

ЛЕКЦІЯ 3.

Поширення хвиль над плоскою поверхнею Землі

Інтерференційна формула Введенського

Відстань прямої видимості між антенами

Будова й склад атмосфери

Щільність атмосфери

Температура атмосфери

Діелектрична проникність атмосфери

Поглинання радіохвиль у тропосфері

Рефракція радіохвиль у тропосфері й еквівалентний радіус Землі

Атмосферна рефракція

Поширення хвиль над плоскою поверхнею Землі

Вплив земної поверхні на поширення радіохвиль можна враховувати тоді, коли передавальна й приймальня антени підняті над однорідною земною поверхнею на висоту кілька довжин хвиль. Практично підняти антену на таку висоту можна тільки в діапазоні УКВ.

На границі розділу повітря - земля відбувається відбиття хвилі, причому напруженість електричного поля відбитої хвилі визначається за допомогою коефіцієнтів відбиття, які у свою чергу визначаються властивостями поверхні, що відбиває. Поле в місці прийому є результатом інтерференції полів прямої хвилі й хвилі відбитої від земної поверхні рис.2.1.

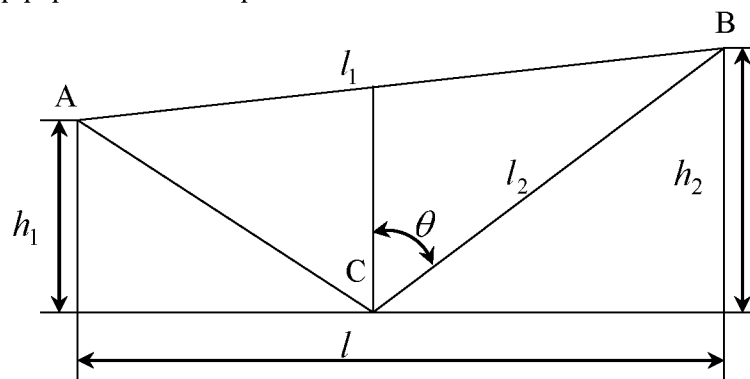


Рис. 2.1.

Шляхом геометричних розрахунків модуль напруженості електричного поля в точці У визначають як

$$E_m = E_{m1} \sqrt{1 + |R|^2 + 2|R| \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda} 2h_1 \cos \theta + \varphi\right)},$$

де: R – коефіцієнт відбиття;

θ - кут падіння хвилі на поверхню;

φ – фаза відбитої хвилі;

E_{1m} – напруженість електричного поля прямої хвилі.

Наведена формула зветься інтерференційною. Використовуючи цю формулу можна розрахувати напруженість поля в точці прийому для різних типів випромінювачів.

Інтерференційна формула Введенського

Найбільш важливим для практики поширенням УКВ уздовж поверхні землі у випадку пологих променів ($\theta \rightarrow 90^\circ$), інтерференційна формула спрощується й приводиться до виду

$$E_m = \frac{0,2 \cdot 4\pi^2 I_m l_{ан}}{\lambda^2 l} h_1 h_2, \text{ [мВ/м]},$$

де: I_m – струм в антені в амперах;

$l_{ан}$ – розміри антени в метрах; l – відстань між А і В [км] .

Ця формула була вперше отримана Б.А. Введенським та наглядно характеризує залежність напруженості поля від відстані, довжини хвилі та висоти розташування антен.

Відстань прямої видимості між антенами

При значних відстанях між передавачем і приймачем варто враховувати сферичність Землі. Важливою характеристикою лінії зв'язку в цьому випадку є відстань прямої видимості. Це така відстань між передавальною й приймальною антенами, при якому пряма лінія, що з'єднує ці антени, стосується земної поверхні рис.2.2.

