

# НЕЛІНІЙНИЙ ПРОФІЛЬ ТЕМПЕРАТУРИ В ТРОПОСФЕРІ І ТОЧНІСТЬ ВИЗНАЧЕННЯ ВІДСТАНІ ДО ШТУЧНИХ СУПУТНИКІВ ЗЕМЛІ

І.М.Тегза, І.В.Швалагін

Ужгородський державний університет, 294000, Ужгород, вул.Волошина, 54

За даними аерологічного зондування атмосфери в Ужгороді і Львові досліджено висотний профіль температури. Знайдено нову нелінійну залежність  $T(h)$ , яка враховує інверсію температури в приземному шарі. Оцінено вплив модельного представлення  $T(h)$  на точність визначення віддалі до ШСЗ.

## Вступ

При визначенні віддалі до штучних супутників Землі (ШСЗ) атмосферна поправка за швидкість поширення радіохвилі визначається за формулою [6]:

$$\Delta\rho = 10^{-6} \int_{h_0}^h \frac{N(h)}{\cos Z} dh; \quad (1)$$

де  $N(h) = 10^6(n-1)$ -,  $n$ -показник заломлення повітря на висоті  $h$  над рівнем моря;  $Z$ -зенітна відстань ШСЗ;  $h_0$  - висота пункту спотереження над рівнем моря.

$N$  можна представити як:

$$N = N_d + N_w; \quad (2)$$

де  $N_d$ -приведений показник заломлення сухого повітря,  $N_w$ - відповідно приведений показник заломлення водяної пари.

В радіодіапазоні  $N_d$  і  $N_w$  визначаються емпіричними формулами [2]:

$$N_d = 77.6 \frac{P_1}{T}, \quad (3)$$

$$N_w = 72 \frac{e}{T} + 3.75 \cdot 10^5 \frac{e}{T^2}; \quad (4)$$

де  $P_1 = P - e$  парціальний тиск сухого повітря в мбар (1 мбар=102 Па);

$e$ -парціальний тиск водяної пари в мбар;

$P$ - загальний атмосферний тиск в мбар;

$T$ - температура повітря в ОК.

Тоді волога складова атмосферної поправки у віддає до ШСЗ:

$$\Delta\rho_w = 10^{-6} \int_{h_0}^h \frac{N_w(h)}{\cos Z} dh. \quad (5)$$

Парціальний тиск водяної пари на довільній висоті обчислюється за формулою Магнуса [1]:

$$e = \frac{W}{100} \cdot 6.11 \cdot 10^{\frac{7.5t}{237.3+t}}; \quad (6)$$

де  $W$  – відносна вологість в %;  $t$  - температура повітря в  $^{\circ}\text{C}$ .

Отже, для визначення атмосферної поправки на відділь до ШСЗ необхідно вздовж шляху проходження сигналу від ШСЗ до станції спостереження виміряти метеопараметри  $P, T, W$ , що здійснюється шляхом аерологічного зондування атмосфери. В Глобальній системі визначення місцеположення (Global Positioning System-GPS) радіовіддалемірні спостереження ШСЗ проводять в будь який час доби і за будь яких погодніх умов. Оскільки не завжди є можливість одночасно із GPS-спостереженнями проводити аерологічне зондування атмосфери, то різними авторами розроблено моделі для знаходження  $\Delta\rho_w$  тільки за даними метеопараметрів, виміряних на поверхні Землі в місцях розташування GPS-приймачів. Інакше кажучи необхідно якнайкраще змодельовати хід  $N$  з висотою, або що теж саме, хід  $P, T, e$  з висотою.

**Висотний профіль температури**

Майже в усіх моделях, які визначають попраку  $\Delta p$ , використовується температурний профіль (хід  $T$  з висотою) стандартної атмосфери (СА). В СА атмосфера розбивається на шари, в межах яких розподіл метеопараметрів може бути описаний в рамках політропної (градієнт температури постійний) або ізотермічної моделей. Розподіл базується на результатах обробки багаторічних даних аерологічного зондування атмосфери (тобто є усередненим). В тропосфері приймається лінійне зменшення температури з висотою:

$$T(h) = T_0 - \gamma(h - h_0); \quad (7)$$

де  $\gamma = 6,5$   $^{\circ}\text{C}/\text{км}$  – середній градієнт температури.

