

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра Автоматизованих систем
моніторингу навколишнього
середовища

МАГІСТЕРСЬКА КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА

на тему: Обґрунтування структурної схеми доплерівського
метеорологічного радіолокатора, реалізуючого поляризаційний метод аналізу
гідрометеорів

Виконав студент 2 курсу групи МАГ- 18
спеціальності 103 Науки про Землю
Безрученко Марк Віталійович

Керівник к.т.н., доц.
Лавріненко Юліан Володимирович

Консультант _____

Рецензент к. геогр. н., доц.
Лужбін Анатолій Михайлович

Одеса 2019

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Інститут, факультет Гідрометеорологічний інститут

Кафедра Автоматизованих систем моніторингу навколишнього середовища

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 Науки про Землю

(шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри _____

“ 28 ” жовтня 2019 року

З А В Д А Н Н Я
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Безрученко Марку Віталійовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Обґрунтування структурної схеми доплерівського метеорологічного радіолокатора, реалізуючого поляризаційний метод аналізу гідрометеорів

керівник роботи Лавріненко Юліан Володимирович, к.т.н., доцент

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом вищого навчального закладу від “ 18 ” жовтня 2019р. №235 «С»

2. Строк подання студентом роботи 10.12.2019р.

3. Вихідні дані до роботи: поляризація радіолокаційного сигналу відбитого від гідрометеорів містить інформацію про вид цих метеооб'єктів. Використовується доплерівський метод радіолокації, радіолокатор малої дальності сантиметрового діапазону.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити): Поляризаційні параметри електромагнітних хвиль; форма, орієнтація і рух гідрометеорів; поляризаційні характеристики метеорологічних радіолокаційних цілей; фізична інтерпретація поляризаційних характеристик метеооб'єктів; поляризаційна інформація в оперативному режимі роботи доплерівського метеорологічного радіолокатора; класифікація гідрометеорів за даними поляриметричного доплерівського метеорологічного радіолокатора; мікрофізичні характеристики снігу за даними вимірювань на двох поляризаціях; калібрування двухполяризаційного доплерівського метеорологічного радіолокатора; структурна схема доплерівського метеорологічного радіолокатора з поляризаційною селекцією гідрометеорів

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)

Поляризація та її види; поширення поляризованої хвилі в просторі; орієнтація та рух гідрометеорів; види поляризації в залежності від гідрометеорів; метод диференційної відбиваності; застосування поляризаційних вимірювань та режими роботи; принцип побудови радіолокаційних поляриметрів; функціональна схема поляризаційного вимірювального комплексу.

6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	Завдання прийняв

7. Дата видачі завдання 28 жовтня 2019р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Отримання завдання на магістерської роботи			
2	Вивчення літератури за темою магістерської роботи			
3	Вивчення радіолокаційних властивостей гідрометероів			
4	Написання першого розділу магістерської роботи			
5	Написання другого розділу магістерської роботи			
6	Написання третього розділу магістерської роботи			
7	Написання четвертого розділу магістерської роботи			
8	Написання п'ятого розділу магістерської роботи			
9	Рубіжна атестація			
10	Аналіз можливих структур метеорадіолокатора з полярометром			
11	Написання шостого розділу магістерської роботи			
12	Написання сьомого розділу магістерської роботи			
13	Написання восьмого розділу магістерської роботи			
14	Написання дев'ятого розділу магістерської роботи			
15	Складання висновків по розділам і магістерської роботи			
16	Здача магістерської роботи керівнику			
17	Перевірка на плагіат			
18	Рецензування			
19	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня за етапами)			

Студент

(підпис)

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

(підпис)

(прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Представлена робота Безрученко Марка Віталійовича на тему «Обґрунтування структурної схеми доплерівського метеорологічного радіолокатора, реалізуючого поляризаційний метод аналізу гідрометеорів».

Мета магістерської роботи – розробка функціональної схеми поляризаційного вимірювального комплексу.

Для досягнення зазначеної мети необхідно вирішення наступних завдань:

- ознайомитись з поляризаційними параметрами електромагнітних хвиль;
- виявити залежність від виду поляризації та видами гідрометеорів;
- розробити функціональну схему поляризаційного вимірювального комплексу.

В роботі були розглянуті поляризаційні параметри електромагнітних хвиль, поляризаційні характеристики метеорологічних радіолокаційних цілей, калібрування двухполяризаційного доплерівського метеорологічного радіолокатора, фізична інтерпретація поляризаційних характеристик метеоб'єктів, класифікація гідрометеорів за даними поляриметричного доплерівського метеорологічного радіолокатора, та розробка оптимальної схеми доплерівського метеорологічного радіолокатора з поляризаційною селекцією гідрометеорів.

Магістерська робота містить: 74 с., рис. 25, табл. 0, додаток 1, використаних літературних джерел 26.

КЛЮЧОВІ СЛОВА: доплерівський метеорологічний радіолокатор, гідрометеор, поляризація, поляризаційна селекція, радіолокатор.

SUMMARY

The topic of this thesis, made by Bezruchenko Mark Vitaliyovych is “ Substantiation of the structural diagram of the Doppler meteorological radar, which implements the polarization method of analysis of hydrometeors”.

The purpose of the master's thesis is to develop a functional scheme of the polarization measuring complex.

To achieve this goal, the following tasks must be solved:

- Get acquainted with the polarization parameters of electromagnetic waves;
- Identify dependence on the type of polarization and types of hydrometeors;
- To develop a functional diagram of the polarization measuring complex.

The polarization parameters of electromagnetic waves, polarization characteristics of meteorological radar targets, calibration Doppler weather radar, physical interpretation hydrometeors polarization characteristics, classification hydrometeors according polarimetric Doppler weather radar and developing optimal schemes Doppler weather radar with polarization selection hydrometeors were dissipated in the work.

Master's work contains 74 p., figures 25, table 0, applications 1, used literature 26.

KEYWORDS: Doppler meteorological radar, hydrometeor, polarization, polarization selection, radar.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	7
1 ПОЛЯРИЗАЦІЙНІ ПАРАМЕТРИ ЕЛЕКТРОМАГНІТНИХ ХВИЛЬ.....	8
2 ФОРМА, ОРІЄНТАЦІЯ І РУХ ГІДРОМЕТЕОРІВ.....	13
3 ПОЛЯРИЗАЦІЙНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ РАДІОЛОКАЦІЙНИХ ЦІЛЕЙ.....	17
3.1 Коваріаційна матриця розсіювання метеоб'єктів.....	17
3.2 Диференційна відбиваємість.....	19
3.3 Диференційна фаза.....	20
4 ФІЗИЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ ПОЛЯРИЗАЦІЙНИХ ХАРАКТЕРИСТИК МЕТЕООБ'ЄКТІВ.....	23
5 ПОЛЯРИЗАЦІЙНА ІНФОРМАЦІЯ В ОПЕРАТИВНОМУ РЕЖИМІ РОБОТИ ДОПЛЕРІВСЬКОГО МЕТЕОРОЛОГІЧНОГО РАДІОЛОКАТОРА.....	33
5.1 Схема корекції ослаблення в С-діапазоні.....	34
6 КЛАСИФІКАЦІЯ ГІДРОМЕТЕОРІВ ЗА ДАНИМИ ПОЛЯРИМЕТРИЧНОГО ДОПЛЕРІВСЬКОГО МЕТЕОРОЛОГІЧНОГО РАДІОЛОКАТОРА.....	44
6.1 Модель на базі системи нечіткої логіки (FLS).....	44
6.2 Класифікація гідрометеорів за факторами.....	46
7 МІКРОФІЗИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ СНІГУ ЗА ДАНИМИ ВИМІРЮВАНЬ НА ДВОХ ПОЛЯРИЗАЦІЯХ.....	53
8 КАЛІБРУВАННЯ ДВУХПОЛЯРИЗАЦІЙНОГО ДОПЛЕРІВСЬКОГО МЕТЕОРОЛОГІЧНОГО РАДІОЛОКАТОРА.....	57
9 СТРУКТУРНА СХЕМА ДОПЛЕРІВСЬКОГО МЕТЕОРОЛОГІЧНОГО РАДІОЛОКАТОРА З ПОЛЯРИЗАЦІЙНОЮ СЕЛЕКЦІЄЮ ГІДРОМЕТЕОРІВ.....	62
ВИСНОВКИ.....	65

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАНЬ.....	66
Додаток А Графічна частина магістерської роботи.....	69

ВСТУП

Аерологія — наука про процеси у вільній атмосфері, та методи її вивчення, частина метеорології. Аерологія виділилась в окремий розділ метеорології завдяки появі літальних апаратів, а також розвитку радіозв'язку і вимірювальної техніки. Для встановлення об'єктивних закономірностей, що відбуваються у вільній атмосфері, необхідно її дослідження. Основним методом аерологічних досліджень є зондування, тобто вимірювання різних метеорологічних величин за допомогою піднімаються в атмосферу приладів. Це вимірювання швидкості і напрямку вітру, тиску, температури, вологості та інших фізичних величин, а також газового і аерозольного складу повітря. Предметом вивчення аерології є методи отримання інформації про стан вільної атмосфери. Під вільною атмосферою розуміється та частина атмосфери, яка розташовується вище прикордонного шару (шару тертя), тобто шару атмосфери, на який не поширюється безпосередній вплив поверхні землі.

Метеорологічні радіолокатори (МРЛ-2, МРЛ-5) та автоматизовані метеорологічні радіолокаційні комплекси потрібні для знаходження місцеположення купчастих, купчасто-дощових, шарово-дощових хмар та зв'язаних з ними небезпечних для авіації метеорологічних явищ (гроза, дощ, турбулентність, вітер та ін.), а також для виявлення швидкості та напрямку їх переміщення відносно аеродрому з метою забезпечення безпечних польотів, заходів на посадку, посадок та взльотів повітряних суден.

Різновид форми, фазового стану та орієнтації часточок гідрометеорів дозволяє використовувати радіолокаційний метод поляризаційної селекції для отримання додаткової інформації про метеорологічні об'єкти. Використання поляризаційних параметрів разом з доплерівськими характеристиками відбитих сигналу дозволяє виявляти не тільки динамічні характеристики метеооб'єкта, а також їх мікрофізичні властивості.

1 ПОЛЯРИЗАЦІЙНІ ПАРАМЕТРИ ЕЛЕКТРОМАГНІТНИХ ХВИЛЬ

Реальні джерела створюють сферичні хвилі, але на великій відстані від джерела малу частину фронту сферичної хвилі можна вважати плоскою. Електромагнітна хвиля, падаючи на границю розділу двох середовищ, частково відображається від границі, частково проходить в глибину другої середовища, тому в першій середі з'являється падаючі і відображаючі хвилі, а в другій – переломлена хвиля.

В залежності від напрямку векторів $\vec{E}$ та $\vec{H}$ відносно поверхні землі розрізняють два види поляризації – вертикальні та горизонтальні (рис.1.1).

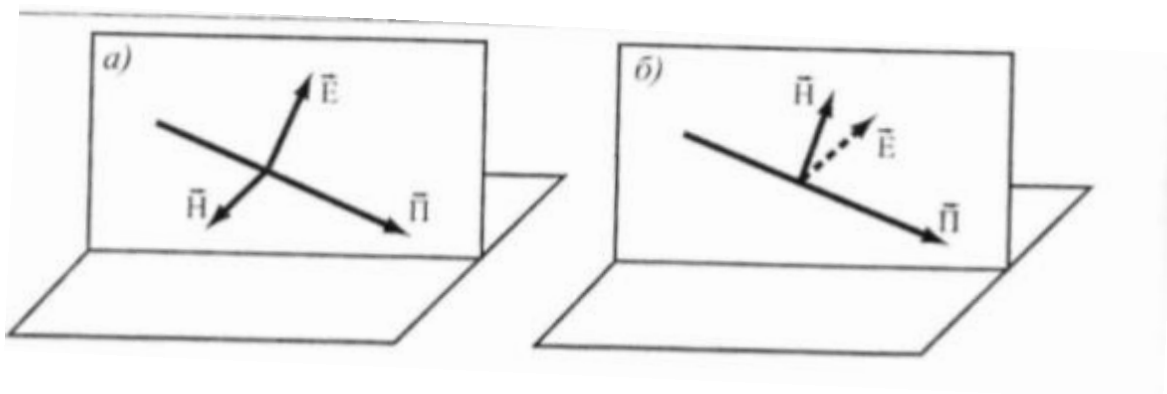


Рисунок 1.1 – Орієнтація векторів напруженості поля при горизонтальній та вертикальній поляризації хвиль: а – вертикальна поляризація, б – горизонтальна поляризація

У випадку вертикальної поляризації вектор напруженості електричного поля $\vec{E}$ лежить в площині падіння хвилі, в площині перпендикулярної площині розділу та проходящої через напрямок вектору падаючої хвилі $\vec{P}$. У випадку горизонтальній поляризації падіння хвилі лежить вектор напруженості магнітного поля $\vec{H}$. Орієнтація векторів $\vec{E}$ та $\vec{H}$ при вертикальній та горизонтальній поляризації хвилі показана на рис. 1.1.

Електромагнітні хвилі, випромінювані антенами метеорологічних РЛС, відносяться до класу плоских повністю поляризованих електромагнітних хвиль. В такій хвилі вектори електричного та магнітного поля в кожний момент часу орієнтовані ортогонально один до одного, а кінці їх описують в площині фронту хвилі однаково замкнені криві[1].

При розгляді поляризації хвилі зазвичай обмежуються розглядом годографа тільки кінця вектора $\vec{E}$. Плоска електромагнітна хвиля, розповсюджується вдоль осі z прямокутної системи координат. Для гармонічного поля з частотою ω ($+j\omega t$) указані складові можуть бути представлені в виді:

$$E_x = E_x e^{j\varphi_x}, \quad E_y = E_y e^{j\varphi_y},$$

де E_x та E_y – амплітуди;

φ_x та φ_y – фазові кути відповідних складників.

