

УДК 621.396.96

О.В. Тесленко

Харківський університет Повітряних Сил ім. І. Кожедуба

## ІНТЕРФЕРЕНЦІЙНИЙ МЕТОД РАДІОЗОНДУВАННЯ НИЖНІХ ШАРІВ ТРОПОСФЕРИ ЗА РАДІОСИГНАЛАМИ ШТУЧНИХ СУПУТНИКІВ ЗЕМЛІ

*У наближенні геометричної оптики наведені теоретичні викладки визначення похилих профілів показника заломлення нижніх шарів тропосфери над поверхнею моря за радіосигналами штучних супутників землі.*

*показник заломлення нижніх шарів тропосфери, інтерференційний метод*

### Вступ

Для діагностики параметрів нижніх шарів тропосфери та для однозначного відновлення висотного профілю показника заломлення тропосфери при багатопроменевому поширенні радіохвиль доцільно застосовувати радіозатмінний метод просвічування тропосфери [1].

Принцип обробки даних за цим методом з використанням радіолографічного способу викладено в роботі [2]. В роботі [1] показано, що радіозатмінний метод просвічування тропосфери з використанням радіолографічного способу відновлення висотного профілю показника заломлення атмосфери дає можливість з високою вірогідністю відновити висотний хід показника заломлення тропосфери. Але це справедливо для шарів тропосфери з висотою більше 1000 м над рівнем моря та при розташуванні передавача та приймача на штучних супутниках Землі (ШСЗ) на навколосезних орбітах. Таким чином, в повній мірі радіозатмінний метод не можна використовувати для діагностики нижніх шарів тропосфери. Тому **метою статті** є вдосконалення радіозатмінного методу просвічування тропосфери з відновленням висотного профілю показника заломлення нижніх шарів тропосфери при наземному розташуванні приймального пункту на висотах до 1500 метрів над рівнем моря.

### Інтерференційний метод радіозондування нижніх шарів тропосфери

При відновлення висотного профілю тропосфери, з використанням наземного приймального пункту, виникають труднощі, які пов'язані з необхідністю врахування багатопроменевого поширення радіохвиль у нижніх шарах тропосфери. Наявність інверсійних утворень у нижніх шарах тропосфери робить неможливим проведення детального спектрального аналізу радіосигналів прямого променю та променів, відбитих від морської поверхні та інверсійних утворень. При використанні у якості при-

ймача двоканальної інтерференційної системи, з гостроспрямованою приймальною антеною для прийому відбитих від морської поверхні радіосигналів, стає можливим проведення чіткого розділення прийнятих прямих та відбитих променів, а також додатково з'являється можливість визначення висоти розташування висотної інверсії над поверхнею моря. Розглянемо запропонований в даній статті різновидність лімбового радіозатмінного методу просвічування тропосфери (рис. 1). Приймальний пункт розташований у точці А на висоті  $Z_1$  над землею поверхнею. У приймальному пункті розташовані дві антени: перша антена  $A_1$  має голчасту діаграму спрямованості антени (ДСА) направлену під негативним кутом  $\gamma$  до лінії обрїю, друга антена  $A_2$  слабкоспрямована. Антена  $A_2$  орієнтована у просторі так, що головна пелюстка ДСА не перетинає лінію обрїю. Орбіту супутника будемо вважати круговою і точку розташування супутника на орбіті позначимо як В (рис. 1).

Кут  $\alpha$  утворюється перетинанням променевої

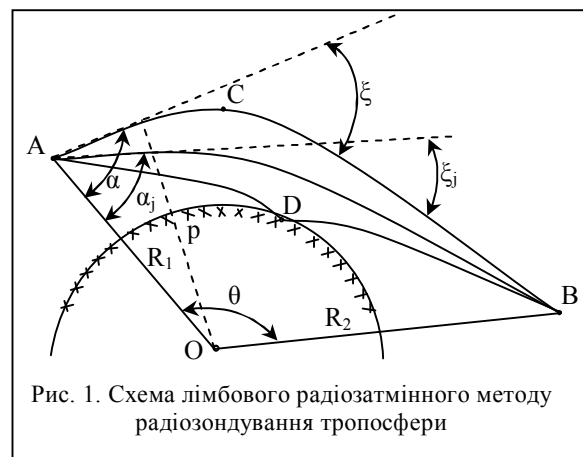


Рис. 1. Схема лімбового радіозатмінного методу радіозондування тропосфери

лінії з нормаллю  $OA$ , що з'єднує умовний центр Землі з точкою прийому. При проведенні радіозатмінних вимірів інформативними параметрами є залежність амплітуди  $A$  і фазового шляху  $S$  прийнятого радіосигналу, який пройшов крізь нижні шари тропосфери, від часу.