Ця залежність справедлива до висоти тропопаузи  $h_{tr}$ . Вище  $h_{tr}$  приймається, що температура залишається постійною до висоти  $h_{1s}$ , починаючи з якої температура знову починає зростати [3]. Висоти  $h_{tr}$  і  $h_{1s}$  змінюється в залежності від географічної широти, пори року та місцевих особливостей даного пункту спостереження. Так, в Ужгороді  $h_{tr}$  протягом року змінюються від 8 до 12,5 км,  $h_{1s}$  (висота, на якій закінчується тропопауза) – від 10,2 до 17 км; у Львові  $h_{tr}$  змінюється від 8,5 до 12,6 км,  $h_{1s}$  – від 9,7 до 15 км.

Формула (7) добре узгоджується з реальними даними для денних умов спостережень. Однак вночі висотний профіль  $T(h)$  є більш складним. Так, вночі в приземному шарі часто має місце інверсія температури ( $T$  з висотою зростає). Наприклад, для 119 нічних зондувань в Ужгороді в 71 випадку мала місце інверсія  $T$ . Крім того майже завжди існує інверсія в тропопаузі, тоді як вдень вона незначна або повністю відсутня. Передбачити існування інверсії  $T$  на певній висоті  $h$  лише за даними  $T$ , вимірними на поверхні Землі неможливо.

Доцільніше представляти  $T$  нелінійною залежністю, яка б краще узгоджувалась з

реальними даними  $T$  і враховувала інверсію в приземному шарі. До висоти  $\approx 20$  км (для Ужгорода це мінімальна висота  $h_{1s}$ , вище якої температура в стратосфері починає зростати) нічний хід  $T$  з висотою добре описує функція Больцмана, яка має вигляд:

$$T(h) = \frac{A_1 - A_2}{1 + e^{\frac{h-h_1}{dh}}} + A_2; \quad (8)$$

де  $A_1$  – початкове значення функції,  $A_2$  – кінцеве,  $h_1$  – значення  $h$ , при якому значення функції рівне  $\frac{1}{2}$  максимального,  $dh$  – ширина.

За даними 119 нічних аерологічних зондувань атмосфери в Ужгороді методом найменших квадратів знайдено такі залежності для коефіцієнтів у формулі (8):

$$\begin{aligned} A_1 &= 2.72 + 1.03 \cdot t_0 \text{ (}^{\circ}\text{C)}; \\ A_2 &= -59.08 + 0.21 \cdot t_0 \text{ (}^{\circ}\text{C)}; \\ h_1 &= 5.75 \text{ (км)}; \\ dh &= 1.72 + 0.02 \cdot t_0 \text{ (км)}; \end{aligned} \quad (9)$$

Аналогічно, для 124 зондувань у Львові:

$$\begin{aligned} A_1 &= 4.95 + 1.02 \cdot t_0 \\ A_2 &= -57.12 + 0.16 \cdot t_0 \text{ (}^{\circ}\text{C)}; \\ h_1 &= 5.72 \text{ (км)}; \\ dh &= 1.75 + 0.02 \cdot t_0 \text{ (км)}. \end{aligned} \quad (10)$$

Помітно відрізняється тільки перший коефіцієнт в  $A_1$  і в  $A_2$ .  $A_1$  пов'язаний з величиною інверсії (чим більша інверсія, тим більшим буде цей коефіцієнт). Для Львова, який знаходиться в улоговині, характерні великі інверсії температури і вологості. Фактично,  $A_2$  – це середня температура в тропопаузі. Для Ужгорода середнє за рік значення  $\bar{A}_2 = -57.2$   $^{\circ}\text{C}$ , для Львова  $\bar{A}_2 = -55.8$   $^{\circ}\text{C}$ . Різниця пов'язана з локальними особливостями регіону.

Спроба виявити які небудь закономірності у зміні коефіцієнтів у формулі (8) на протязі року не дала позитивного результату.

На рис.1 представлено температурні профілі для двох типових випадків:

а) без інверсії, б) при наявності інверсії.

Суцільною лінією зображено лінійний профіль  $T(h)$ .