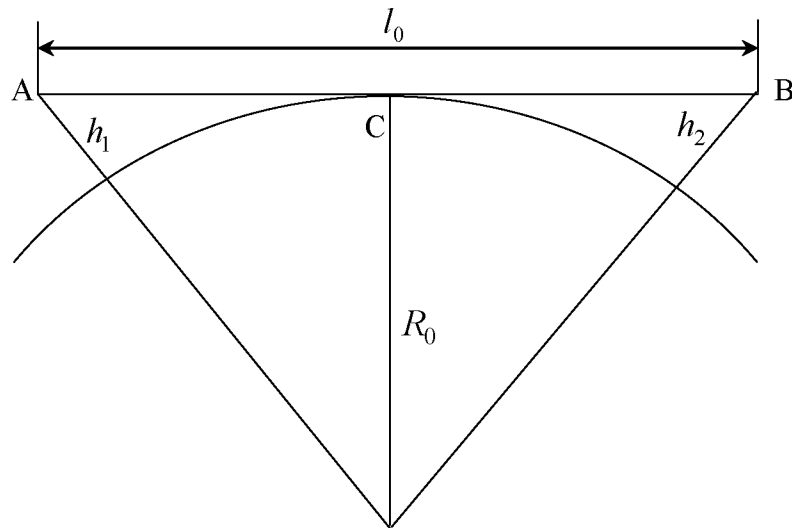


Рис.2.2.

Відстань прямої видимості L_0 можна визначити як

$$L_0 = AC + CB$$

$$AC = \sqrt{R_0^2 + h_1^2 - R_0^2} \approx \sqrt{2R_0 h_1}$$

$$CB = \sqrt{R_0^2 + h_2^2 - R_0^2} \approx \sqrt{2R_0 h_2}$$

або

$$l_0 = \sqrt{2R_0} (\sqrt{h_1} + \sqrt{h_2})$$

Емпірично встановлено, що l_0 в кілометрах визначається вираженням

$$l_0 = 3,57 (\sqrt{h_1} + \sqrt{h_2})$$

Будова й состав атмосфери

Атмосферу поділяють за висотою на три області: тропосферу, стратосферу та іоносферу. Нижні шари атмосфери до висот $7 \div 10$ км в полярних районах та до 16-18 км над екватором називають тропосферою. Тропосфера переходить в стратосферу, верхня межа якої знаходиться на висоті 50-60 км. Стратосфера відрізняється від тропосфери майже повною відсутністю водяного пару. Опади утворюються тільки в тропосфері. Тропосфера та стратосфера впливають тільки на розповсюдження УКХ. Починаючи з висоти приблизно 60 км, гази в атмосфері іонізовані й тут є присутнім значна кількість вільних електронів і іонів.

На висоті до 100 км атмосфера має такий же состав, як у поверхні землі, і складається з молекулярного азоту - 78 %, молекулярного кисню - 21 % і 1 % інших домішок (пари води, водень, вуглекислий газ, озон та ін.). У цій області атмосфери відбувається інтенсивне перемішування газів, завдяки пануючим тут повітряним плинам. На висоті більше 100 км під дією сонячної радіації відбувається розщеплення молекул кисню й азоту на атоми. У цій області висот гази не перемішуються й розташовуються шарами відповідно до їхньої молекулярної ваги.

Щільність атмосфери

Щільність атмосфери характеризується числом молекул, що втримуються в одному кубічному сантиметрі повітря на даній висоті над рівнем моря, і пов'язана з тиском і температурою. Щільність атмосфери на даній висоті пропорційно тиску вище лежачого шару атмосфери, так що щільність при постійній температурі розподілена по висоті так само, як атмосферний тиск. У дійсності ж температура й состав повітря міняється з висотою, що приводить до відхилення в розподілі тиску й щільності по висоті.

Температура атмосфери

Поблизу земної поверхні температура убуває зі збільшенням висоти, тому що в цій області нагрівання повітря відбувається за рахунок нагрітої сонцем землі. Звичайно температура убуває на $5 \div 6^\circ\text{C}$ на км.