Прийнятий від супутника радіосигнал представимо у вигляді:

$$E(t) = A(t) \exp[-ikS(t)], \quad (1)$$

де  $k = 2\pi/\lambda$  – хвильове число;  $\lambda$  – довжина зондувальної радіохвилі.

При багатопроменевому поширенні радіосигналу в нижніх шарах тропосфери від супутника до приймача, прийнятий сигнал є сумою парціальних сигналів, що відповідають різним променевим лініям з кутами приходу  $\alpha_j$ :

$$E(t) = \sum_{j=1}^m A_j(\alpha_j, t) \exp[-ikS(\alpha_j, t)], \quad (2)$$

де  $m$  – кількість променевих ліній;  $S(\alpha_j)$  – ейконал  $j$ -го променя;  $A_j(\alpha_j, t)$  – амплітуда парціального сигналу, що відповідає  $j$ -й променевій лінії.

Прирівнюючи (1) та (2), отримуємо вираз, який зв'язує вимірювані параметри прийнятого радіосигналу  $A(t)$  і  $S(t)$  з невідомими параметрами  $A_j(\alpha_j, t)$  і  $S(\alpha_j, t)$ , які характеризують кутовий спектр сигналу:

$$A(t) \exp[-ikS(t)] = \sum_{j=1}^m A_j(\alpha_j, t) \exp[-ikS(\alpha_j, t)]. \quad (3)$$

Рівняння (3) характеризує кутовий спектр усіх складових, обумовлених рефракцією в нерегулярній тропосфері. Коректне відновлення  $N(z)$  профілю можливе лише при негативних кутах прийому радіосигналу [1]. Прийнятий кутовий спектр буде містити потужні складові, які обумовлені прямими променями та менш потужні спектральні складові сигналу, відбитого від поверхні моря. Спектральний аналіз прямої складової спектру радіосигналу дає можливість відновити висотний профіль показника заломлення  $N(z)$  нижнього шару тропосфери до висоти розташування прийомного пункту  $Z_1$ . Аналіз відбитого від моря сигналу дає можливість відновлювати значення показника заломлення тропосфери у точці відбиття променя поверхнею [3]. Вважаючи, що відстань до ШСЗ велика, та різниця ходу прийнятих променів на розкривах антен  $A_1$  та  $A_2$  буде незначною, ми можемо компенсувати вплив шумових складових, обумовлених боковими пелюстками ДСА  $A_1$ , та провести роздільний аналіз прямого та відбитого радіосигналу в каналі антени  $A_1$  за рахунок режекції частотних складових спектру прямих променів, які приймаються антеною  $A_2$ . Провівши режекцію спектральних складових сигналу, прийнятого антеною  $A_1$ , за рахунок сигналу, прийнятого антеною  $A_2$ , пронормованого за амплітудою на рівні першого бокового пелюстка ДСА  $A_1$ , ми компенсуємо вплив парціальних сигналів променів, які визвані неоднорідністю верхніх шарів тропосфери та іоносфери:

$$A_1(t) \exp[-ikS_1(t)] - A_2(t) \exp[-ikS_2(t)] = \sum_{j=1}^{\ell} A_j(\alpha_j, t) \exp[-ikS(\alpha_j, t)],$$

причому, кутовий спектр прийнятого радіосигналу буде вузьчий ніж кутовий спектр прямого сигналу.

Якщо використовувати в якості опорного сигналу прийнятий прямий радіосигнал антеною  $A_2$  та застосувати голографічний метод [1], можна отримати значення кутів приходу променів  $\alpha_j$ , кутів рефракції  $\xi_j$ , які обумовлені впливом шарів тропосфери, розташованих нижче приймального пункту. Для відновлення висотного профілю показника заломлення нижніх шарів тропосфери необхідно виділити спектральні складові прямого сигналу. Сформуємо опорний сигнал з одиничною амплітудою:

$$E_m(t) = \exp[-ikS_m(t)], \quad (4)$$

де  $S_m(t)$  – значення ейконалу опорного прямого сигналу.