Речові частини комплексних амплітуд: $Re[E_x] = x$, $Re[E_y] = y$, можна розглядати як координати точки на площині xy .

В параметричній формі траєкторія кінця вектора поля може бути задана рівнянням

$$x = E_x \cos(\omega t + \varphi_x), \quad y = E_y \cos(\omega t + \varphi_y).$$

Потужність P такої хвилі визначається формулою

$$P = \frac{E_x^2 + E_y^2}{2Z_0},$$

де Z_0 – хвильовий опір вільного простору (вакууму):

$$Z_0 = \frac{E}{H} = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} = 120\pi,$$

де ϵ та μ – діелектрична та магнітна проникність середовища.

Величина

$$E_m = \sqrt{E_x^2 + E_y^2}.$$

Представляють собою повну амплітуду хвилі.

Для визначення фазового вектора поля необхідно скористатись виразом:

$$\omega t = \left(\arccos \frac{x}{E_x} \right) - \varphi_x,$$

та підставляймо у вираз

$$\frac{x^2}{E_x^2} + \frac{y^2}{E_y^2} - 2 \frac{xy}{E_y E_x} \cos(\varphi_y - \varphi_x) = \sin^2(\varphi_y - \varphi_x).$$

Вираз являє собою рівняння еліпса, яке при певних умовах може вироджуватися в рівняння прямої або кола.

Поляризацію хвилі характеризують формою еліпса поляризації, його орієнтацією і напрямком обертання вектора E (рис. 1.2). Форму еліпса поляризації визначають коефіцієнтом еліптичності:

$$|K_r| = \frac{b}{a},$$

де a та b – велика та мала напівосі еліпсу відповідно.

Напрямок обертання вектора поля щодо спостерігача, який дивиться вздовж напрямку поширення хвилі, враховується відповідним знаком

коефіцієнта еліптичності. При обертанні вектора поля за годинниковою стрілкою величина K_r вважається позитивною, а хвиля - правополяризованою; при обертанні вектора поля проти годинникової стрілки величина K_r вважається негативною, а хвиля - лівополяризованою (рис.1.2).

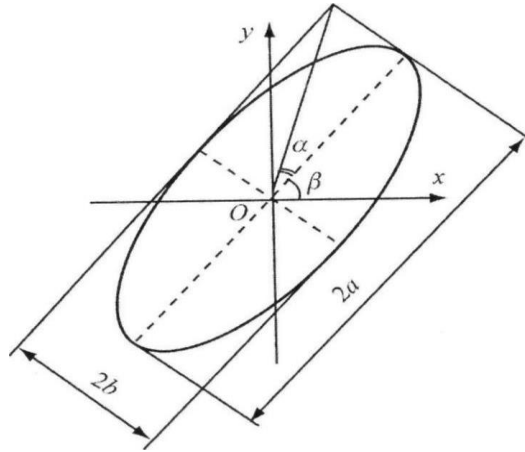


Рисунок 1.2 - Еліпс поляризації електромагнітної хвилі [1]

Зазвичай форму еліпса поляризації та напрямку його ходу вектором поля визначають кутом еліптичності

$$\alpha = \arctg K_r.$$

Очевидно, що амплітуди та фази ортогонально лінійно поляризованих компонентів E_x, E_y, φ_x та φ_y однозначно зв'язані з параметрами еліпсу поляризації та кутом його орієнтації. Цей зв'язок виражається співвідношенням

$$K_r = \left(\frac{E_x^2 \sin^2 \beta - E_x E_y \sin 2\beta \cos \varphi + E_y^2 \cos^2 \beta}{E_x^2 \cos^2 \beta + \sin 2\beta \cos \varphi + E_y^2 \sin^2 \beta} \right)^{\frac{1}{2}}.$$

де $\varphi = \varphi_y - \varphi_x$ - різниця фаз ортогональних лінійно поляризованих складових.

Розглянемо умови, при яких еліптично поляризована хвиля перетворюється в лінійно поляризовану хвилю або в хвилю колової поляризації. Для того щоб вираз виродилося в рівняння кола

$$\frac{x^2}{E_x^2} + \frac{y^2}{E_y^2} = 1,$$

необхідно, щоб амплітуди та різниці фаз лінійно поляризованих ортогональних компонентів задовольняли співвідношенням

$$E_y = E_x, \quad \varphi = \varphi_y - \varphi_x = \pm 90^\circ.$$

У поляризованій по колу хвилі коефіцієнт еліптичності дорівнює одиниці, а знак залежить від напрямку ходу вектором поля поляризаційного кола, як і у еліптично поляризованої хвилі. Для колової поляризації кут еліптичності а дорівнює $\pm 45^\circ$, а кут орієнтації вектора поля β не має сенсу.

У лінійно поляризованої хвилі коефіцієнт еліптичності і кут еліптичності дорівнюють нулю, а кут орієнтації вектора β може змінюватися від 0 до 180° .

Таким чином, для того щоб сформувати хвилю лінійної поляризації, необхідно мати дві ортогональні лінійно поляризовані складові з однаковою фазою (різниця їх фаз дорівнює нулю) і різними амплітудами з можливістю регулювання їх співвідношення.

Хвиля кругової поляризації може бути утворена двома ортогональними лінійно поляризованими хвилями з однаковими амплітудами і фазами, які відрізняються на $\pm 90^\circ$. При цьому в залежності від знака різниці фаз поляризована по колу хвиля буде правого або лівого обертання.

Для отримання еліптично поляризованих хвиль в якості вихідних необхідно брати дві ортогональні лінійно поляризовані хвилі в загальному випадку з різними амплітудами і фазами [2].

2 ФОРМА, ОРІЄНТАЦІЯ І РУХ ГІДРОМЕТЕОРІВ

Як відомо, гідрометеори бувають рідкими і твердими. Серед частинок твердої фази можна виділити чотири основні категорії: градини, крупа, кристали і сніжинки. Форма всіх гідрометеорів в тій чи іншій мірі відрізняється від сферичної, що важливо враховувати при оцінці та поляризаційних властивостей.

Форма рідких крапель близька до сплюснені сфероїду з відношенням осей, що залежать від діаметра рівновеликої сфери $V_e = (ab^2)^{1/3}$; де a - розмір краплі уздовж осі обертання, орієнтованої близько до вертикалі; b - поперечний розмір.

Кращою аппроксимацією залежності відносини осей сфероїду від діаметра рівновеликої сфери є вираз:

$$a/b = 1 - 0,64D_e^{1,25}.$$

Наявність заряду на краплі призводить до ще більшого її сплюснювання, в той же час в присутності потужного електростатичного поля, характерного для грозових хмар, крапля може «витягуватися» вздовж напрямку поля, приймаючи форму витягнутого сфероїда [3].

Для частинок граду відношення мінімального і максимального розмірів D_{min}/D_{max} коливається в межах 0,3-1,0 з найбільшою повторюваністю значень 0,75-0,8. У градин на відміну від водяних крапель форма практично не залежить від їх розмірів.

Форма частинок крижаної крупи близька до сфероїдальної або конічної. Для крупи відношення мінімального розміру до максимального змінюється в межах 0,55-0,90 і в середньому зростає при збільшенні обсягу частки.

Найбільш анізотропії за своєю формою серед гідрометеорів є кристали, що спостерігаються у верхній частині хмар при низьких температурах. До найпоширеніших форм кристалів відносяться пластинки, голки, стовпчики.

Орієнтація. Серед інших гідрометеорів найбільш упорядкованим орієнтацією виділяються водяні краплі. За даними експериментів, для водяних крапель розподіл по орієнтації осі обертання сплюснутого сфероїда має досить вузький максимум поблизу вертикального напрямку (в межах 5°), ширина якого за рівнем 0,5 складає в середньому 10-20 $^\circ$.

Градові частинки мають значно меншою впорядкованістю орієнтацій і, як правило, мають або вертикальну, або горизонтальну переважну орієнтацію. орієнтація частинокграду і крупи з великим змістом вологи при наявності водяний плівки на поверхні менш хаотична в порівнянні з сухими градинами або частками крижаної крупи.

Переважає напрямок орієнтації осі обертання кристалів льоду у вигляді пластинок близько до вертикалі, але ширина кутового розподілу щодо максимуму більше, ніж в разі водяних крапель. Кристали у вигляді голок орієнтовані, як правило, хаотично в горизонтальній площині.

Рух. Гідрометеорні частки беруть участь в трьох типах рухів: гравітаційному падінні під дією сили тяжіння, рух в турбульованому повітряному середовищі і русі в упорядкованих великомасштабних конвективних потоках.

Гравітаційна швидкість падіння частинок визначається їх розміром, фазовим станом і співвідношенням щільності частки і навколишнього повітря. Для водяних крапель стала швидкість їх падіння в нерухомому повітрі визначається формулою:

$$v(D) = 3,778D^{0,67},$$

де D- в міліметрах, v- в м / с.

Формула досить добре описує наявні експериментальні дані про швидкість падіння частинок поблизу поверхні Землі. Виняток становлять дуже великі краплі - вони значно деформуються і крутизна кривої $v(D)$ зменшується.

При цьому можна стверджувати, що гравітаційна швидкість падіння рідких крапель в нерухомому повітрі не перевищує 10 м/с. У розрідженому повітрі краплі падають швидше, і зв'язок сталої швидкості падіння з щільністю повітря описується виразом

$$v(D, \rho) = v(D, \rho_0)(\rho_0/\rho)^{0,4},$$

де ρ_0 - щільність повітря при тиску 760 мм рт. ст. і температурі 20 ° С.

Для градових частинок зв'язок швидкості гравітаційного падіння з діаметром має такий вигляд:

$$v(D) = 4,51D^{0,5},$$

при цьому для максимальних розмірів градини 60 мм гравітаційна швидкість може досягати 35 м / с.

Малі швидкості падіння характерні для сніжинок і кристалічних частинок: їх гравітаційна швидкість падіння не перевищує 2-2,5 м / с.

Для сніжинок мають місце такі формули:

$$v(D) = 2,07D^{0,31},$$

$$v(D) = 8,8(\rho_s - \rho_\alpha)D^{0,5},$$

де D - в міліметрах;

v - в м/с;

ρ_s, ρ_α - щільність сніжинки і повітря відповідно.

Крім руху в полі сили тяжіння, частка захоплюється рухом повітряних потоків в хмарі. Повітряні руху в метеоб'єктах можна умовно розділити на великомасштабні і дрібномасштабні. Великомасштабні руху визначаються стратифікації поля вітру, а також наявністю висхідних і низхідних конективних потоків, характерних для хмарою вертикального розвитку.

3 ПОЛЯРИЗАЦІЙНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ РАДІОЛОКАЦІЙНИХ ЦІЛЕЙ

3.1 Коваріаційна матриця розсіювання метеооб'єктів

Матриця розсіювання S повністю визначає поляризаційні властивості стабільної мети, але є лише проміжною ланкою при переході до флюктуруючих об'єктів, типовими представниками яких є метеорологічні освіти. Різні випадки поляризаційної обробки флюктуючих сигналів зручно розглядати за допомогою коваріаційної матриці розсіювання [4]

$$\hat{W} = \begin{pmatrix} \overline{|S_{11}|^2} & \overline{S_{11}S_{12}^*} & \overline{S_{11}S_{22}^*} \\ \overline{S_{11}^*S_{12}} & \overline{|S_{12}|^2} & \overline{S_{22}S_{12}^*} \\ \overline{S_{11}^*S_{22}} & \overline{S_{22}^*S_{12}} & \overline{|S_{22}|^2} \end{pmatrix},$$

складеної з статистичних параметрів - других моментів елементів S_{ij} матриці S . Якщо моделювати гідрометеори сфероїди, то матриця розсіювання одиничного гідрометеорів в базисі горизонталь-вертикаль (Домовимося називати його HV-базисом) при довільній орієнтації гідрометеорів можемо бути записана у вигляді [4] :

$$\hat{S} = \begin{pmatrix} (\dot{S}_a - \dot{S}_b) \sin^2 \chi \sin^2 \psi + \dot{S}_b, & (\dot{S}_a - \dot{S}_b) \sin^2 \chi \sin \psi \cos \psi \\ (\dot{S}_a - \dot{S}_b) \sin^2 \chi \sin \psi \cos \psi, & (\dot{S}_a - \dot{S}_b) \sin^2 \chi \cos^2 \psi + \dot{S}_b \end{pmatrix},$$

або в іншій формі:

$$\hat{S} = \frac{e^{i\varphi_0/2}}{2} \tilde{\sigma}^{1/2} \begin{pmatrix} 1 + \dot{v} \cos 2\psi & -\dot{v} \sin 2\psi \\ -\dot{v} \sin 2\psi & 1 - \dot{v} \cos 2\psi \end{pmatrix},$$

де

$$\frac{e^{i\varphi_0/2}}{2} \tilde{\sigma}^{1/2} = (\dot{S}_a - \dot{S}_b) \sin^2 \chi + 2\dot{S}_b,$$

$$\dot{v} = \frac{(\dot{S}_b - \dot{S}_a) \sin^2 \chi}{(\dot{S}_b - \dot{S}_a) \sin^2 \chi + 2\dot{S}_b}.$$

У формулах кути ψ і χ характеризують орієнтацію осі обертання сфероїда N : ψ - це кут між проекцією вертикалі і проекцією вектора N на площину фазового фронту хвилі; χ - кут між віссю обертання сфероїда N і напрямком поширення хвилі k (напрямок вектора k визначається кутом місця антени ϑ_0); S_a і S_b - комплексні амплітуди зворотного розсіювання при орієнтації електричного вектора падаючої хвилі вздовж (S_a) і поперек (S_b) осі обертання сфероїда; $\pi\sigma/k^2$ - повна ЕПР гідрометеорів (пор. з формулою; параметр v характеризує форму і діелектричну проникність частки.