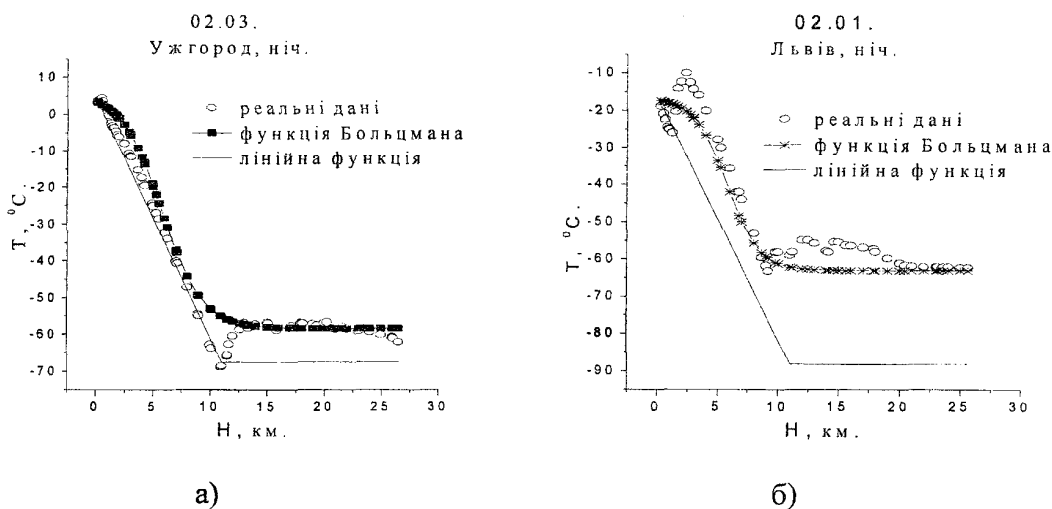


Рис.1. Типові нічні температурні розподіли.

Як видно з малюнків, функція Больцмана краще узгоджується з реальними даними. При інверсії лінійний профіль  $T$  буде давати систематичне відхилення  $\Delta T$  на всіх висотах, і тим більше, чим більша інверсія. Це відхилення  $\Delta T$  від реальних значень може досягати  $10^0\text{C}$  і більше. Зауважимо, що при великому парціальному тиску водяної пари на поверхні Землі ( $E_0 = 24$  мбар) похибка  $\Delta T = 10^0\text{C}$  дає похибку у визначенні  $N$  95  $N$ -одиниць, що майже рівне самому значенню  $N$  ( $N = 108.09$ ).

**Вплив модельного представлення  $T(h)$  на точність визначення віддалі до ШСЗ**

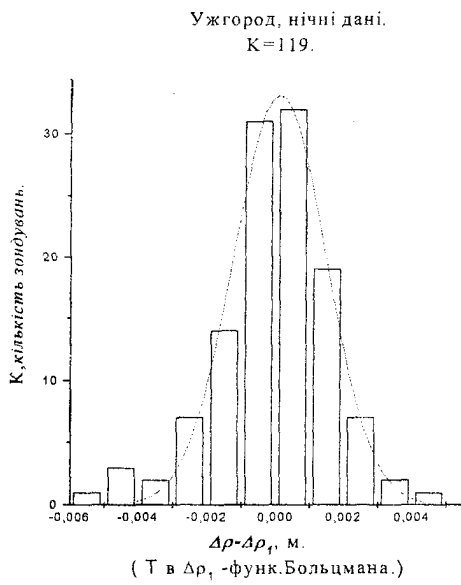
Вплив модельного представлення  $T$  на поправку  $\Delta\rho_{\text{м}}$  оцінимо таким чином:

- 1) обчислимо  $\Delta\rho$  на основі даних аерологічного зондування (приймається як еталон);
- 2) обчислимо  $\Delta\rho_1$ , коли  $e$  взято із аерологічних даних (реальні значення  $e$ ), а температура представлена формулою (8);
- 3) обчислимо  $\Delta\rho_2$ , коли  $e$  взято із аерологічних даних, а температура представлена лінійною залежністю (формула (7)).