Ейконал  $S_m(t)$  обчислюється для траєкторії поширення радіохвиль між ШСЗ В і приймальною антеною  $A_2$ , з урахуванням моделі тропосфери  $N_m(z)$ :

$$S_m(t) = \int_{z_1}^{z_2} N_m(z) dz,$$

де  $z_1 = a + Z_1$ ,  $Z_1$  – висота розташування приймального пункту;  $z_2 = a + Z_2$ ,  $z_2$  – значення радіус-вектора (рис. 1);  $a$  – радіус Землі;  $Z_2$  – висота супутника над поверхнею Землі;  $dz$  – елемент довжини шляху опорного променя.

За модель тропосфери прийемо експоненціальну модель тропосфери:

$$N(z) = 1 + N_{Z_1} \exp\{-bz\} 10^6, \quad (5)$$

де  $N_{Z_1}$  – значення показника заломлення на висоті приймального пункту;  $z$  – висота над рівнем моря;  $b$  – коефіцієнт, обумовлений співвідношенням:  $b = -\ln(1 + \Delta N/N)$ ;  $\Delta N$  – різниця між показниками заломлення  $N$  на висоті 1 км над рівнем моря і на рівні моря.

З формул (3) і (4) випливає:

$$E(t)E_m(t) = A(t) \exp\{-ik[S(t) - S_m(t)]\} = \sum_{j=1}^m A_j A_j(\alpha_j) \exp\{-ik[S(\alpha_j, t) - S_m(t)]\}. \quad (6)$$

Розкладемо різницю ейконалів  $S(\alpha_j, t) - S_m(t)$  у межах інтервалу часу спостереження  $-\tau/2 < t < \tau/2$  в ряд, узявши значення похідних при  $t = 0$ , і обмежившись двома першими членами розкладу:

$$S(\alpha_j, t) - S_m(t) = S_{j0} + t dS_{j0} / dt, \quad (7)$$

де  $S_{j0} = S(\alpha_j, 0) - S_m(0)$  – різниця ейконалів при  $t = 0$ . Рівняння (7) показує залежність зміни ейконалу  $j$ -го променя щодо опорного променя.

Розв'яжемо рівняння (6) методом спектрального аналізу [4] шляхом підстановки в нього (7). У результаті когерентного накопичення амплітуди, основний вклад у спектральну щільність будуть

вносити сигнали, що відповідають променям, ейконали яких задовольняють умові (7). Для таких сигналів, після інтегрування, одержимо спектр радіограмми  $W(\omega)$ :

$$W(\omega) = \int_{-\tau/2}^{\tau/2} E(t)E_m(t) \exp(-i\omega t) = \sum_{j=1}^m A_j(\alpha_j) \tau f(\omega, \omega_j), \quad (8)$$

$$\text{де } f(\omega, \omega_j) = \frac{\sin X_j}{X_j} \exp(-ikS_{j0}); \quad (9)$$

$$\omega_j = k(dS_{j0}/dt); \quad X_j = \tau(\omega - \omega_j)/2;$$

$m$  – число променів когерентних з опорним променем;  $\omega = 2\pi f$  – спектральна частота.

З геометрії рис. 1 випливає, що для променевих ліній справедливі рівняння:

$$\alpha_j = \pi + \xi(p_j) - \theta - \arcsin(p_j/r_2); \quad p_j = r_1 \sin \alpha_j, \quad (10)$$

а ейконали таких променів у випадку кругової орбіти супутника при  $t = 0$  задовольняють рівнянню:

$$dS_{j0}/dt = p_j d\theta/dt.$$

Отже, зсув частоти  $\omega_j$   $j$ -го сигналу відносно опорного задовольняє виразу:

$$\omega_j = k(p_j - p_m) d\theta/dt, \quad (11)$$

де  $p_m$  – прицільний параметр моделі тропосфери  $N_m(z)$ , який враховує взаємне розташування приймального пункту та джерела випромінювання (ШСЗ) у просторі.