Перехід від матриці розсіювання одиничного гідрометеорів S до ковариаційної матриці W ансамблю гідрометеорів передбачає усереднення за розмірами, формами і орієнтації відображають частинок. Здійснивши таке усереднення, з можна отримати наступні вираження для елементів ковариаційної матриці W в HV-базисі:

$$\langle |S_{HH}|^2 \rangle = \frac{N}{4} \langle \tilde{\sigma} \rangle \left[1 + 2 \operatorname{Re} I_2 r \cos 2\bar{\psi} + \frac{I_1}{2} (1 + r^4 \cos 4\bar{\psi}) \right],$$

$$\langle |S_{VV}|^2 \rangle = \frac{N}{4} \langle \tilde{\sigma} \rangle \left[1 - 2 \operatorname{Re} I_2 r \cos 2\bar{\psi} + \frac{I_1}{2} (1 + r^4 \cos 4\bar{\psi}) \right],$$

$$\begin{aligned}
\langle |S_{HV}|^2 \rangle &= \frac{N}{8} \langle \tilde{\sigma} \rangle I_1 (1 - r^4 \cos 4\bar{\psi}), \\
\langle S_{HH} S_{HV}^* \rangle &= -\frac{N}{4} \langle \tilde{\sigma} \rangle \left(I_2^* r \sin 2\bar{\psi} + \frac{I_1}{2} r^4 \sin 4\bar{\psi} \right), \\
\langle S_{VV} S_{HV}^* \rangle &= -\frac{N}{4} \langle \tilde{\sigma} \rangle \left(I_2^* r \sin 2\bar{\psi} - \frac{I_1}{2} r^4 \sin 4\bar{\psi} \right), \\
\langle S_{HH} S_{VV}^* \rangle &= -\frac{N}{4} \langle \tilde{\sigma} \rangle \left[1 - 2i \operatorname{Im} I_2 r \cos 2\bar{\psi} - \frac{I_1}{2} (1 + r^4 \cos 4\bar{\psi}) \right]
\end{aligned}$$

Тут N - число часток в розсіюються обсязі; кутові дужки означають усереднення по ансамблю гідрометеорів; інтегральні параметри враховують особливості розподілу гідрометеорів за розмірами, формам і орієнтації по куту χ ; параметр $r = \exp(-\sigma_\psi^2)$ характеризує ступінь впорядкованості орієнтації частинок і пов'язаний зі середньоквадратичною шириною кутового розподілу $\sigma_\psi \sin \chi$. Зауважимо, що поляризаційні параметри відбитого сигналу в набагато меншому ступені залежать від розподілу орієнтацій відбивачів по куту χ , ніж за кутом ψ .

3.2 Диференційна відбиваємість

На практиці вимірювання всіх елементів коваріаційної матриці розсіювання метеооб'єктів являє собою досить складну задачу, тому зазвичай при вимірах обмежуються оцінкою лише деяких з них, а також їх відносин. В останні роки найбільшу кількість експериментальних даних отримано за результатами вимірювання диференціальної відбиваності в HV-базисі.

Під диференціальної відбиваності розуміється відношення потужностей відбитого сигналу на горизонтальній і вертикальній поляризаціях, виражене в децибелах:

$$Z_{DR} \text{ (дБ)} = 10 \lg (P_H / P_V) = 10 \lg \left(\frac{\langle |S_{PP}|^2 \rangle}{\langle |S_{VV}|^2 \rangle} \right) = \frac{Z_{\Gamma}}{Z_B} = \frac{Z_H}{Z_V}.$$

Техніка вимірювання диференціальної відбиваності примінимого до завдань радіолокаційної метеорології вперше була запропонована Селіг і Брінг в 1976 р для підвищення ефективності радіолокаційного вимірювання опадів. Широке поширення методу обумовлено відносною простотою його технічної реалізації, не надто обременітєливими вимогами до поляризаційної розв'язки антеннохвильового тракту і відсутністю енерговитрат в відмінну від ситуації, коли вимірюється деполаризаційного відношення і один з компонентів відбитого сигналу значно менше іншого. Для вимірювання диференціальної відбиваності зазвичай використовуються одноканальні МРЛ, що містять поляризаційний перемикач, як правило, феритовий, що забезпечує черезперіодне перемикання ортогональних поляризацій одночасно на передачу і прийом, т. Е. Коли для кожної послідовності імпульсів поляризації випромінюваної і прийнятої відбитої хвилі збігаються.

3.3 Диференційна фаза

Відбиті від метеооб'єктів сигнали на вертикальній і горизонтальній поляризації розрізняються не тільки по потужності, але і по фазі. Різниця фаз обумовлена тим, що в процесі відбиття від несферичний хвилі вертикальної і горизонтальної поляризації отримують різні фазові добавки (їх різницю будемо позначати δ), і постійні поширення горизонтально і вертикально поляризованих хвиль в анізотропному середовищі також різні.

Таким чином, диференційний фазовий зсув Φ_{DP} (в градусах) є сумою двох доданків:

$$\Phi_{DP} = \delta + \left[2 \operatorname{Re} \int_0^R (k_H - k_V) dR_{\text{тр}} \right] (\sin^2 \chi) r,$$

$$\Phi_{DP} = \arg(R_0^{HV}),$$

де k_H та k_V - постійні поширення на горизонтальній і вертикальній поляризації відповідно за умови, що всі частинки орієнтовані вертикально або горизонтально, а хвильовий вектор опроміненої хвилі перпендикулярний осі обертання гідрометеорів;

$R_{\text{тр}}$ - довжина траси поширення;

$r = \exp(-2\sigma_\psi^2)$ - параметр, характеристики ступені впорядкованості орієнтацій гідрометеорів.

Для рідкокрапельних хмар і опадів при зондуванні під легкими кутами співмножник $(\sin^2 \chi) r$ зазвичай близький до одиниці, і його, як правило, не враховують при інтерпретації результатів вимірювань на горизонтальних трасах.

Диференціюючи Φ_{DP} по дальності, неважко отримати оцінку диференціального фазового зсуву K_{DP} за умови, що величина δ або похідна $d\delta/dR$ малі (для довгохвильової частини сантиметрового діапазону ця умова виконується в більшості ситуацій). Величина K_{DP} представляє особливий інтерес, оскільки великим чином пов'язана з водністю і інтенсивністю опадів по трасі. Зрніч і Сачіданда встановили наступне регресійне співвідношення між I (мм / год) і K_{DP} (град. / Км).

Тими ж авторами було показано, що для інтенсивних опадів оцінка I по величині K_{DP} дає кращу точність, ніж оцінка по сукупності Z і Z_{DR} і тим більше по Z - I -співвідношенню.

Іншою перевагою інтенсивності опадів I по фазовому зрушенню K_{DP} є більш висока ефективність роботи алгоритму по опадам змішаного фазового складу (наприклад, дощ з градом). Важлива перевага фазових вимірювань

полягає в тому, що для їх проведення не потрібно абсолютна калібрування радіолокатора по потужності.

Величину диференціального фазового зсуву можна використовувати для ідентифікації зон граду. В силу того що для частинок граду в порівнянні з водяними краплями характерна менш впорядкована орієнтація, менші їх концентрація і діелектрична проникність, при порівнянних значеннях відбиваності Z для дощу і граду величина K_{DP} для граду буде набагато менше. Теоретичне і експериментальне підтвердження цього висновку міститься в роботі [5].

Фазові поляризаційні вимірювання дають можливість оцінювати за величиною K_{DP} значення повного ослаблення A і диференціального ослаблення A_{DP} радіохвиль по трасі поширення, які необхідно враховувати для корекції виміряних значень радіолокаційної відбиваності і диференціальною відбиваності. Нижче наводяться прості співвідношення, що зв'язують фазовий зсув K_{DP} (град. / Км) з ослабленням на горизонтальній поляризації A_H (дБ / км) і диференціальним ослабленням A_{DP} (дБ / км), отримані в роботі:

$$A_H = 0,05K_{DP}, \quad A_{DP} = 0,0139K_{DP} \text{ при } \lambda = 5,5 \text{ см.}$$

4 ФІЗИЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ ПОЛЯРИЗАЦІЙНИХ ХАРАКТЕРИСТИК МЕТЕООБ'ЄКТІВ

У практиці радіометеорологічних досліджень добре зарекомендував себе метод диференціальної відбиваності, який передбачає вимірювання відношення потужностей відбитого світла на горизонтальній та вертикальній поляризації. Величина відносини потужностей Z_{DR} є важливим інформативним ознакою, що дозволяє проводити поділ несферичних добре орієнтованих частинок і гідрометеорів, форма яких близька до сферичної або хаотичним чином орієнтованих в просторі.

При диференціальної відбиваності $Z_{DR} = 1$ виконується одна з умов: частинки є сферичними, несферичних частинки мають хаотичною орієнтацією, напрямок переважної орієнтації несферичних частинок становить 45° до вертикалі.

Як уже зазначалося, відмінною рисою рідко крапельних гідрометеорів є вищий ступінь впорядкованості їх орієнтації та близькість напрямки переважної орієнтації до вертикалі. Величина Z_{DR} в цьому випадку визначається головним чином несферичністю крапель, яка, в свою чергу, визначається їх розміром. За вимірним значенням Z_{DR} можна оцінити середню форму крапель і їх середній розмір. Якщо величина Z_{DR} буде виміряна з точністю 0,1-0,2 дБ, це дозволить приблизно в 3 рази підвищити точність визначення інтенсивності опадів у порівнянні з вимірюванням тільки Z .

Для метеооб'єктів Z_{DR} зазвичай змінюється в межах 0-3 дБ. Порівняно невеликий діапазон мінливості Z_{DR} накладає підвищені вимоги до точності вимірювання Z_{DR} . Можна стверджувати, що необхідна точність оцінки Z_{DR} , при якій метод диференціальної відбиваності має практичне значення, становить 0,1-0,2 дБ. Реалізувати таку точність оцінки Z_{DR} можливо при порівняно невеликих часи накопичення, використовуючи через

періодичне перемикання поляризації на передачу за умови гарної корельованість двох послідовних відбитих імпульсів.

Наявність в доплерівському метеорологічному локаторі режиму поляризаційних селекції передбачає ряд переваг:

1. З'являється можливість поділу рідкої і твердої фаз в хмарах і опадах за значенням Z_{DR} . Високі позитивні значення Z_{DR} характеризують великокрапельні рідку фазу [6]. Близькі до нуля або негативні значення Z_{DR} є ознакою твердих хаотично орієнтованих частинок. Зони великих позитивних значень Z_{DR} вище нульової ізотерми можуть вказувати на локалізацію висхідних потоків з виносом великих крапель в верхню частину хмари, а близькі до нуля або негативні значення Z_{DR} нижче нульової ізотерми імовірно обумовлені інтенсивними спадними потоками [6].

2. Підвищується точність вимірювання опадів як за рахунок знання їх фази, так і за рахунок додаткової інформації про розподіл крапель за розмірами, оскільки форма рідких крапель досить жорстко пов'язана з їх розміром.

На рис. 4.1 представлені залежності Z_{DR} від інтенсивності опадів (мм/год) на довжинах хвиль 5,6; 3,2 і 0,86 см, розраховані для однопараметричного розподілу крапель за розмірами типу Маршалла-Пальмера. З малюнка видно, що в міліметровому діапазоні довжин хвиль диференціальна відбиваності дощу значно менше, ніж в сантиметровому, і слабо залежить від медіанного діаметра і інтенсивності дощу.

3. Наявність інформації про висоту розташування нульовий ізотерми дозволяє більш точно оцінювати внесок гравітаційної швидкості гідрометеорів в вимірювану радіальну швидкість, а значить, сприяє більш точному оцінюванню швидкостей повітряних потоків.

4. Величина Z_{DR} є непоганим вісником граду. Близькі до нуля або невеликі негативні значення Z_{DR} в поєднанні з високими значеннями радіолокаційної відбиваності Z досить надійно свідчать про наявність граду.

Таким чином, результати поляризаційних вимірювань як би заповнюють відсутність даних вимірювань на іншій довжині хвилі.

За допомогою Z_{DR} можна ідентифікувати градові зони в Сб. При усередненні по ансамблю частинок інтегральне значення Z_{DR} виявляється слабо позитивним для дрібного граду і слабо негативних для великого. При одному і тому ж значенні Z для граду і дощу Z_{DR} для граду буде менше, ніж для дощу (рис.4.1).