На висотах порядку 15 км, верхня границя атмосфери, починається припинення падання температури й аж до висот порядку 25 км температура залишається постійної приблизно 2250К. Починаючи із цієї висоти, температура підвищується, досягаючи максимуму (3000К) на висоті $50 \div 60$ км, потім знову знижується аж до висоти близько 80 км і після цього другого мінімуму плавно зростає, досягаючи $2000 \div 3000\text{K}$ на висоті $500 \div 600$ км.

Зростання температури з висотою в області іоносфери пояснюється тим, що нагрівання повітря тут відбувається безпосередньо за рахунок випромінювання Сонця.

Максимум у кривій розподілу температури, на висотах $50 \div 60$ км, пояснюється присутністю озону на цій висоті. Озон інтенсивно поглинає ультрафіолетове випромінювання Сонця в діапазоні близько 0,2 мкм і приводить до підвищення температури в цій частині атмосфери рис.3.1.

Діелектрична проникність атмосфери

Діелектрична проникність тропосфери тільки приблизно може вважатися рівної електричної постійної $\varepsilon_\sigma = \frac{1}{36\pi 10^9}$, Ф/м.

Тому відносна діелектрична проникність тропосфери не дорівнює 1, а трохи більше й залежить від тиску, температури й вологості повітря $\varepsilon = \frac{\varepsilon_\sigma}{\varepsilon_0}$.

Значення ε дуже ненабагато перевищує одиницю, а втрати в тропосфері істотні тільки в діапазоні сантиметрових і більше коротких хвилях.

Коефіцієнт переломлення тропосфери не залежить від частоти для хвиль більше 1 см. Для хвиль міліметрового діапазону істотно позначаються втрати, що враховується шляхом введення комплексної діелектричної проникності повітря.

На практиці частіше застосовують величину $N = (n - 1) \cdot 10^6$, називаної індексом переломлення тропосфери, де $n \approx \sqrt{\epsilon}$ - коефіцієнт переломлення тропосфери.

У середньому значення N змінюється з висотою лінійно, причому для середніх широт градієнт зміни N з висотою становить

$$d/dh = -40 \text{ 1/км.}$$

Умови, при якому N змінюється за таким законом, відповідає так називаній нормальній тропосфері.

У реальних умовах часто спостерігається нерегулярна зміна метеорологічних параметрів, що приводить до складної залежності N від висоти.

Поглинання радіохвиль у тропосфері

При розподілі радіохвиль у тропосфері ослаблення напруженості поля випробовують тільки радіохвилі дециметрового й більше короткохвильових діапазонів.

Ослаблення напруженості поля радіохвиль пов'язане із частковим перетворенням електромагнітної енергії в інші види енергії й з розсіюванням.

Основною причиною поглинання радіохвиль у тропосфері є наявність крапель води, присутніх тут у вигляді тумана або дощу.

У краплях води відбуваються як теплові втрати, так і розсіювання радіохвиль.

Рефракція радіохвиль у тропосфері та еквівалентний радіус Землі

Відмінність коефіцієнта переломлення тропосфери від 1 і зміна його з висотою істотно впливають на поширення радіохвиль, особливо в діапазоні УКХ.

Розіб'ємо подумки тропосферу на тонкі сферичні шари, у межах кожного з яких коефіцієнт переломлення будемо вважати незмінним рис.3.2.

