{T_0} \right). \quad (9)$$

В таблицях 1,2 представлені середні за рік значення поправки  $\Delta\rho_w$  та їх середньоквадратичні відхилення  $\sigma$  на різних зенітних відстанях. Результати аналогічні як для денних даних, так і для нічних даних, а оскільки нічних даних більше (більше ясних ночей ніж днів протягом року), то ми приводимо результати для нічних даних як більш точні.

Таблиця 1. Середні за рік значення  $\Delta\rho_w$  в м. для Ужгорода (нічні дані).

Модель		$0^0$	$50^0$	$70^0$	$75^0$	$80^0$	$85^0$
Еталон	$\Delta\rho$	0,111	0,173	0,324	0,428	0,638	1,269
	$\sigma$	0,005	0,008	0,016	0,020	0,031	0,061
Каллахан	$\Delta\rho$	0,120	0,192	0,427	-	-	-
	$\sigma$	0,005	0,008	0,018	-	-	-
Хопфільд	$\Delta\rho$	0,100	0,160	0,355	0,687	1,748	0,738
	$\sigma$	0,004	0,007	0,015	0,047	0,205	0,058
Термод.	$\Delta\rho$	0,110	0,172	0,322	0,425	0,629	1,217
	$\sigma$	0,005	0,007	0,014	0,018	0,027	0,052
Функціон	$\Delta\rho$	0,104	0,162	0,304	0,401	0,595	1,152
	$\sigma$	0,005	0,007	0,013	0,017	0,026	0,050
Чао	$\Delta\rho$	0,107	0,167	0,314	0,415	0,618	1,235
	$\sigma$	0,006	0,009	0,017	0,022	0,033	0,066
Девіс	$\Delta\rho$	0,107	0,167	0,312	0,410	0,602	1,128
	$\sigma$	0,006	0,009	0,017	0,022	0,032	0,060
Саастам.	$\Delta\rho$	0,095	0,148	0,279	0,370	0,555	1,143
	$\sigma$	0,004	0,007	0,012	0,017	0,025	0,051
Іфадіс	$\Delta\rho$	0,097	0,150	0,282	0,373	0,553	1,083
	$\sigma$	0,004	0,006	0,012	0,016	0,023	0,046

Таблиця 2. Середнє за рік значення  $\Delta\rho_w$  в м. для Львова (нічні дані).

Модель		$0^0$	$50^0$	$70^0$	$75^0$	$80^0$	$85^0$
Еталон	$\Delta\rho$	0,109	0,170	0,320	0,423	0,630	1,250
	$\sigma$	0,005	0,008	0,014	0,019	0,028	0,056
Каллахан	$\Delta\rho$	0,111	0,178	0,402	0,685	-	-
	$\sigma$	0,005	0,008	0,019	0,196	-	-
Хопфільд	$\Delta\rho$	0,091	0,145	0,328	0,775	0,736	1,323
	$\sigma$	0,004	0,007	0,015	0,054	0,076	0,143
Термод.	$\Delta\rho$	0,102	0,159	0,298	0,393	0,582	1,126
	$\sigma$	0,005	0,007	0,013	0,018	0,026	0,051
Функціон.	$\Delta\rho$	0,098	0,015	0,287	0,378	0,560	1,083
	$\sigma$	0,005	0,007	0,013	0,017	0,026	0,050
Чао	$\Delta\rho$	0,098	0,152	0,286	0,378	0,564	1,126
	$\sigma$	0,005	0,008	0,016	0,021	0,031	0,061
Девіс	$\Delta\rho$	0,098	0,152	0,285	0,374	0,55	1,029
	$\sigma$	0,005	0,008	0,015	0,020	0,03	0,056
Саастам.	$\Delta\rho$	0,088	0,137	0,258	0,341	0,511	1,052
	$\sigma$	0,004	0,006	0,012	0,016	0,024	0,049
Іфадіс	$\Delta\rho$	0,092	0,143	0,268	0,354	0,526	1,029
	$\sigma$	0,004	0,006	0,011	0,015	0,022	0,044

Як видно з таблиць, в зенітному напрямку найкращі результати дає термодинамічна модель, далі ідуть моделі Чао і Девіса (модель Девіса використовує формулу Чао для зенітного напрямку, вона відрізняється тільки функцією

відображення). Гірші результати дають моделі Саастамойнена та Іфадіса.

У всьому діапазоні  $Z$  найгірші результати дає модель Каллахана. Причиною є те, що функція відображення (8) справедлива для плоскої атмосфери, її можна застосовувати для дуже тонкого

шару. Ця функція відображення на  $Z \geq 70$  дає вкрай незадовільні результати. Аналогічно на  $Z \geq 70$  незадовільні результати дає модель Хопфільда. В цій моделі волога складова  $N_w$  була взята по аналогії з сухою, вона не виводиться, тільки замість висотного параметру для сухого повітря  $h_d$  було взято параметр  $h_w$ .