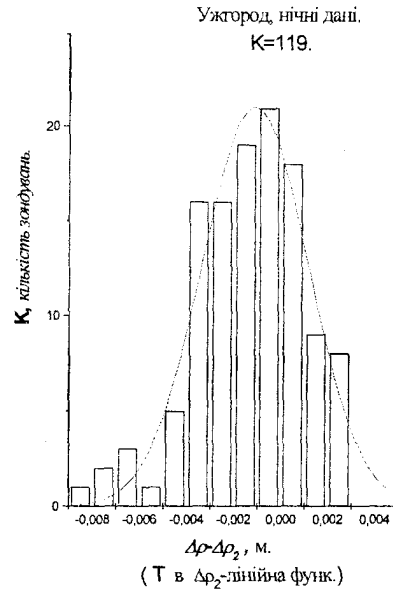
На рис.2 представлено гістограми відхилень від еталонних значень  $\Delta\rho$  поправки  $\Delta\rho_1$  і відхилення  $\Delta\rho - \Delta\rho_2$ , обчислені для 119 нічних зондувань в Ужгороді. Суцільною лінією зображено розподіл Гауса для випадкової величини. Максимальне відхилення  $\Delta\rho - \Delta\rho_1$  становить 4мм, максимальне відхилення  $\Delta\rho - \Delta\rho_2$  становить 6 мм. В першому випадку нема зміщення. В другому випадку гістограма зміщена в сторону від'ємних значень, тобто лінійний профіль  $T$  дає дещо завищені значення  $\Delta\rho$ , оскільки при наявності інверсії формула (7) дасть занижені значення  $T$ . Аналогічні гістограми для денних зондувань в Ужгороді представлені на рис.3. Вдень інверсії  $T$  зустрічаються рідше, ніж вночі. Максимальне відхилення  $\Delta\rho - \Delta\rho_1$  становить 6 мм, сильне зміщення в сторону додатніх значень, тоді як максимальне відхилення  $\Delta\rho - \Delta\rho_2$  становить 1 см при відсутності зміщення.

Для нічних зондувань у Львові одержані такі результати. Максимальне відхилення  $\Delta\rho - \Delta\rho_1$  становить 5мм,  $\Delta\rho - \Delta\rho_2$  - 1 см. Для денних зондувань

максимальне відхилення  $\Delta\rho - \Delta\rho_1$  такі ж, як для Ужгорода. становить 4 мм,  $\Delta\rho - \Delta\rho_2 - 1$  см. Зміщення

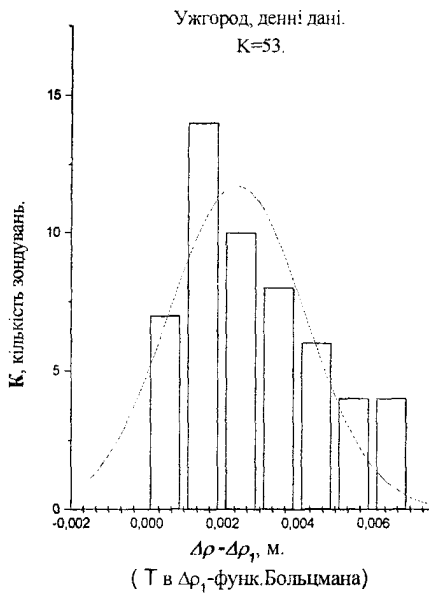


а)

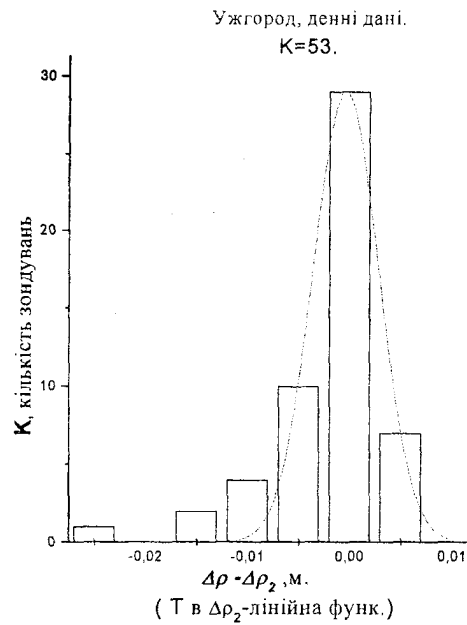


б)

Рис.2. Гістограми відхилень  $\Delta\rho_2$  і  $\Delta\rho_1$  від еталону  $\Delta\rho$ .



а)



б)

Рис.3. Гістограми відхилень  $\Delta\rho_1$  і  $\Delta\rho_2$  від еталону  $\Delta\rho$ .