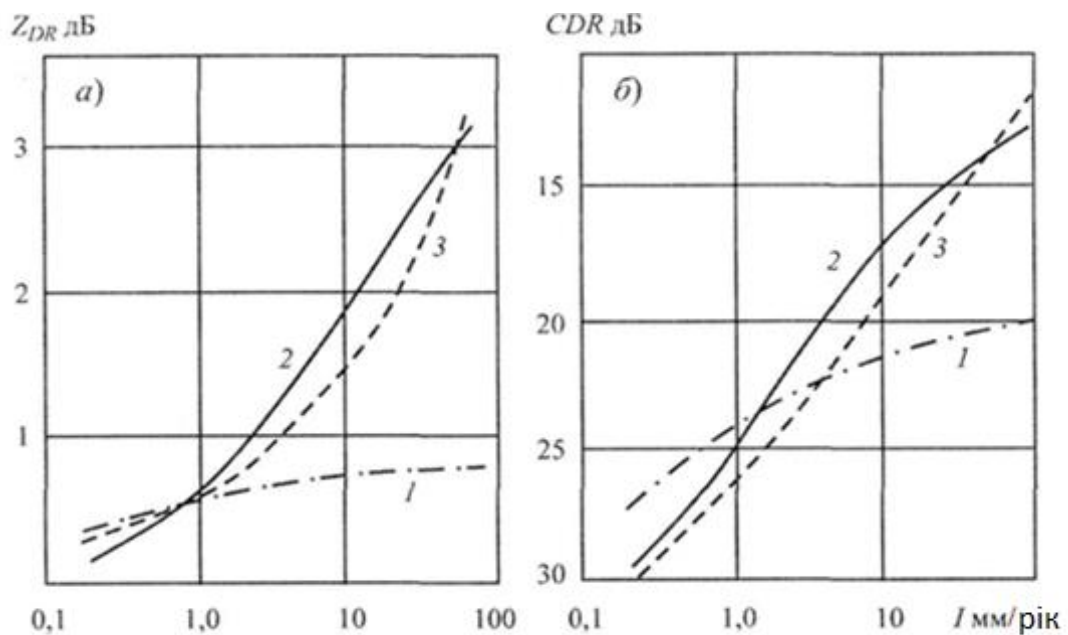


Рисунок 4.1 - Залежність диференціальної відбиваності Z_{DR} (а) і колового деполаризаційного відношення CDR (б) від інтенсивності дощу I на довжинах хвиль 0,86 см (1), 3,2 см (2) і 5,6 см (3) [7]

За виміряними значеннями Z і Z_{DR} в 10-сантиметровому діапазоні метеорологічного локатора висновок про наявність граду можна зробити при виконанні нерівності

$$Z - f(Z_{DR}) > 0,$$

де

$$f(Z_{DR}) = \begin{cases} 60 & \text{при } Z_{DR} < 1,74 \text{ дБ,} \\ 19Z_{DR} + 27 & \text{при } 0 < Z_{DR} < 1,74 \text{ дБ,} \\ 27 & \text{при } Z_{DR} \leq 0,1 \text{ дБ.} \end{cases}$$

Таким чином, якщо нерівність $Z - f(Z_{DR}) > 0$ виконується, то це свідчить про випадання граду, а якщо немає, то про випадання дощу.

Для кристалічних частинок в області сильно переохолоджених вершин хмар $Z_{DR} \geq 5 \text{ дБ}$ за рахунок сильної анізотропії і високою ступеня впорядкованості орієнтації кристалів.

У снігопадах Z_{DR} менше, ніж в дощах, в силу маловпорядкованої орієнтації сніжинок і меншого показника заломлення. Приклад просторового розподілу Z і Z_{DR} в вертикальному перерізі купчасто-дощової хмари наведено на рис. 4.1 [8].

5. За величиною Z_{DR} легко ідентифікуються потужні відбиття від місцевих предметів. Для місцевих предметів значення Z_{DR} найчастіше велике по модулю і негативно по знаку. Отже, поляризаційна селекція може допомогти в тек випадках, коли режекція сигналів місцевих предметів в частотній області, передбачена в доплерівському метеорологічному локаторі, виявляється неефективною.

Введення режиму поляризаційної селекції в доплерівському метеорологічному локаторі. Через періодне перемикання поляризації на передачу, не призводить до суттєвого ускладнення апаратури і системи обробки доплерівського метеорологічного локатора. Для забезпечення необхідної точності оцінки Z_{DR} необхідні додаткові заходи по симетруванню діаграми спрямованості, що досягається спеціальною конструкцією опроміненого рупора. Що стосується системи обробки, то її незначне

ускладнення зводиться лише до введення операції чересперіодного віднімання в амплітудному каналі на виході приймача.

Оцінимо статистичну точність вимірювання Z_{DR} при чересперіодном перемиканні поляризації в основному режимі роботи доплерівського метеорологічного локатора (рис.4.2).

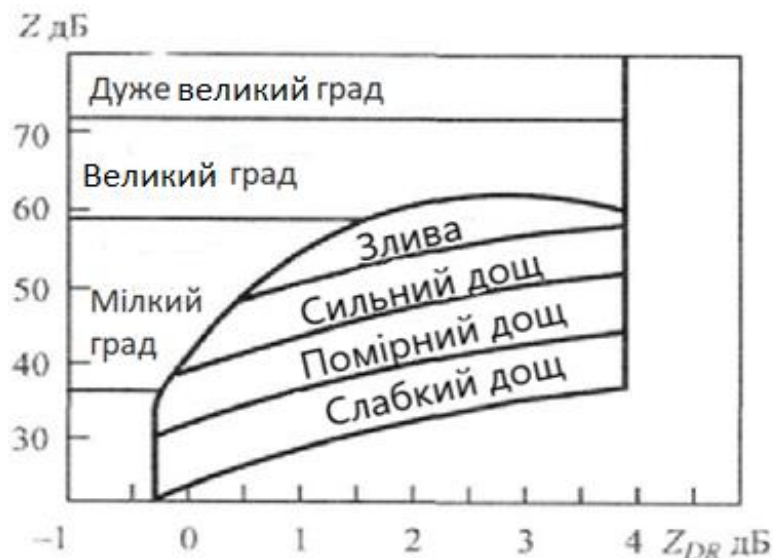


Рисунок 4.2 - Приклад просторового розподілу радіолокаційного відбиття Z та диференційної відбиття Z_{DR} в вертикальному перетині купчасто-дощової хмари

Залежність середньоквадратичного відхилення оцінки Z_{DR} від довжини вибірки та коефіцієнта міжперіодичної кореляції розглядалася в роботі. За її результатами можна зробити висновок про те, що при вимірюванні ширини доплерівського спектра швидкостей для об'єкту, що відображає в діапазоні від 0,5 до 4 м / с, що відповідає С-трансформаційних змін коефіцієнта кореляції в С-діапазоні від 0,99 до 0,68 дБ, статистична помилка оцінювання Z_{DR} в зазначеному циклі накопичення лежить в межах 0,2-0,6 дБ. Ця помилка може бути зменшена на етапі вторинної обробки Н 1,5-3 рази при додатковому осередненні оцінок Z_{DR} по простору в межах стандартних осередків уявлення.

Розглянемо, слідуючи роботі, вплив черезперіодного перемикавання поляризації на роботу каналу вимірювання швидкості [9].

Насамперед, треба сказати, що поляризаційна модуляція з частотою повторення імпульсів ніяк не відіб'ється на якості режекції сигналів, відбитих від місцевих предметів, оскільки спектральні спотворення, пов'язані з поляризаційної селекцією, є високочастотними і не потрапляють в спектральну смугу відбиття від місцевих предметів.

Комплексні амплітуди відбитого від метеооб'єкта радіолокаційного сигналу на горизонтальній і вертикальній поляризації можна записати у вигляді

$$H(t) = A \sum_j S_{HH}^{(j)} e^{2i\tilde{k}_H r_j(t)},$$

$$V(t) = A \sum_j S_{VV}^{(j)} e^{2i\tilde{k}_V r_j(t)},$$

де підсумовування здійснюється за сукупності відбивачів в межах розсіює обсягу;

A - коефіцієнт, що залежить від енергетичних параметрів РЛС і дальності зондуємого обсягу;

r_j - відстань між МРЛ і j -м відбивачем;

k_H та k_V – постійні поширення на горизонтальній і вертикальній поляризації, що відрізняються один від одного внаслідок анізотропії середовища поширення.

При черезперіодном перемиканні поляризації на передачу на виході приймача доплерівського метеорологічного радіолокатора ми маємо комплексний коефіцієнт міжперіодної кореляції вхідного сигналу ρ_0 за сукупністю перекриваються пар імпульсів відповідно до алгоритму парних імпульсів [10].

При черезперіодном перемиканні поляризації на передачу на виході приймача ми маємо комплексну величину T - період проходження імпульсів.

$$\rho = \frac{B_{HV} + B_{VH}}{P_H + P_V},$$

$$B_{HV} = \langle H^*(t)V(t+T) \rangle, \quad B_{VH} = \langle V^*(t)H(t+T) \rangle,$$

$$P_H = \langle |H|^2 \rangle, \quad P_V = \langle |V|^2 \rangle,$$

З цього можна отримати:

$$\rho = \gamma \rho_0,$$

$$\gamma \cong \frac{2R \left[\langle S_{HH} S_{VV}^* \rangle e^{-2(\tilde{k}_H - \tilde{k}_V)R} \right]}{\langle |S_{HH}|^2 \rangle \langle |S_{VV}|^2 \rangle},$$

де R - відстань до центру розсіює об'єгу (рис. 4.3).

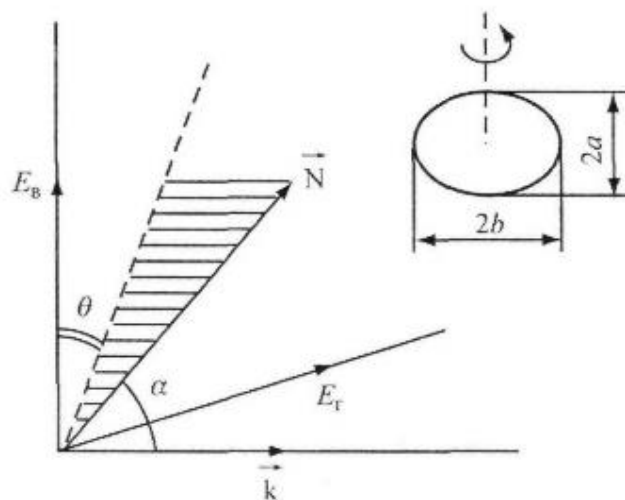


Рисунок 4.3 - Орієнтація осі обертання гідрометеорів N щодо горизонталі, вертикалі і напрямку поширення хвилі

Множник Y , що описує ефект поляризаційної модуляції, є дійсним числом, меншим одиниці. Отже, при формуванні оцінки коефіцієнта кореляції по перекриваються парю імпульсів поляризаційної модуляції не призводить до спотворення фази комплексного коефіцієнта кореляції і зміщення оцінки доплерівської швидкості. У той же час має місце деяке розширення спектра за рахунок того, що $Y < 1$.

В С-діапазоні помилки у визначенні ширини доплерівського спектра швидкостей за рахунок поляризаційної модуляції для рідкокрапельної хмари малі, а для кристалічних хмар не перевищують 2 м/с. Таким чином, режим поляризаційної селекції в доплерівському метеорологічному радіолокаторі не призводить до додаткових витрат часу, і інформація про Z_{DR} може бути отримана паралельно з інформацією про спектральних моментах [11].

Для частинок амплітуда розсіювання вперед дорівнює амплітуді зворотного розсіювання $f_{H,V} = (i/k)S_{a,b}$, де $S_{a,b}$, а різниця $k_H - k_V$ є комплексною величиною, причому уявна частина цієї різниці характеризує різницю коефіцієнтів ослаблення ортогональних поляризацій при поширенні в середовищі з гідрометеорів ΔA (дБ / км) - диференціальне ослаблення:

$$\Delta A = 8,6861m(k_H - k_V),$$

а речова частина $\Delta\Phi$ (град/км) - диференційний фазовий зсув між ортогональними поляризаціями:

$$\Delta\Phi = (180/\pi)Re(k_H - k_V),$$

У першому наближенні можна вважати, що в сантиметровому діапазоні довжин хвиль величини ΔA і $\Delta\Phi$ прямо пропорційні частоті випромінювання та інтенсивності опадів. Тверді частки з низьким змістом вологи є чисто

фазоздвигачої середовищем, де величиною ΔA в порівнянні з $\Delta \Phi$ можна знехтувати.

Величина α являє собою переважний напрямок орієнтації осі обертання еліпсоїдальних частинок за кутом α ; σ_α і σ_θ про - среднеквадратические значення ширини розподілення орієнтації гідрометеорів по куту α й θ відповідно.

Диференціальний фазовий зсув може бути оцінений через ставлення величин B_{VH} і B_{HV} , які легко обчислюються за тією ж самою вхідний послідовності сигналу з використанням співвідношення

$$4 \operatorname{Re}(\tilde{k}_H - \tilde{k}_V)R + 2 \arg(S_{HH} S_{VV}^*) = \arg \frac{B_{VH}(R)}{B_{HV}(R)}.$$

У формулі другий доданок в лівій частині близько до нуля, і їм в першому наближенні можна знехтувати. Величина $\operatorname{Re}(k_H - k_V)$, віднесена до інтервалу діяльності $(R, R + \Delta R)$, виходить при відніманні правих частин співвідношення, що відповідають елементам дозволу, рознесених по променю на інтервал ΔR :

$$\operatorname{Re}(\tilde{k}_H - \tilde{k}_V) \cong \frac{1}{4\Delta R} \left[\arg \frac{B_{VH}(R + \Delta R)}{B_{HV}(R + \Delta R)} - \arg \frac{B_{VH}(R)}{B_{HV}(R)} \right].$$

Величина ΔR , що характеризує просторову роздільну здатність при оцінці диференціального фазового зсуву, визначається точністю вимірювання фази коефіцієнта кореляції. У відповідності з вимогами до точності вимірювання доплерівської швидкості 1 м/с на довжині хвилі випромінювання $\lambda = 5,7$ см при частоті посилок імпульсів 1 кГц реалізована точність вимірювання фази B_{VH} і B_{HV} становить 10-20 °.

Для рідкокрапельних опадів при інтенсивності 12,5 мм/год і вертикальній орієнтації осі обертання крапель диференційний фазовий зсув в С-діапазоні складає приблизно 1,5 (град./Км) [9]. В цьому випадку просторову роздільну здатність при оцінці $\Delta\Phi$ (а значить, і пропорційної $\Delta\Phi$ інтенсивності опадів) становить одиниці кілометрів.