На рис.1 представлено залежність різниці середнього за рік значення  $\Delta\rho_{\text{модель}}$ , обчисленого по моделі, і середнього за рік еталонного значення  $\Delta\rho$ . Моделі Каллахана і Хопфільда не включені сюди, оскільки вони дають найбільш неточні результати і надалі ми їх обговорювати не будемо.

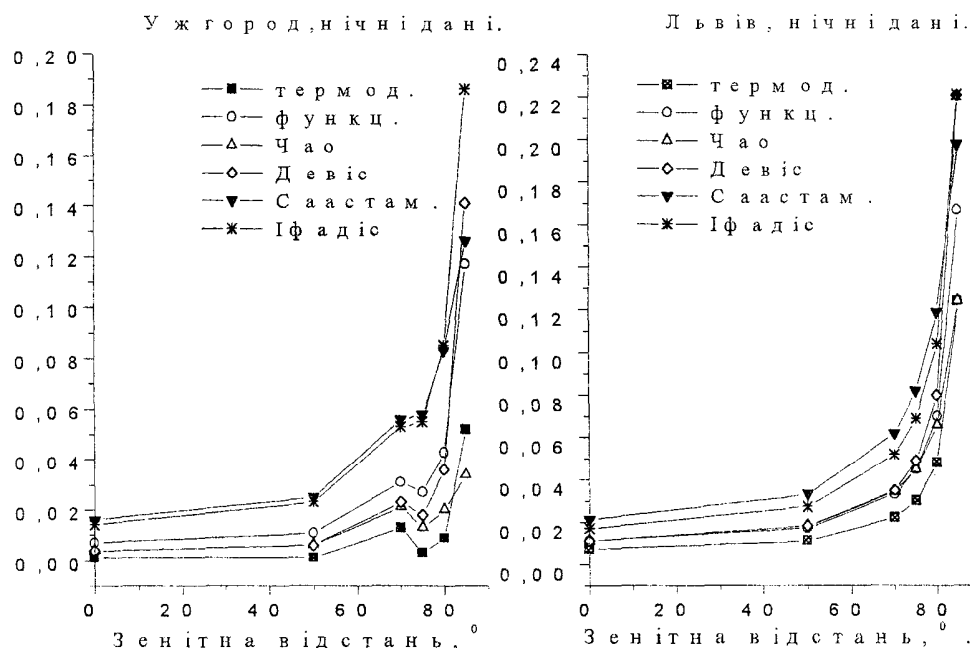


Рис1. Залежність різниці  $\Delta\rho - \Delta\rho_{\text{модель}}$  від зенітної відстані.

Як видно з рисунків, найменше відхилення від еталону у всьому діапазоні  $Z$  дають термодинамічна модель і модель Чао як для Ужгорода, так і для Львова. Модель Девіса є подальшою розробкою моделі Чао, вона містить більше параметрів і як вважається [4], дає кращі результати. Однак, як видно з рисунків, вона дає результати, аналогічні моделі Чао до  $Z \leq 80^\circ$ . На  $Z = 85^\circ$  вона діє гірше. Функціональна модель дає кращі результати, ніж моделі Саастамойнена та Іфадіса, але дещо гірші, ніж

термодинамічна та модель Чао. Ця модель використовує експоненційний профіль  $e(h)$ , де висотний параметр  $h_e$  для кожного пункту знаходиться із багаторічних даних аерологічного зондування атмосфери методом найменших квадратів. Ми використовували висотний профіль, знайдений із даних за один рік.

Найбільші відхилення від еталону у всьому діапазоні  $Z$  дають моделі Саастамойнена та Іфадіса.