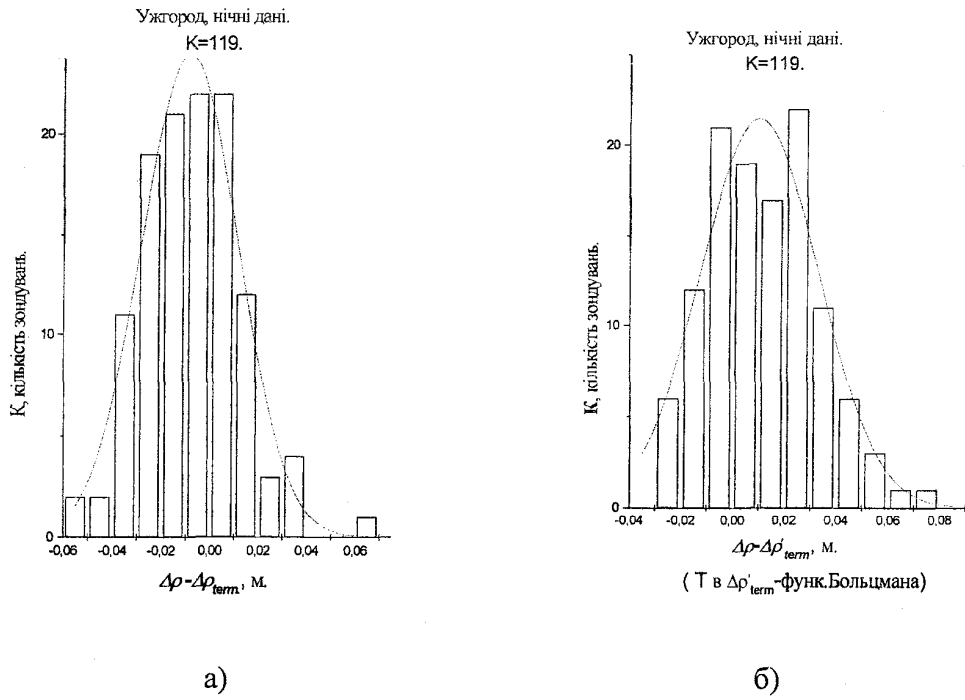


Рис.4. Гістограми відхилень  $\Delta\rho_{term}$  і  $\Delta\rho'_{term}$  від еталону  $\Delta\rho$ .

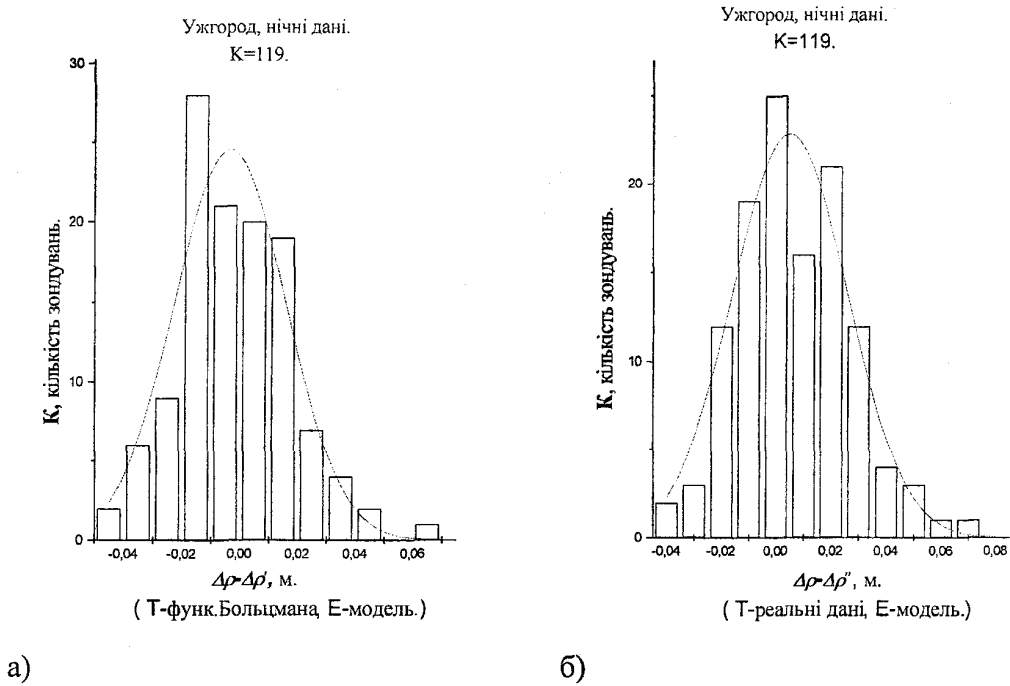


Рис.5. Гістограми відхилень  $\Delta\rho'$  і  $\Delta\rho''$  від еталону  $\Delta\rho$ .