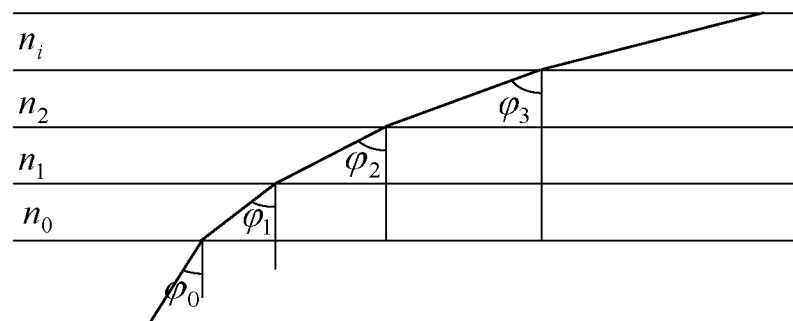


Рис.3.2

Використовуючи закон заломлення послідовно к сусіднім ділянкам, одержуємо:

$$n_0 \sin \varphi_0 = n_1 \sin \varphi_1 = n_2 \sin \varphi_2 = K = n_i \sin \varphi_i,$$

де $n_0, n_1, n_2, \dots, n_i$ - коефіцієнти заломлення відповідно сусідніх ділянок тропосфери.

Звідси, траєкторія радіохвилі визначається виразом $n \sin \varphi = const$.

У результаті цього хвиля рухається по траєкторії, що має вид ламаної лінії. Якщо товщину шарів зменшити й перейти до плавної зміни коефіцієнта переломлення, то ламана лінія буде прагнути до деякої кривої.

Таким чином, при проходженні хвилі в неоднорідному середовищі її траєкторія викривляється. Це явище зветься рефракції.

Причому радіус кривизни траєкторії хвилі в тропосфері залежить тільки від швидкості зміни коефіцієнта переломлення по висоті, тобто

$$\rho = f(dn/dh).$$

Якщо показник заломлення n змінюється лінійно на висоті, то радіус кривизни траєкторії ρ не змінюється з висотою й траєкторія являє собою окружність.

Для спрощення розрахунків при обліку впливу тропосфери, у деяких випадках виявляється зручним звести поширення хвиль по криволінійній траєкторії до поширення хвилі по прямолінійній траєкторії. Таке спрощення виробляється шляхом введення поняття еквівалентного радіуса Землі $R_0 = R_{\text{екв}}$.

При цьому картину поширення хвиль по криволінійній траєкторії поблизу реальної земної поверхні, замінюють картиною поширення хвиль по прямолінійній траєкторії поблизу поверхні землі зі зміненим радіусом $R_0' = R_{\text{екв}}$ рис.3.3.

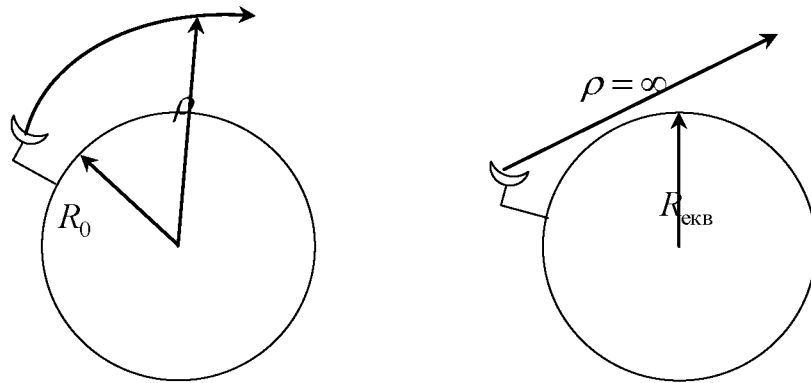


Рис.3.3.

Відношення еквівалентного радіуса Землі до дійсного позначають через K и визначають як:

$$K = R_{\text{екв}}/R_0 = (dn/dh).$$

Якщо n мінняється з висотою лінійно, то $K \approx 4/3$.

Така рефракція називається нормальною тропосферною рефракцією.

Вплив рефракції на поширення радіохвиль необхідно враховувати при поширенні порівняно протяжних трас, на яких ураховується вплив кривизни земної поверхні.

Наприклад:

- при визначенні відстані прямої видимості з урахуванням рефракції;
- визначення напруженості поля у випадку використання інтерференційних формул при обліку сферичності Землі.