5 ПОЛЯРИЗАЦІЙНА ІНФОРМАЦІЯ В ОПЕРАТИВНОМУ РЕЖИМІ РОБОТИ ДОППЛЕРІВСЬКОГО МЕТЕОРОЛОГІЧНОГО РАДІОЛОКАТОРА

Постановка задачі. В даний час в світі використовується все більше доплерівських метеорологічних радіолокаторів з двома поляризаціями, які можуть випромінювати і приймати як горизонтальні (H), так і вертикальні (V) електромагнітні хвилі. Такі доплерівські метеорологічні радіолокатори втратили статус винятковості. Подвійна поляризація в доплерівських радіолокаторах технічно може реалізуватися як за рахунок швидкого випромінювання і прийому вертикальної (V) і горизонталі тієї (H) поляризації, так і їх одночасного випромінювання і прийому.

Основне завдання застосування поляризаційних вимірювань в оперативних умовах роботи доплерівського метеорологічного радіолокатора - регулярно отримувати додаткові радіолокаційні продукти з метою:

- підвищення точності радіолокаційного методу вимірювання інтенсивності опадів різного фазового стану;
- визначення характеру і фазового стану опадів в зимових штормових умовах (можливість розрізнати кордон між дощем і снігом) [12].

Вважається, що в оперативному режимі роботи з двома поляризаціями (H та V) повинен в обов'язковому порядку вимірювати наступні величини: відбиваності Z_H , відбиваності Z_V , диференціальну відбиваності Z_{DR} , коефіцієнт кросскореляції з нульовою затримкою ρ_{HV} , лінійний коефіцієнт деполаризації LDR, диференційний фазовий зсув Φ_{DP} , доплерівські моменти.

Для вирішення основного завдання пропонується використовувати головну перевагу поляриметричних доплерівських метеорологічних радіолокаторів - можливість застосування для оцінки інтенсивності опадів I (мм/год) алгоритмів різного типу. Крім класичного алгоритму I (Z_H) можна

застосовувати алгоритм, що включають два параметра $I(Z_H, Z_{DR})$ і $I(Z_{DR}, K_{DP})$ замість $I(K_{DP})$.

Як показали експериментальні дослідження, поляризаційні вимірювання в С-діапазоні, на відміну від вимірювань в S-діапазоні, потребують корекції ефектів поширення радіохвиль. Цих ефектів два: ослаблення в опадах і поява резонансних стрибків відбиваності в рідких опадах в середніх широтах.

Алгоритми з використанням KPP несприйнятливі до ефектів ослаблення в опадах радіохвиль С-діапазону, але залежать від точності їх оцінки. Цілком очевидно, що і алгоритми, що включають Z_H і Z_{DR} , тільки тоді будуть ефективні, коли абсолютні похибки їх вимірювання будуть не гірші наступних: $\Delta Z_H < 1$ дБ, $\Delta Z_{DR} < 0,2$ дБ. Звідси впливають і підвищені вимоги до калібрування оперативних доплерівських метеорологічних радіолокаторів [13].

5.1 Схема корекції ослаблення в С-діапазоні

В С-діапазоні відношення a_H між питомою ослабленням A_H і питомою диференціальною фазою K_{DP} може сильно змінюватися, а в загальноприйнятому поляриметричній методі корекції ослаблення вважається, що відношення a_H практично не змінюється.

Велика мінливість коефіцієнта a_H в С-діапазоні приписується ефектів сильного резонансного розсіювання, які впливають на A_H і K_{DP} при розмірах крапель дощу більше 5 мм. Залежно нормалізованих A_H і K_{DP} від діаметра крапель дощу рівного об'єму. В результаті резонансного розсіювання відношення A_H / K_{DP} швидко збільшується при діаметрі крапель більше 5 мм, а потім має тенденцію до зменшення на верхньому кінці спектра дощових крапель.

Для оцінки мінливості відносини a у моделювалися A_H і K_{DP} на основі 25 920 розподілів крапель за розмірами, отриманих в Оклахомі. оскільки

вертикальний розмір великих крапель менше горизонтального, можна очікувати, що резонансні ефекти при вертикальній поляризації менш помітні, ніж при горизонтальній, відношення a_V між питомою ослабленням A_H при вертикальній поляризації і K_{DP} менше і менше мінливе, ніж a_H (рис.5.1)

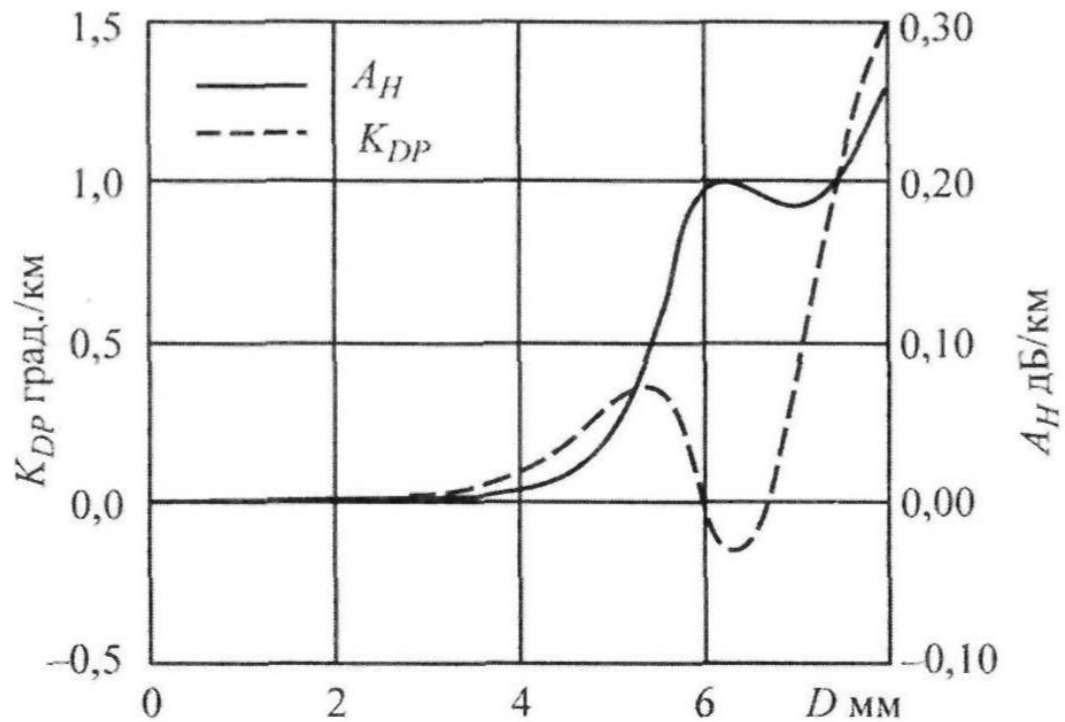


Рисунок 5.1 - Залежність A_H і K_{DP} від діаметра D рівнооб'ємних крапель дощу в С-діапазоні ($T = 20^\circ \text{C}$)

Графіки розкиду значень $A_{H,V}$ відносно K_{DP} для всіх DSD і для DSD з $Z_{DP} < 3$ дБ наведені на рис. 5.1. Більшість точок для DSD без великих крапель ($Z_{DP} < 3$ дБ) концентруються на прямих лініях, і це означає, що відношення A_H / K_{DP} , досить стійкі для таких DSD. Точки поза цими «лінійних кластерів» приписуються резонансним ефектам, обумовленим наявністю великих крапель.

Очевидно, що графіки розсіювання $A_H - K_{DP}$ менше піддаються резонансним ефектам, ніж графіки розсіювання $A_H - K_{DP}$, особливо для $Z_{DP} < 3$ дБ. Крім того, для даного До ослаблення при горизонтальній

поляризації помітно більше, ніж при вертикальній, тобто диференційне ослаблення $A_{DP} = A_H - A_V$ позитивне.

Аналіз графіків розсіювання, показує, що головна проблема корекції ослаблення в С-діпазоні - це випадкові «гарячі точки» уздовж променя, де $Z_{DP} > 3$ дБ і коефіцієнти a у у дуже мінливі. Зазвичай такі зміни $a_{H,V}$ трісходять у відносно невеликому числі селекторів дальності, але загальний ефект цієї мінливості сильний, тому що інтенсивність опадів та ослаблення там високі.

У пропонованому методі корекції приймається, що ставлення $A_{H,V}$ є величиною змінною і невідомою всередині гарячих плям, тоді як за їх межами воно постійно і дорівнює своєму середньому кліматологічних значенням a_0 про, яке залежить тільки від температури при даній залежності форми від розміру для крапель дощу (рис.5.2).

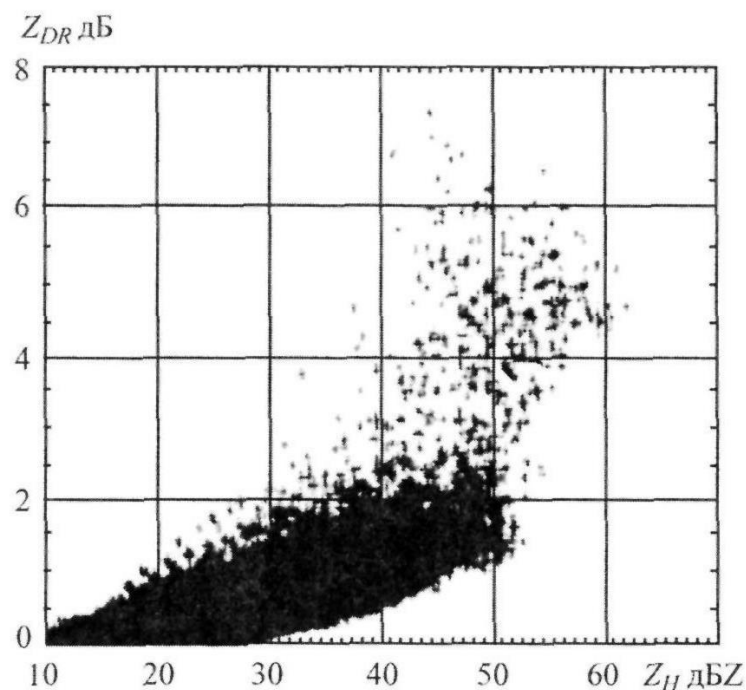


Рисунок 5.2 - Графік розсіювання $Z_H - Z_{DP}$ в С-діпазоні, змодельований по виміряним DSD ($T = 20^\circ \text{C}$) [14].

Ідентифікація гарячих плям - критичний компонент алгоритму. Вони можуть бути виявлені за перевищення порога $Z_{DR} = 3$ дБ за умови, що диференціальна відбиваності скоригована надиференціальне ослаблення.

$$\Delta Z = \alpha_0 \Phi_{DP}.$$

Альтернативно можна використовувати поріг $Z_t = 45$ дБZ після наближеною корекції коефіцієнта заради-олокаційної відбиваності на ослаблення за простою формулою

Згідно з традиційним методом ZPHI, використовується схема Хітчфелда - Бордан з інтегральним обмеженням на основі повної диференціальної фази в інтервалі дальності (r_0, r_m) з радіолуни:

$$\int_{r_0}^{r_m} A_H(s) ds = \int_{r_0}^{r_m} \alpha_H K_{DP}(s) ds = \frac{\alpha_H}{2} \Delta \Phi_{DP}(r_0, r_m),$$

де
$$\Delta \Phi_{DP}(r_0, r_m) = \Phi_{DP}(r_m) - \Phi_{DP}(r_0).$$

Радіальний профіль $A_y(r)$ можна оцінити по ослабленою радіолокаційної відбиваності Z_a та $\Delta \Phi_{DP}$, використовуючи формулу

$$A_H(r) = \frac{[Z_a(r)]^b [10^{0,1b\alpha_H \Delta \Phi_{DP}(r_0, r_m)} - 1]}{I(r_0, r_m) + [10^{0,1b\alpha_H \Delta \Phi_{DP}(r_0, r_m)} - 1] I(r, r_m)},$$

$$I(r_0, r_m) = 0,46b \int_{r_0}^{r_m} [Z_a(s)]^b ds,$$

$$I(r, r_m) = 0,46b \int_r^{r_m} [Z_a(s)]^b ds.$$

Параметр b - це показник ступеня в співвідношенні $A_H = aZ^b$.

У пропонованому вдосконаленому методі ZPHI передбачається, що

$$\alpha_H(r) = \alpha_0 + \Delta\alpha(r),$$

де α_0 - постійне кліматологічне значення, а $\Delta\alpha$ - довільна в селекторах, всередині яких відбиваності Z перевищує $Z_t = 45$ дБЗ. Оскільки величина та може змінюватися від променя до променя вона вважається постійною для всіх селекторів, в яких $Z > Z_t$: будь-якого конкретного променя.

Відповідно рівняння обмеження можна переписати у вигляді

$$\begin{aligned} \int_{r_0}^{r_m} A_H(s) ds &= \alpha_0 \int_{r_0}^{r_m} K_{DP}(s) ds + \Delta\alpha \int_{Z > Z_t} K_{DP}(s) ds = \\ &= \frac{\alpha_0}{2} \Delta\Phi_{DP}(r_0, r_m) + \frac{\Delta\alpha}{2} \Delta\Phi_{DP}(Z > Z_t). \end{aligned}$$

Тут інтегрування в другому інтегралі виконується в селектора дальності, де $Z > Z_t$, і $\Delta\Phi_{DP}(Z > Z_t)$ є приріст $\Delta\Phi_{DP}$ в селекторах $Z > Z_t$.

З рівняння випливає, що в основній формулі для традиційного методу ZPHI член $\Delta\Phi_{DP}(r_0, r, \infty)$ слід замінити на член $\Delta\Phi_{DP}(r_0, r_m)(r_0, r_1) + \Delta\Phi_{DP}(Z > Z_t)$.