На рис.4 зображено гістограму  $\Delta\rho - \Delta\rho'_{term}$ , де для обчислення  $\Delta\rho'_{term}$  по термодинамічній моделі [5] профіль  $T(h)$  було взято як функцію Больцмана.

На рис.5а зображено гістограму  $\Delta\rho - \Delta\rho'$ , де для обчислення  $\Delta\rho'$   $T(h)$  було взято як функцію Больцмана, а парціального тиску водяної пари було

взято таку модель:

$$e = e_0 \cdot \exp\left[-\frac{h}{h_e}\right]; \quad (11)$$

де  $h_e$  - висотний параметр.

Для Ужгорода середнє за рік значення  $h_e = 2,12$  км, знайдене на основі обробки аерологічних даних методом найменших квадратів.

Як видно, хоча функція Больцмана краще описує нічний хід  $T$  з висотою, суттєвого покращення поправки  $\Delta\rho$  вона не дає. Причиною є те, що набагато більший вплив на  $N$  робить саме  $e$  і якщо покращувати модель  $T(h)$ , а модельне представлення  $e(h)$  залишається таким самим, то ефект буде незначний. На рис.5б представлено гістограму відхилень  $\Delta\rho$  від еталону  $\Delta\rho$ , де взято реальні значення температури, а значення  $e$  обчислювались по моделі (11). Максимальне відхилення становить 4 см, тобто на порядок більше, ніж відхилення за рахунок модельного представлення температури.

#### Висновки

Із вище сказаного слідує:

Формула (8) має такі переваги:

а) Для нічних умов спостережень вона краще описує хід  $T(h)$ , ніж формула (7), хоча відхилення  $\Delta\rho$  від еталонного майже однакові, вона не дає зміщення.

б) Температура описується однією формулою до висоти  $\approx 20$  км, тобто нам не потрібно розбивати атмосферу на

шари. Висоти 20 км більш, ніж достатньо для врахування вологості складової поправки  $\Delta\rho$ , оскільки вже на висоті 16 км можна нехтувати впливом водяної пари.

в) Всі коефіцієнти у формулі (8) залежать тільки від температури на поверхні Землі, тобто нам не потрібна ніяка додаткова інформація.

Для подальшого вдосконалення модельного представлення  $\Delta\rho$  необхідно вдосконалювати модельне представлення  $e(h)$ .

1. Л.Т.Матвеев, Физика атмосферы, Гидрометеиздат, Ленинград, (1965) 476 с.
2. Б.Р.Бин, Е.Дж.Даттон, Радиометеорология, Гидрометеиздат, Ленинград, (1971), 22-26с.
3. Оптическая рефракция в земной атмосфере, Новосибирск, (1983), 96-102 с.
4. И.И.Мотрунич. Влияние приземных слоев атмосферы на наблюдения ИНТ, Ужгород, (1979), с.45.
5. M.I.Nahvi, M.H.Rahnemoon, P.Hartl, Study of tropospheric water vapor modelling techniques, University of Stuttgart, (1986), p.75-94.
6. М.Т.Миронов и др. Рефракция атмосферы при лазерных наблюдениях ИНТ, Киев, (1993), 12 с.

## NONLINEAR TEMPERATURE PROFILE IN TROPOSPHERE AND ACCURACY OF DETERMINATION OF DISTANCE TO ARTIFICIAL EARTH SATELLITES

I.M.Tegza, I.V.Shvalagin

Uzhgorod State University, 294000, Voloshin St., 54

On basis momental profiles of meteorological parameters, which obtained by radiosonde during year in Uzhgorod and L'viv, the temperature profile  $T(h)$  is investigated. The new nonlinear formulae for  $T(h)$  is obtained. The estimation of influence of model presentations of  $T(h)$  to accuracy of determination of distance to artificial Earth satellites is done.