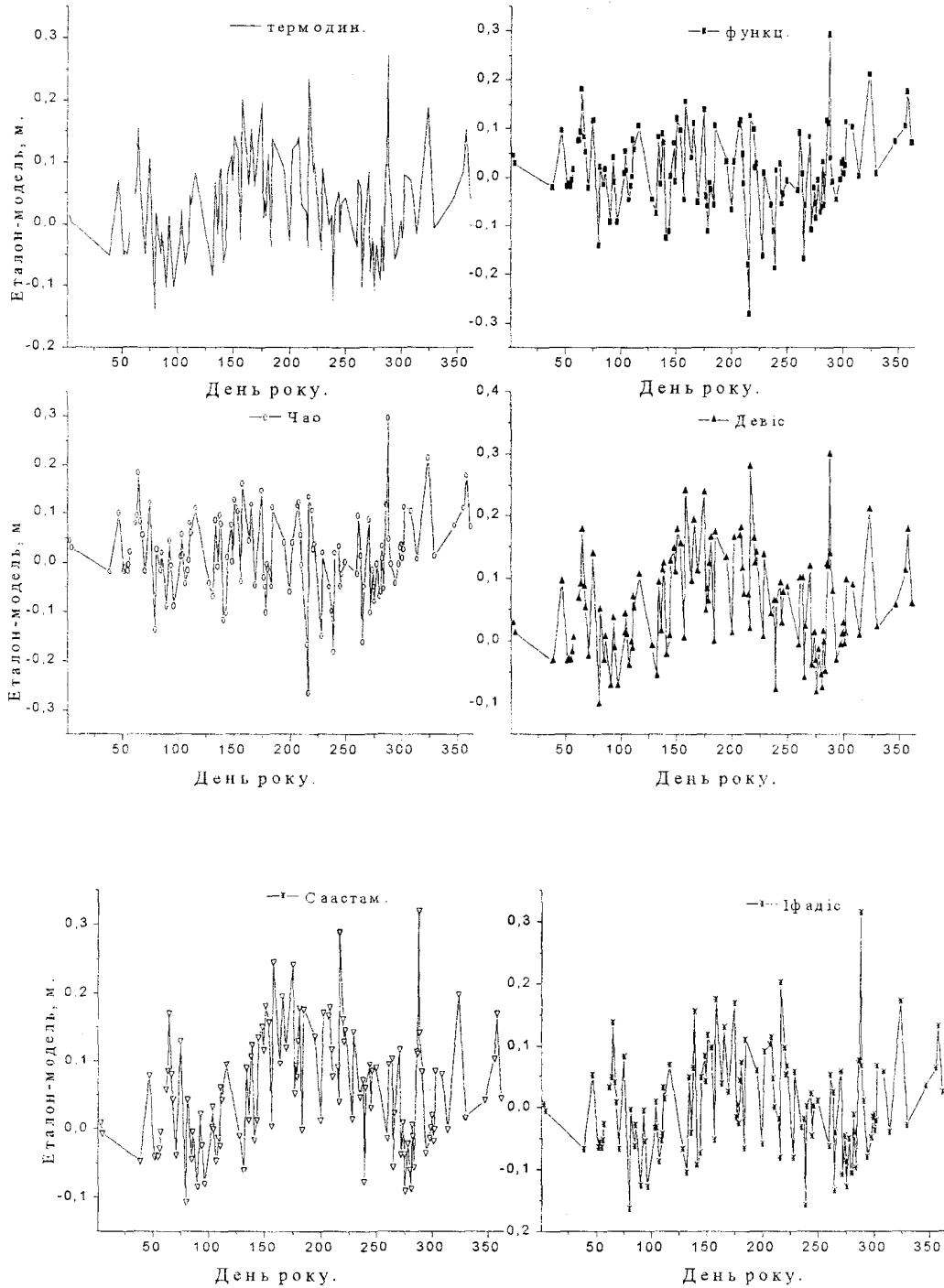


Рис.2. Зміна різниці  $\Delta\rho - \Delta\rho_{\text{модель}}$  на  $Z=75^\circ$  протягом року.

Модель Саастамойнена використовує функцію відображення  $f(Z) = \sec Z$  і як стверджує сам автор, вона дає незадовільні результати на  $Z > 80^\circ$  [1].

Однак модель Іфадіса вважається однією з найточніших аж до  $Z=85^\circ$  [4],[5], а результати показують протилежне. В роботі [4] сам автор стверджує, що

глобальна модель для деяких пунктів може давати гірші результати за інші моделі. Для врахування локальних особливостей для кожного пункту потрібно визначати  $\Delta\rho$  за оптимальною моделлю Іфадіса, методика знаходження параметрів якої дана в [4].

Другою причиною може бути те, що, як ми вважаємо, Іфадіс більш грубо визначав еталонне значення  $\Delta\rho$ . Так, в шарі атмосфери, на нижній і верхній границі якого значення метеопараметрів вимірювались радіозондом, він визначав  $N$  як середнє від  $N_1$ , визначених на границях шару. Радіозонд вимірює метеопараметри через інтервал 200 м в нижніх шарах (до 6 км) і більший у вищих шарах атмосфери. В цих нижніх шарах  $N$  в межах шару 200 м змінюється досить відчутно і таке усереднення є досить грубим. Оскільки  $N$  змінюється з висотою за експоненційним законом, в кожному шарі атмосфери, на границях якого метеопараметри вимірювались радіозондом, ми знаходили  $N$  як:

$$N = N_1 \text{Exp}[-a(h - h_1)]; \quad (10)$$

де

$$a = -\left(\text{Ln} \frac{N_2}{N_1}\right) / (h_2 - h_1); \quad (11)$$

$N_1$  – значення  $N$  на нижній границі  $h_1$ ;  $N_2$  – значення  $N$  на верхній межі  $h_2$ .