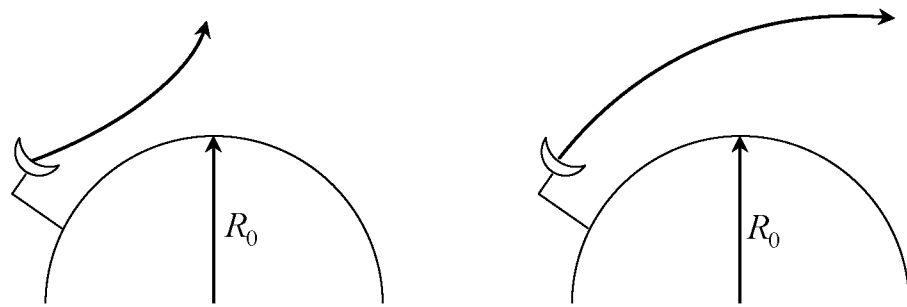
Атмосферна рефракція

На практиці часто зустрічаються випадки, коли показник переломлення атмосфери змінюється з висотою за законом, відмінному від випадку нормальної атмосферної рефракції.

Зниження показника переломлення з висотою відбувається не плавно: на окремих ділянках убавання n виявляється більше різким, на інші спостерігається зростання n з висотою.

Залежно від градієнта n по висоті dn/dh , рефракції класифікують у такий спосіб.

1. Негативна атмосферна рефракція $(dn/dh) < 0$. У цьому випадку показник переломлення зростає з висотою, і траєкторія звернена опуклістю вниз рис.3.4.a. Еквівалентний радіус Землі виявляється менше дійсного. Це приводить до зменшення напруженості поля в точці прийому.



а)

Рис.3.4.

б)

2. Позитивна атмосферна рефракція $dn/dh < 0$.

Коефіцієнт переломлення убуває з висотою, і траекторія звернена опуклістю нагору.

При цьому розрізняють три частки випадку:

а) Нормальна атмосферна рефракція, коли $dn/dh = -40 \cdot 10^{-5} \text{ 1/км}$ и $R_{\text{екв}} = 4/3 \cdot R_0$.

Напруженість поля в точці прийому більше, чим при відсутності рефракції рис. 3.4б.

б) Критична атмосферна рефракція, коли $dn/dh = -1/R_0$.

Еквівалентний радіус Землі $R_{\text{екв}} \rightarrow \infty$, тобто еквівалентна земна поверхня представляється плоскої. Хвиля рухається паралельно цієї поверхні на постійній висоті рис.3.5.а

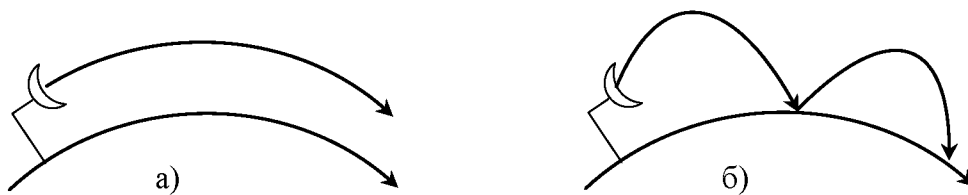


Рис.3.5.

в) Надрефракція, коли $dn/dh < 1/R_0$.

Наступає повне внутрішньо відбиття хвилі в тропосфері й промінь повертається на земну поверхню. Еквівалентний радіус Землі виявляється негативним, так що хвиля, що має еквівалентну прямолінійну траекторію, обов'язково зустрінеться з увігнутою поверхнею Землі. У цьому місці хвиля відбивається від земної поверхні й може поширюватися шляхом послідовного відбиття від тропосфери й Землі на великі відстані рис.3.5.б. Умови, необхідні для появи надрефракції, пов'язані з метеорологічним режимом. Різке убування коефіцієнта переломлення з висотою найбільше часто викликається особливою зміною температури з висотою.