Згідно (9), функція  $f(\omega, \omega_j)$  виділяє в спектрі  $W(\omega)$  один чи декілька максимумів на частотах  $\omega_j$ . Обчислені в такий спосіб значення частот  $\omega_j$  характеризують внесок прямих сигналів. Знаючи частоти  $\omega_j$ , згідно (11), можна знайти прицільний параметр  $p_j$  і з рівняння (10) визначити кут рефракції  $\xi(p_j)$  для нижнього шару тропосфери. Для переходу до кутового спектру, використовуючи співвідношення (10) та (11), одержимо рівняння:

$$\alpha = \arcsin(\omega/kv + \sin \alpha_m), \quad (12)$$

де  $v = r_1 d\theta/dt$  – зв'язує кут приходу  $\alpha$  і спектральну частоту  $\omega$  у (8). Згідно (8) і (12), кутовий спектр може бути знайдений із співвідношення:

$$A(\alpha_j(\omega)) \exp(-ikS_{j0}) \approx W(\omega)/\tau. \quad (13)$$

Рівняння (13) визначає амплітуду і фазу складових у кутовому спектрі, когерентних з опорним сигналом. Максимум кутового спектру відповідає положенню "основного" променя і відповідно до (10) визначає прицільний параметр  $p$  і кут рефракції  $\xi$ . При цьому ширина кутового спектра за рівнем половинної потужності буде характеризувати середньоквадратичну помилку визначення кута рефракції і відповідних атмосферних параметрів. Після визначення залежності  $\xi(p)$ , для знаходження  $N(z)$  і  $T(z)$  використовується стандартна процедура абелівського перетворення [5].

Аналогічну процедуру голографічної обробки прийнятого радіосигналу проведемо в каналі прийо-

му антени  $A_1$  для відбитого сигналу. Але за опорний сигнал візьмемо розраховане значення відбитого від поверхні моря променя для реального положення ШСЗ та антени  $A_1$ , з урахуванням кута нахилу її ДСА. Для врахування зміни довжини траси поширення відбитих від моря радіохвиль, представимо модель тропосфери у вигляді суми двох експоненціальних моделей для різних ділянок траєкторії радіохвилі:

$$N_\ell(z) = N_1(z) + N_2(z),$$

де  $N_1(z)$  – експоненціальна модель нижнього шару тропосфери;  $N_2(z)$  – експоненціальна модель тропосфери, яка визначається аналогічно виразу (6):

$$N_2(z) = 1 + N_{z_1} \exp(-bz) 10^6, \quad \text{при } z_1 < z < z_2.$$

Модель нижнього шару тропосфери  $N_1(z)$  визначається як:

$$N_1(z) = 1 + N_0 \exp(-bz \cos \gamma) 10^6, \quad \text{при } 0 < z \leq z_1,$$

де  $N_0$  – приземного значення показника заломлення;  $\gamma$  – кут нахилу головного пелюстка ДСА  $A_1$ .

Ейконал  $S_1(t)$  обчислюється для моделі тропосфери  $N_\ell(z)$  згідно виразу:

$$S_1(t) = \int_{z_1}^a N_1(z) dz + \int_a^{z_2} N_2(z) dz,$$

де значення  $a$ ,  $z_1$ , та  $z_2$  співпадають з виразом (8).

Подальші розрахунки проведемо згідно виразів (6) – (13). Знайдені декілька максимумів на частотах  $\omega_i$  дозволять знайти значення  $p_i$  і з (10) визначити  $\xi(p_i)$  для променя, відбитого від морської поверхні.

Проводячи режекцію в спектрі  $W(\omega)$  одного чи кількох максимумів на частотах  $\omega_j$ , які відповідають прямим променям, згідно (12) здійснюємо перехід до кутового спектру і за виразом (13) визначаємо амплітуду і фазу складових у кутовому спектрі, когерентному з опорним сигналом  $S_1(t)$ .

Таким чином, ми провели розділення спектральних складових  $\omega_j$  – прямих променів та  $\omega_i$  – променів, відбитих від морської поверхні, у прийнятому антеною  $A_1$  радіосигналі ШСЗ.

Згідно закону заломлення радіохвилі у сферично-шаруватій тропосфері [6], для радіосигналу, відбитого від поверхні моря, отримаємо рівняння:

$$N_0(z) a \sin \alpha_i = R_2 \sin[\pi/2 - \theta + \xi(p_i) + \alpha_i], \quad (14)$$

де  $N_0(z)$  – значення показника заломлення у точці відбиття радіосигналу від морської поверхні.