Це означає, що для процедури обмеження слід замість одного використовувати два вимірних параметра диференціальної фази: $\Delta\Phi_{DP}(r_0, r_m)$ і $\Delta\Phi_{DP}(Z > Z_t)$. В результаті радіальний профіль A_H стає залежним від значення так $\Delta\alpha$. Відповідний коефіцієнт $\Delta\alpha$ повинен визначатися по ітераційного процесу збільшення $\Delta\alpha$ поки не буде задоволено така умова:

$$\int_{Z < Z_t} A_H(s, \Delta\alpha) ds = \frac{\alpha_0}{2} \Delta\Phi(Z < Z_t),$$

де інтегрування виконується в селекторах з $Z > Z_t$ та

$$\Delta\Phi_{DP}(Z < Z_t) = \Delta\Phi_{DP}(r_0, r_m) - \Delta\Phi_{DP}(Z > Z_t).$$

Подібну процедуру можна виконати для корекції ослаблення радіолокаційної відбиваності, вимірюваної при вертикалі тієї поляризації. Використання вертикально поляризованого компонента радіолокаційного сигналу особливо рекомендується для азимутів з істотним ослабленням, де диференціальне ослаблення також істотно і чутливість радіолокатора вище при вертикальній поляризації [15].

Вдосконалений метод корекції ослаблення був застосований до даних С-діапазону, отриманим влітку 2005 року на півдні центрального Онтарію на С-полосному поляриметричної радіолокаторі, розробленому Environment Canada. Було досліджено п'ять штормів, які спостерігалися 9 і 14 червня, 14 липня, 2 і 19 серпня. Всі п'ять штормів були або з градом, або з істотними опадами, які створювали значне ослаблення випромінювання в С-діапазоні. Максимальна диференціальна фаза, виміряна в кожному з п'яти штормів, коливались від 100 до 300 °. Відповідне максимальне ослаблення в радіусі спостережень 250 км змінювалося при горизонтальній поляризації приблизно від 10 до 20 дБ.

Узгодженість між полями інтенсивності дощу, отриманими за K_{DP} і скоригованої Z_H використовувалася для перевірки правильності роботи запропонованого методу корекції ослаблення. Інтенсивності дощу розраховувалися за формулами:

$$I(K_{DP}) = 25,1 |K_{DP}|^{0,777} \text{sign}(K_{DP}) ,$$

$$I(Z_H) = 1,69 \cdot 10^{-2} 10^{0,0717 Z_H} .$$

Для прикладу показані поля $I(K_{DP})$ і $I(Z_H)$ для шторму, що спостерігався 19 серпня 2005 року, який викликав повінь в Торонто. Очевидно, що інтенсивність дощу, оцінена по Z_H , сильно занижена в порівнянні з $I(K_{DP})$. Інтенсивність дощу залишається негативно зміщеною, якщо використовується традиційний алгоритм ZPHI з фіксованим $a_0=0,06$ дБ/град. Найкраще згоду між $I(K_{DP})$ та $I(Z_H)$ досягається при використанні нового методу ZPHI (рис.5.3).

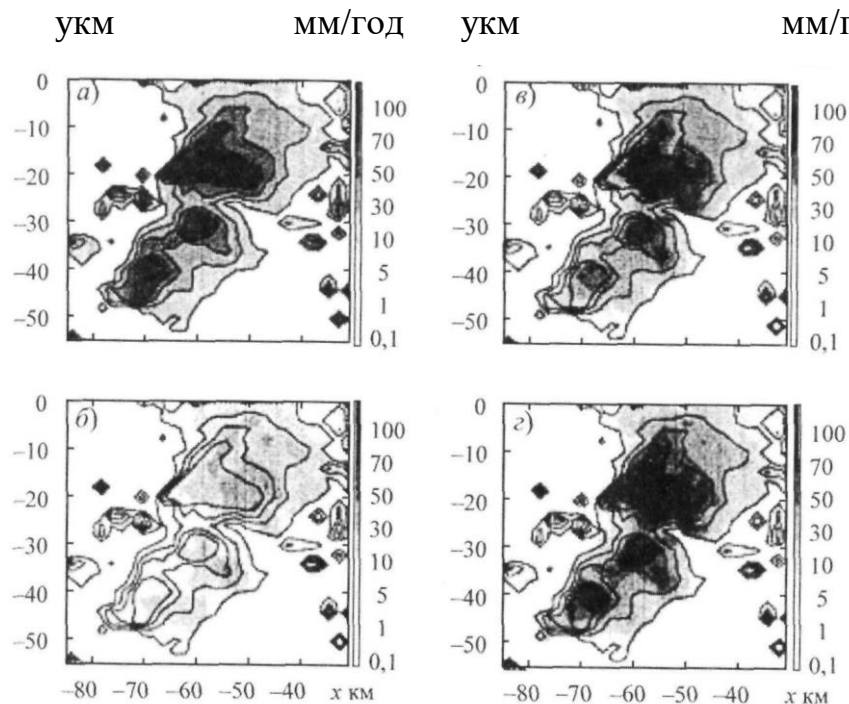


Рисунок 5.3 - Поля інтенсивності опадів, оцінені по-різному:

а - по K_{DP} , б - по некоректірованного Z_H , в - по Z_H з корекцією на ослаблення звичайним методом ZPHI, г - по Z_H з корекцією на ослаблення вдосконаленим методом ZPHI

Середнє значення Δa в області зливових опадів з $Z_H > 45$ дБZ близько до 0,04 дБ / град. Отже, в ядрах дощових осередків ставлення A_H/K_{DP} становить приблизно 0,10 дБ /град.

Аналіз п'яти явищ з дощем показує, що відмінність між зміщеннями, пов'язаними з ослабленням коефіцієнта радіолокаційної відбиваності при оцінці стандартним і вдосконаленим методами ZPHI може досягати 4 дБ, що призведе приблизно до подвоєної різниці відповідних значень інтенсивності дощу. Таким чином, сильні ефекти резонансного розсіювання в С-діапазоні викликають високу мінливість відносини A_H/K_{DP} для крапель дощу більше 5 мм.

Така невизначеність негативно впливає на якість корекції ослаблення, якщо не застосовувати замість стандартного алгоритму профілювання дощу ZPHI запропонований алгоритм.

Оцінка точності алгоритмів інтенсивності опадів на базі поляриметричних вимірювань в С-діапазоні.

У поляриметричні алгоритми оцінки інтенсивності опадів отримані в результаті обробки розподілів крапель по розмірами (15 000 вибірок).

Для підтвердження радіолокаційних поляриметричних оцінок інтенсивності опадів використовувалася мережа з 73 дощомірів в басейні річки Медуей (південний схід Англії), розташованих в радіусі 50 км від доплерівського радіолокатора.

Доплерівський радіолокатор Turnham ($\lambda = 5,5$ см, одночасні передача і прийом горизонтально і вертикалі то поляризованих хвиль) виконаний за схемою з подільником потужності і приймачем, розміщеним на антені. Така схема забезпечує максимальну якість даних при мінімізації джерел систематичної помилки від обертових переходів.

Відбиваності Z_{HH} і Z_{VV} розраховувалися за формулою. Z_{DR} - за формулою, а питома диференціальна фаза K_{DP} (град. / Км) - за формулою

$$K_{DP} = 10^3 \frac{180\lambda}{\pi} \int \operatorname{Re}(f_H - f_V) N(D) dD.$$

де f_H та f_V - амплітуди прямого розсіювання для горизонтально і вертикально поляризованих електромагнітних хвиль.

Інтенсивність опадів I (мм / год) розраховувалася за формулою

$$I = \frac{\pi}{6} \int D^3 v(D) n(D) dD,$$

Розподіл крапель за розмірами за вимірюваннями на оптичному дісдрометрі розраховувалося за формулою

$$N(D_i) = \frac{t_i}{TV_e \Delta D} (\text{мм}^{-3} \cdot \text{мм}^{-1}),$$

де D_i - середній розмір крапель в класі i ;

t_i - час падіння, виміряні в класі розмірів крапель i ;

T - період вибірки;

V_e - ефективний обсяг вибірки;

ΔD - інтервал діаметрів.

Останнє рівняння не залежить від швидкості падіння крапель. Пропоновані поляриметричні алгоритми оцінки інтенсивності опадів отримані методом нелінійної регресії між відомою інтенсивністю опадів I і будь-якою комбінацією модельних радіолокаційних вимірювань. З наведених в відберемо лише два алгоритму I_A і I_B , які в результаті випробувань дали найменші похибки.

Алгоритм I_A має мінімальні теоретичні помилки (15 %) за відсутності шуму, а алгоритм I_B - при шумі 25-35 %. З допущенням теоретичного білого гауссова шуму в поляриметричних радіолокаційних спостереженнях:

$$I_A = 25,2598 K_{DP}^{-0,9951} Z_{DR}^{-0,6383},$$

$$I_B = 0,01583 Z_H^{0,8349} \cdot 10^{-0,3732 Z_{DR}}.$$

Алгоритм I_B дає найменшу помилку при порівнянні з рівнянням Маршалла-Пальмера ($Z_H = 2001^{1.6}$) у всьому діапазоні вимірюної інтенсивності опадів (1 до 50 мм/год).

Автори роблять більш ніж обережні висновки про перспективність поляриметричних алгоритмів, відзначаючи лише той факт, що вони не мають недоліків рівняння Маршалла-Пальмера. Знижується значення інтенсивності, як це відбувається при використанні рівняння Маршалла-Пальмера для $I > 25$ мм/год [16].

6 КЛАСИФІКАЦІЯ ГІДРОМЕТЕОРІВ ЗА ДАНИМИ ПОЛЯРИМЕТРИЧНОГО ДОПЛЕРІВСЬКОГО МЕТЕОРОЛОГІЧНОГО РАДІОЛОКАТОРА

6.1 Модель на базі системи нечіткої логіки (FLS)

Поляризаційні вимірювання застосовуються для відновлення мікрофізичних властивостей і ідентифікації гідрометеорів. Класифікація гідрометеорів знаходить широке застосування:

- в ініціалізації і перевірці мікрофізичних моделей хмар;
- у виборі потрібного алгоритму оцінки інтенсивності опадів;
- у виборі потрібного алгоритму корекції ослаблення;
- в оцінці припущень, прийнятих в процесах відновлення структурної інтенсивності опадів.

Привабливим підходом до класифікації гідрометеорів є системи нечіткої логіки (fuzzylogic systems, FLS) з огляду на наступні їх здібностей:

- поєднувати об'єктивні і суб'єктивні знання;
- управляти лінгвістичними апіорними знаннями;
- справлятися з класифікацією при отриманні результатів неточно певного класу, робити висновки при взаємно виключають умовах;
- справлятися з наближеними міркуваннями.

Для того щоб проілюструвати даний підхід, розглянемо моделі CSU (Colorado State University) і NCAR/NSSL (National Center for Atmospheric Research / National Severe Storms Labrory) для 8-діапазону, що розрізняються вхідними вимірами, вибором функції приналежності і механізмом логічного висновку.

Важливо мати аналогічні методи для поляриметричних радіолокаторів, які працюють в С-діапазоні. Системи С-діапазону проводять вимірювання з великою диференціальної фазою, при меншому розмірі антени і, нарешті,

при загальній нижчою вартістю в порівнянні з системою S-діапазону при однакових характеристиках роздільної здатності.,

При поширенні методів класифікації гідрометеорів на З-діапазон слід враховувати: необхідність синтезу нових функцій приналежності з урахуванням різних розсіюють властивостей гідрометеорів в С-діапазоні, корекцію ефектів поширення.

Моделі CSU і NCAR/NSSL використовують в якості вхідних параметрів набір даних поляриметричних вимірювань, що складаються з відбиваності (Z_H) диференціальної відбиваності (Z_{DR}), коефіцієнта лінійної деполаризації (LDR), коефіцієнта кореляції (p_{co}) і питомої диференціального фазового зсуву (K_{DP}).

Використання однієї тільки відбиваності Z_H обмежує можливості по розрізнення гідрометеорів. Проте при наявності високих значень Z_H можна скористатися ними для зменшення випадків помилкової класифікації гідрометеорів типу мряки і крижаних кристалів, яким притаманні низькі значення Z_H .

Величина Z_{pR} дуже чутлива до форми і орієнтації частинок опадів, тому вона служить гарним дискримінатором сплюснутих крапель дощу і сферичних градин. LDR залежить від несферичності, орієнтації, нахилу і діелектричної постійної частинок опадів. Оберткові вологі несферичних частки типу тане крупи можуть розпізнаватися по великим значенням LDR, тоді як частки мряки і сухі крижані кристали пов'язані з низькими значеннями LDR.

Комплексний коефіцієнт кополярної кореляції має амплітуду і фазу. За амплітудою ми можемо визначати p_{co} , присутній в моделі класифікації. Коефіцієнт p_{co} не залежить від калібрування радіолокатора. Він зменшується зі збільшенням різноманіття частинок і може використовуватися для виділення танучих частинок або змішаних опадів.

На радіолокаційних частотах, на яких ослаблення мізерно мало, наприклад в S-діапазоні, головним результатом поширення в опадах є

диференційний фазовий зсув Φ_{DP} . В С-діапазоні виміряний диференційний фазовий зсув включає компонент зворотного розсіювання, який зазвичай позначають δ_{HV} . Його, як правило, ігнорують в 8-діапазоні, але ігнорувати його в 3-діапазоні можна.