Кожний такий шар розбивався на 100 точок інтегрування, тобто цей шар був розбитий на 100 шарів, товщина яких в нижніх шарах атмосфери не перевищувала 2 м. Тоді можна застосовувати формулу (6), за якою знаходилась поправка  $\Delta\rho_{\text{шару}}$  в кожному шарі зондування. Загальна поправка знаходилась як сума всіх  $\Delta\rho_{\text{шару}}$ .

Для Львова всі моделі дають більші відхилення від еталону, ніж для Ужгорода. Причиною є те, що для

Львова, який розташований в улоговині, характерні великі флуктуації та інверсії і температури і вологості, точне врахування яких тільки за поверхневими метеоданими неможливе.

На рис.2 представлено зміну різниці  $\Delta\rho - \Delta\rho_{\text{модель}}$  протягом року для Ужгорода на  $Z = 75^0$ . Амплітуда сезонних коливань для всіх моделей майже однакова. Велике значення різниці на 288 ніч (14.10.) пов'язане з тим, що в цю ніч на висотах 9-11 км був великий вміст водяної пари ( $W \geq 90\%$ ), який не можливо передбачити за поверхневими значеннями метеопараметрів.

### Висновки

Підсумовуючи вище сказане, можна відмітити наступне. Найбільш незадовільні результати для вологої складової  $\Delta\rho$  дають моделі Каллахана і Хопфільда, тому подальше їх застосування на практиці недоцільне.

Функція відображення  $f(Z) = \sec Z$  дає вкрай незадовільні результати на  $Z \geq 70^0$ , тому при сучасних вимогах до точності застосовувати її не можна.

При точному підборі висотного параметру для  $e(h)$  функціональна модель може дати результати, аналогічні до результатів термодинамічної.

Хоча модель Іфадіса вважається однією з найточніших, аналогічно до моделі Саастамойнена, вона показала для вибраних пунктів найгірші результати. Для більш детальної перевірки цієї моделі необхідно протестувати її для більшої кількості пунктів у різних кліматичних зонах, а також знайти для кожного пункту параметри оптимальної моделі Іфадіса.

Найкращі результати дає термодинамічна модель, а також модель Чао, тому для подальшого покращення моделювання  $\Delta\rho$  потрібно вдосконалювати саме ці моделі.

1. Ю.Саастамойнен. Тропосферная и стратосферная поправки радиослежения ИСЗ. /Использование

искусственных спутников для геодезии, М, (1975), ст.348-356.

2. С.К.Татевян. Роль спутниковых локационных измерений в изучении современной геодинамики. //Исследование Земли из космоса, №1,(1999), ст.88.
3. І.М.Тегза, І.В.Шалагін. Нелінійний профіль температури в тропосфері і точність визначення відстані до штучних супутників Землі.//Вісник Ужгородського університету, серія “Фізика”, №4, (1999), ст.139-144.
4. Ifadis I. The atmospheric delay of radio waves: modelling the elevation dependence on a global scale, Chalmers University of Technology, Gothenburg, (1988), Technical report №38L, p.15, 31, 34-40, 76, 93-99.
5. Mendes V.B., Langley R.B. A comprehensive analysis of mapping functions used in modelling tropospheric propagation delay in space geodetic data, 1994, <<http://www.unb.ca/GGE/Personnel/Langley.html>.
6. Nahvi M.J. at al. Study of tropospheric water vapour modelling techniques.,Institute for Navigation University of Stuttgart,1986, Druft of the final report, p.66-68, 75-82.
7. Tralli D. at al. Effect of wet tropospheric path delay on estimation of geodetic baselines in the gulf of California using the Global Positioning System // Journal of Geophysical Research, 1998, vol 93, №B6, p.6545-6557.

## **A COMPARATIVE ANALYSIS OF MODELS USED FOR DETERMINATION OF ATMOSPHERIC WET COMPONENT OF CORRECTION OF RANGING TO ARTIFICIAL EARTH SATELLITES**

**I.M.Tegza**

Uzhgorod State University, 88000, Voloshin St., 54

The wet atmospheric radiowaves propagation delay  $\Delta\rho$  by six often using models and on basis of radiosondes data during year in Uzhgorod and Lviv in day- and night-time are determinated. RMS for each model are determinated. Results are compared with data of references sources and their analysis are done. Best results gives thermodynamic model and Chao model. The Ifadis model unexpect detected worst results.