За знайденим, згідно виразу (14), значенням кута рефракції  $\xi(p_i)$  із кутового спектру прийнятого радіосигналу визначимо значення коефіцієнта заломлення тропосфери біля поверхні моря:

$$N_0(z) = \frac{R_2 \cos[\theta - \xi(p_i) - \alpha_i]}{a \sin \alpha_i}.$$

Радіолографічний метод підвищує розрізняльну здатність у порівнянні з доплерівським методом [1], тому що, згідно (10), кутове розрішення  $\Delta\alpha$  і відповідне йому вертикальне розрішення  $\Delta z$  залежать від часу когерентної обробки сигналу  $\tau$ .

Згідно (9), (10) і (12):

$$\Delta\alpha = \lambda / (2\nu t \cos \alpha_m); \Delta z \approx \Delta p = \lambda \Gamma / 2\nu t. \quad (15)$$

Відповідно до (15) кутове ( $\Delta\alpha$ ) і вертикальне ( $\Delta z$ ) розрішення в радіоголографічному методі пропорційні довжині радіохвилі  $\lambda$ , у той час, як френелівське розрішення, пропорційне квадратному кореню з довжини радіохвилі.

### Висновки

1. Форма спектрів (8) і (13) дає уявлення про умови поширення радіохвиль у тропосфері. В однопроменевої області спектри  $W(\omega)$  чи  $A(\alpha)$  мають один максимум, а в багатопроевневій області – декілька максимумів, або суцільний розмитий спектр. Кутовий спектр за голографічним методом може інтерпретуватися як «радіозображення» тропосфери, що спостерігається в точці прийому. Спектральні максимуми мають інтерпретацію відбиття від неоднорідностей нижніх шарів тропосфери та поверхні моря. Визначивши значення кутового відбиття від поверхні моря  $\alpha_0$ , за іншими спектральними максимумами можна визначити висотний розподіл інверсійних утворювань.

2. При відсутності щільного шару інверсії і малої висоти установки приймача може спостерігатися розмиття спектру, яке пов'язано з проходженням радіохвилі через статистично неоднорідні нижні шари тропосфери. Однак у цьому випадку можна визначити середню частоту спектру і, тим самим, визначити середній кут рефракції нижнього шару тропосфери.

3. Застосування запропонованої інтерференційної приймальної системи, яка враховує вплив багатопроевневого поширення радіохвиль у нижніх шарах тропосфери, дає можливість дослідити спектральну

структуру відбитого від морської поверхні радіосигналу та оцінити величини кутів рефракції на трасі локації з подальшим відновленням похилих профілів коефіцієнта заломлення нижніх шарів тропосфери.

### Список літератури

1. Яковлев О.И., Павельев А.Г., Матюгов С.С. Развитие спутникового радиозатменного метода мониторинга атмосферы и ионосферы // *Зарубежная радиоэлектроника. Успехи современной радиоэлектроники.* – 2002. – № 9. – С. 8-16.
2. Igarashi K., Pavelyev A. et al. *Earth Planet Space, 2000, vol. 52, 893 p.*
3. Синицкий В.Б., Тургенев И.С., Ширманова С.И. Измерение и расчет атмосферной рефракции по радиозаходам ИСЗ над морем // *Радиотехника.* – X. – 1993. – № 96. – С. 52-60.
4. Алгоритмы оценивания угловых координат источников излучений, основанных на методах спектрального анализа / В.В. Дрогалин, В.И. Меркулов, В.А. Родзивилов, И.Б. Федоров, М.В. Чернов // *Зарубежная радиоэлектроника. Успехи современной радиоэлектроники.* – 1998. – № 2. – С. 3-17.
5. Гайкович И.П. О восстановлении высотных профилей показателя преломления, давления и температуры атмосферы по наблюдениям астрономической рефракции // *Изв. вузов. Физика атмосферы и океана.* – 1986. – № 9. – С. 917-924.
6. Андрианов В.А., Ракитин Б.В. Восстановление высотных профилей показателя преломления радиоволн в пограничном слое атмосферы // *Радиотехника и электроника.* – 1978. – Т. 23, № 12. – С. 2310-2317.

Надійшла до редколегії 6.03.2007

**Рецензент:** д-р техн. наук, проф. І.І. Обод, Національний технічний університет «ХПІ», Харків.