Диференціальна фаза поширення K_{DP} становить половину похідною Φ_{DP} по дальності і пропорційна вмісту води на шляху рідких опадів, а також є одним з важливих параметрів, що вимірюються. K_{DP} може використовуватися для відділення анізотропних гідрометеорів типу дощу від ізотропних гідрометеорів типу обертового граду. Оціночні функції K_{DP} в С-діапазоні повинні, тим не менш, фільтрувати внесок δ_{HV} . Значення K_{DP} пропорційно частоті, а тому в С-діапазоні очікується підвищення чутливості до вимірювань потужності і диференціальної фази [17].

6.2 Класифікація гідрометеорів за факторами

Системи нечіткої логіки (FLS) здійснюють нелінійне відбиття вектора вхідних даних («чіткі» входи) в скалярний вихід («чіткі» виходи). Систему нечіткої логіки можна пояснити за допомогою рис. 6.1, де вона розділена на три частини: фазифікатор (fuzzifier), механізм логічного висновку (inference engine) і дефазифікатор (defuzzifier).

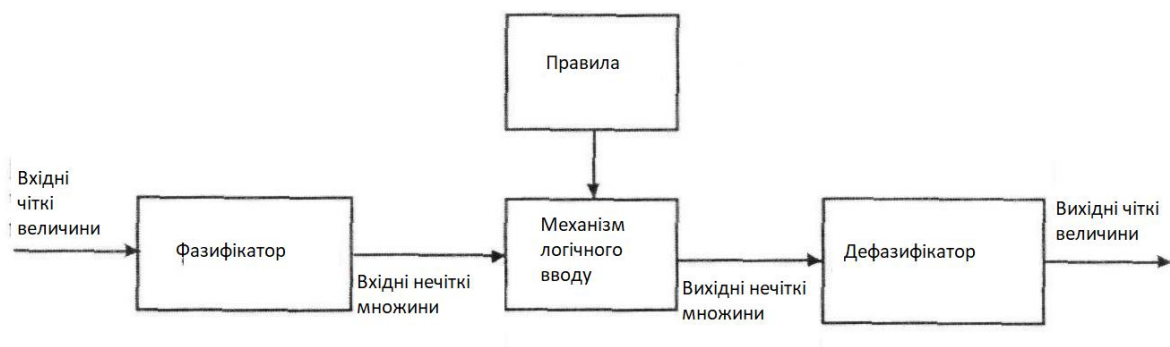


Рисунок 6.1 - Загальна схема нечіткої логіки

Фазифікатор - це блок перетворення чітких величин (об'єктивні вимірювання) в нечіткі множини. Чіткі величини можуть належати різним нечітким множинам з різними ступенями приналежності, обумовленими функціями приналежності (membershipfunction).

Механізм логічного висновку - це блок, керований поруч апріорно встановлених правил, що відображають нечіткі множини в нечіткі множини відповідно до правил і узгоджуючи з силою правила.

Дефазифікатор - це процес, що відшукує чітку величину, яка найкраще представляє результуюче нечітка множина, визначену відповідно до механізму логічного висновку.

Коли ця схема застосовується до системи класифікації гідрометеорів, нечіткими входами є радіолокаційні поляриметричні вимірювання, а нечітким виходом є індекс, що відповідає конкретному класу гідрометеорів. Реалізації системи нечіткої логіки для класифікації гідрометеорів визначаються:

- вхідними чіткими величинами;
- класами гідрометеорів (вихідні чіткі величини), видом функцій приналежності;
- механізмом логічного висновку.

У моделі CSU в якості вхідних параметрів використовуються вимірювання $Z_H, Z_{DP}, LDR, p_{co}, K_{DP}, h$, де h - висота вимірювання. У моделі NCAR/NSSL використовується той же ряд поляриметричних вимірювань і температура замість h .

$$\beta(x; m, a, b) = \frac{1}{1 + \left[\left(\frac{x - m}{a} \right)^2 \right]^b},$$

У блоці фазифікації моделі CSU використовуються функції виду форма яких підбирається для кожної вхідної змінної і результуючого класу і визначається трьома параметрами: m задає центр функції приналежності, a - ширину, b - крутизну. Наприклад, для функції приналежності явища класу дощ при заданій горизонтальній відбиваності було взято такий вираз:

$$f_{\text{дощ}}(Z_H) = \frac{1}{1 + \left[\left(\frac{Z_H - 42,5}{18,17} \right)^2 \right]^{18,32}}.$$

Як функцій приналежності можна використовувати і інші залежності, наприклад набули найбільшого поширення в силу своєї простоти функції - трикутну, трапецеїдальную або Гаусса. Однак останні мають ряд недоліків в порівнянні з обраною (З-функцією). По-перше, відповідно до фізичним змістом модельованої завдання функції приналежності повинні володіти широким горизонтальним ділянкою зі значеннями, близькими до 1, так як для кожного описуваного класу властивий діапазон вхідних параметрів, а не конкретне «переважне» значення (рис.6.2).

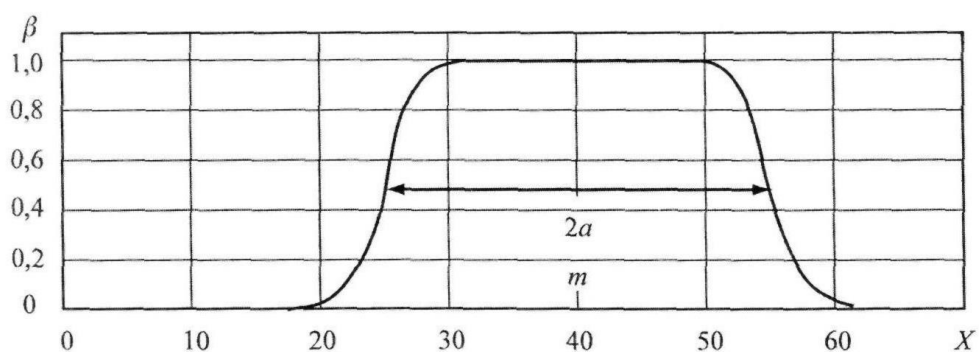


Рисунок 6.2 - Вид функції належності $\beta(X)$, використаної в моделі CSU

По-друге, β -функція має довгими залишковими «хвостами», що надає системі більшу стійкість до помилок у вхідних величинах. І, нарешті, по-третє, похідна функції неперервна, що дозволяє здійснювати автоматичну корекцію параметрів системи за допомогою «навчання» (тому цю систему правильніше назвати нечіткої нейронної мережею).

На етапі логічного висновку ступінь приналежності досліджуваного явища класу виходить як твір ступенів належності для кожної вхідної величини:

$$RS_j = B_j^{Z_H}(Z_H) B_j^{Z_{DR}}(Z_H, Z_{DR}) B_j^{K_{DP}}(K_{DP}) \times \\ \times B_j^{\rho_{HV}}(\rho_{HV}) B_j^{LDR}(LDR) B_j^h(h), \quad j=1 \dots M,$$

де B_j^X представляє функцію приналежності класу гідрометеорів j для вимірювання X .

Цей мультиплікативний підхід мінімізує ймовірність виникнення помилкової класифікації: якщо для даного класу один вимір сильно виходить з діапазону, то низьке значення відповідної функції приналежності придушить клас. Вагові функції не використовувалися, тому радіолокаційні вимірювання вважаються однаково надійними. Чіткий вихід дається індексом j , відповідним найбільшому RS_j .

З іншого боку, в моделі NCAR/NSSL застосовується адитивний підхід, який дозволяє максимізувати ймовірність коректної класифікації. Дефазифікація ґрунтується на пошуку індексу класу з максимальним ступенем приналежності [18].

У більш пізньої моделі CSU використані ваги і двовимірні β -функції. Формула для ступеня приналежності набирає вигляду

$$RS_j = \left[W_j^{Z_{DR}} A_j^{Z_{DR}} (Z_H, Z_{DR}) + W_j^{K_{DP}} A_j^{K_{DP}} (Z_H, K_{DP}) + \right. \\ \left. + W_j^{\rho_{HV}} A_j^{\rho_{HV}} (\rho_{HV}) + W_j^{LDR} A_j^{LDR} (LDR) \right] A_j^{Z_H} (Z_H) A_j^{\alpha} (\alpha), \\ j=1 \dots M.$$

W_j^X та A_j^X представляють вагу і функцію приналежності, пов'язані з класом гідрометеорів j і вимірюванням X , а величина α , замінюючи h , вказує висоту шару танення, виведену з вертикального профілю Z_{DR} . Вага LDR залежить від ставлення кроссполярного сигналу до шуму. Якщо воно менше 10 дБ, то вага LDR встановлюється на нуль, вказуючи на те, що вимір не використовується. Зазвичай p_{co} про має найменшу вагу, тоді як Z_{DR} - найбільший. Схема цього класифікатора показана на рис. 6.3.

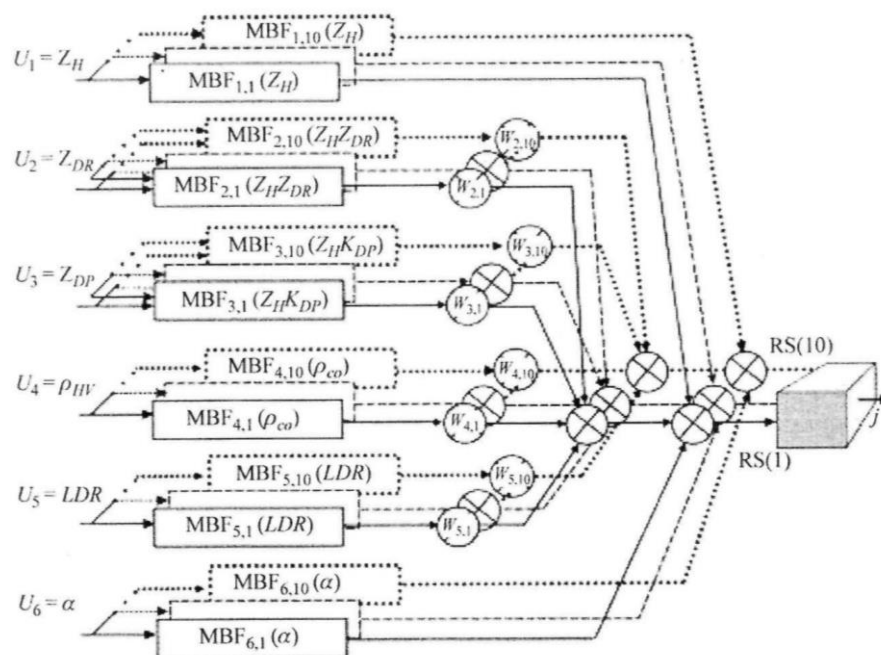


Рисунок 6.3 - Модель класифікації гідрометеорів CSU для S-діапазону

У сучасній схемі класифікації гідрометеорів CSU для S-діапазона розглядається зменшений набір їх типів: мряка, дощ, мокрий сніг, сухий сніг, крупа / дрібний град, град, суміш дощ / град. : V_1 . - мряка, V_2 - дощ, V_3 - злива,

V_4 - мокрий сніг, V_5 - сухий сніг, V_6 – крупа/невеликий сніг, V_7 - мокра крупа, V_8 - дрібний град, V_9 - великий град, V_{10} - дощ з градом.

Функції приналежності, прийняті в СЦ і в інших схемах для 5-діапазону, виводяться з урахуванням існуючої бази знань для цієї смуги частот. Ці функції безпосередньо не застосовні до С-діапазону, оскільки резонансні ефекти, викликані розсіюванням M_i і в S-діапазоні зазвичай мізерно малі, істотно впливають на радіолокаційні вимірювання в С-діапазоні. Наприклад, у випадку з дощем резонансні ефекти призводять до різного діапазону поляриметричних вимірювань в даному діапазоні параметрів DSD (рис.6.4).

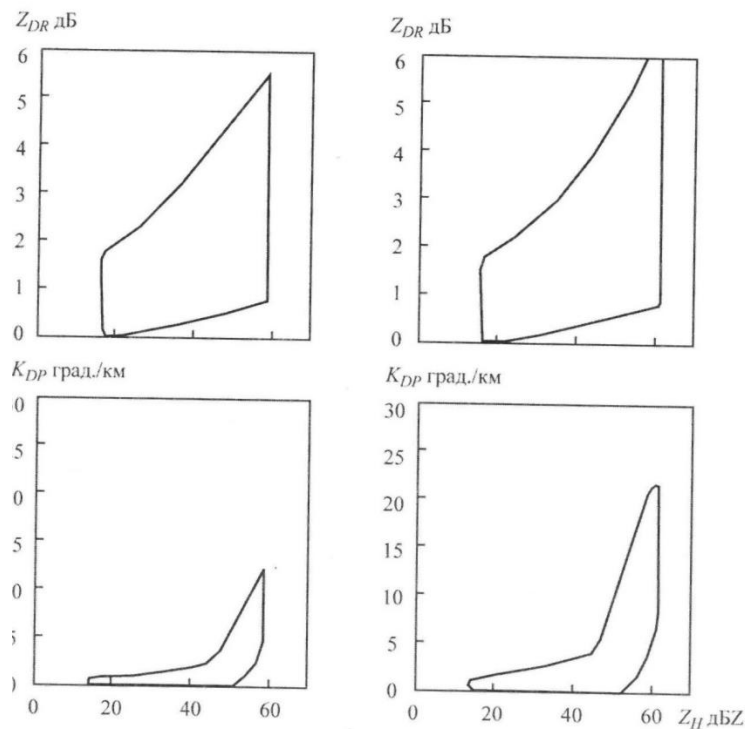


Рисунок 6.4 - Функції приналежності (Z_H , Z_{DR}) і (Z_H , K_{DP}) для дощу в діапазонах S (зліва) і C (праворуч). Контури відповідають рівню 0,99

Аналогічні ефекти можливі в присутності змішаної фази опадів. Функції приналежності в С-діапазоні повинні враховувати ці ефекти. Щоб продемонструвати ці наслідки для функцій приналежності, досить порівняти

двовимірні функції приналежності - використану в моделі CSU для S-діапазону і відповідно отмасштабовані для C-діапазону. На рис. 6.4 показано відмінність між двовимірними функціями належності для дощу в діапазонах C і S [19].

7 МІКРОФІЗИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ СНІГУ ЗА ДАНИМИ ВИМІРЮВАНЬ НА ДВОХ ПОЛЯРИЗАЦІЯХ

Викликає практичний інтерес викладений в роботі підхід до відновлення мікрофізичних характеристик снігу з використанням спектрального аналізу за даними радіолокаційних спостережень на двох поляризаціях.

Відновлення параметрів розподілу розмірів крапель для пластин і агрегатів проілюстровано даними про шароподібних опадах, отриманими радіолокатором TARA - S-полосами FMCW доплерівським радіолокатором з двома поляризаціями, встановленим на метеостанції Cabauw в Нідерландах (Russchenbergetal., 2005). Перевірка вихідних даних розробленого авторами алгоритму виконувалася шляхом порівняння оцінюваної водності льоду з вмістом води нижче шару танення. Оцінювана водність льоду порівнювалася з виміряною відбиваності.

Експериментальні дані отримані на радіолокаторі TARA під час дощу помірної інтенсивності з шароподібних хмар. Кут місця радіолокаційних спостережень склав 45° . Виміри проводилися в режимі чергування поляризації. Доплерівський спектр обчислювався з тимчасового ряду з 512 вибірок (2,56 с). Для отримання доплерівського спектра осередненою десять доплерівських спектрів, і він служив введенням для алгоритму інверсії (25,6 с). Дозвіл по дальності і доплерівський дозвіл становили 15 м і 1,8 см/с відповідно.

Об'єкт у радіолокатора має негативну доплерівську швидкість. Спектральна відбиваності калібрується, і її сума за всіма доплерівськими швидкостям дає часто використовується коефіцієнт відбиваності. Шар танення розташований між 1280 і 2000 м.

Для гарантії відсутності частинок, покритих инієм, доплерівські спектри, які використовуються на вході алгоритму відновлення, вимірювалися на висоті понад 200 м над вершиною шару танення. Потім до

обраних спектрами застосовувався тільки алгоритм інверсії, коли спектральна відбиваності перевищувала 10 дБ, а максимальна спектральна диференціальна відбиваності перевищувала 0,5 дБ. Ці обмеження були необхідні для гарантії роботи алгоритму відновлення для гідрометеорів у вигляді пластин і агрегатів. Вибрані доплерівські спектри відтиналися менш ніж на 10 дБ нижче максимального значення спектральної горизонтальної відбиваності. На спектральну диференціальну відбиваності під рівнем відсікання дуже сильно впливає шум (рис.7.1) [20].

Щодо отриманих значень розподілів розмірів крапель, а також відновлених значень спектрального розширення і швидкості навколишнього вітру була виявлена сумісність для невеликих змін по висоті і часу (500 с).

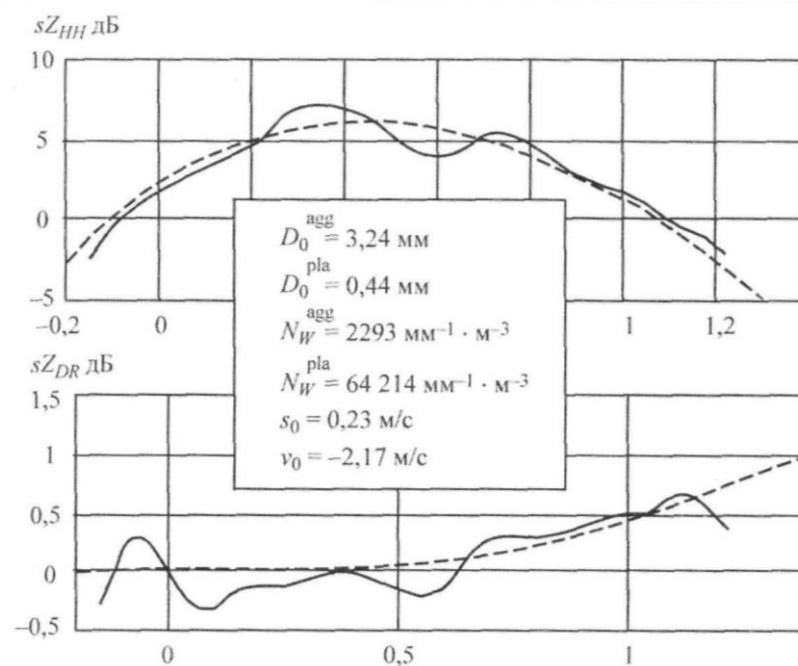


Рисунок 7.1 - Виміряна спектральна горизонтальна (sZ_{HH}) і диференціальна (sZ_{DR}) відбиваності (суцільна крива) з отриманими апроксимаціями (штрихова крива) і шість відновлених параметрів для висоти 2291 м

Для того щоб зробити висновки щодо відновлених значень, необхідно було обчислити інтегральні параметри, зокрема водність льоду. Водність

льоду оцінюють за отриманими параметрами розподілу розмірів крапель для пластин і агрегатів, використовуючи алгоритм інверсії. Вміст води оцінюється по параметрам розподілу розмірів крапель для дощу. Вони добре узгоджуються, особливо через 250 с. У період 0-250 з водність льоду перевищує вміст води. Це може вказувати на випаровування опадів, через що зменшується вміст води на висоті 950м, де вибираються доплерівські спектри, які використовуються на вході алгоритму інверсії для дощу (рис.7.2).

Співвідношення між придатності льоду і еквівалентної відбиваності на частоті радіолокатора 3 ГГц отримано Hoganetal.

$$IWC = 0,02Z_e^{0,6},$$

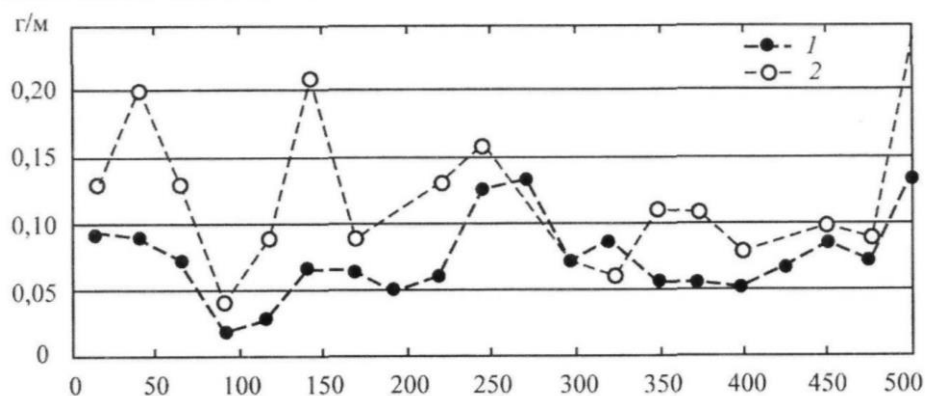


Рисунок 7.2 - Відновлена водність льоду (1) і вміст води (2) як функції часу

де IWC - водність льоду (г/м^3);

Z_e - еквівалентна відбиваності ($\text{мм}^6/\text{м}^3$).

Це співвідношення засноване на результатах вимірювань частинок льоду в неморозящих крижаних хмарах.

Використовуючи вихідні дані алгоритму відновлення, Який видає параметри розподілу розмірів крапель для пластин і агрегатів, можна розділити значення водності льоду і еквівалентної відбиваності для агрегатів

і пластин. На рис. 7.2 оцінена водність льоду наведена відносно оціненої еквівалентної відбиваності для пластин і агрегатів разом з співвідношенням. У разі пластин є гарна згода між співвідношенням Хогана і результатами, отриманими за алгоритмом інверсії. У разі агрегатів співвідношення між оціненою водністю льоду і горизонтальної відбиваності отримано по кривій підгонки:

$$IWC = 0,0023Z_e^{0,68},$$

де IWC - водність льоду (г/м^3);

Z_e - еквівалентна відбиваності ($\text{мм}^6/\text{м}^3$) агрегатів над шаром танення в слоїстообразних опадах [21].

8 КАЛІБРУВАННЯ ДВУХПОЛЯРИЗАЦІЙНОГО ДОППЛЕРІВСЬКОГО МЕТЕОРОЛОГІЧНОГО РАДІОЛОКАТОРА

Загальноприйнятим і найбільш поширеним способом калібрування є калібрування при вертикальному зондування. Суть його полягає в наступному. Коли над доплерівським метеорологічним радіолокатором відзначаються слабкі опади, антена спрямовується вертикально, і вироблені вимірювання відбитих сигналів забезпечують при перерахунку $Z_{DR} = 0$ дБ. В силу однорідної орієнтації частинок слабких опадів в площині поляризації розрахункове значення Z_{DR} для таких розсіювачів дорівнює 0 дБ. Наприклад, національна метеослужба США запланувала оновлення радіолокаторів мережі NEXRAD для їх роботи в режимі одночасного випромінювання і прийому H і V поляризацій.

Оскільки доплерівський метеорологічний радіолокатор NEXRAD позбавлені можливості вертикального зондування, були запропоновані два других способу калібрування: технічний і метод кроссполярного потужності. При використанні технічного способу Z_{DR} калібрується за допомогою комбінації активних і пасивних вимірювань. Ланцюги передачі і прийому радіолокаційних сигналів діляться на активну (ланцюга прийому від циркулятора до вибірки (I/Q) і пасивну (хвилеводи, антена) частини.

Посилення і втрати в пасивної частини визначаються за допомогою стандартних випробувальних сигналів і інтенсивності сонячної радіації. Контролюється випромінювання потужність; посилення сигналу в ланцюзі прийому відстежується постійно за допомогою введення стандартного випробувального сигналу. Такий підхід дозволяє враховувати зміни в ланцюзі прийому в залежності від часу, температури і інших чинників.

Основний Пропонований в спосіб калібрування Z_{DR} - метод кроссполярного потужності - заснований на принципі радіолокаційної взаємності: два кроссполярного члена матриці розсіювання Z_{HV} і Z_{VH} рівні. Це означає, що кроссполярного випромінювання радіолокатором з швидкими

чергування Н і V поляризацій. Повинні бути рівні, якщо рівні випромінюються потужності Н і V. Рівняння калібрування за цим методом записується в такий спосіб:

$$Z_{DR}^c = Z_{DR} S^2 \frac{P_{xV}}{P_{xH}},$$

де Z_{DR}^c - калібрований значення Z_{DR} ;

S - відношення потужності V і Н за даними сонячних вимірювань;

P_{xH} і P_{xV} , - середні Н і V кроссполярного потужності відповідно.

На думку розробників, основна перевага методу кроссполярного калібрування полягає в тому, що в процесі калібрування не обов'язково здобувати окремі вимірювання з включенням в вимірювальну ланцюжок вузлів обертання, хвилеводних відхилень, генераторів стандартних сигналів і ваттметрів [22].

У порівняльних дослідженнях брали участь два радіолокатора: один від Меео-Гапсе, інший від Метеослужби Великобританії. Обидва радіолокатора обладнані засобами лінійної поляризації, які випромінюють хвилі з кутом нахилу площини поляризації 45° , і приймають Н і V окремо по двох каналах. Головне їх конструктивне відмінність полягає в розташуванні приймача: на радіолокаторі Trappes приймач, як правило, встановлюється в диспетчерській, а на радіолокаторі Thurnham встановлений в задній частині антени. Остання конфігурація передбачає зниження втрат в хвилеводі і виключення вузлів обертання по шляху прийому, які можуть викликати варіації параметрів двох поляризацій і зміщення калібрування.

Точність вимірювань поляриметричних параметрів має визначальне значення для поліпшення оцінок параметрів опадів. Точність вимірювання параметрів обмежується числом вибірок, що використовуються в оцінці, різноманітністю крапель в обсязі вибірки та величиною коефіцієнта

кореляції. Якість даних можна оцінити, порівнявши вимірний і теоретично отримане стандартне відхилення змінних. Як видно, точність вимірювань Z_{DR} на радіолокаторі Trappes більше, ніж на радіолокаторі Thurnham, що пов'язано з великим значенням коефіцієнта кореляції на першому з них. Пікове значення $\rho_{HV}(0)$, зареєстроване в дощі, так само 0,99 на радіолокаторі Trappes і 0,965 на радіолокаторі Thurnham.

Середній нахил падіння дощових крапель або неточний кут N ведення антени доплерівського метеорологічного радіолокатору можуть викликати велику мінливість вимірі Z_{DR} при вертикальному зондуванні, тому зрушення потрібно розраховувати за середніми значеннями. При використанні цієї процедури зрушення 2 виявився рівним $-0,16 \pm 0,60$ дБ з відтворюваністю від сканування до сканування $\pm 0,03$ дБ для Thurnham і $-0,08 \pm 0,90$ дБ для Trappes.

Як уже зазначалося, сонячна радіація має рівну потужність на горизонтальній і вертикальній поляризації. Отже, виявлення сонячної радіації при проході сонця через радіолокаційний промінь на сході і на заході сонця може також використовуватися для визначення зсуву Z_{DR} . Сонячну радіацію уздовж радіуса можна автоматично виявити за наступними критеріями: сонячна радіація, як правило, дає вимірювання в діапазоні між -10 і 20 дБ, значить, ви можете використовувати цей поріг; по теорії, $\rho_{HV}(0)$ має бути нульовим в напрямку на центр сонця, що не завжди спостерігається в дійсності, однак поріг $\rho_{HV}(0)$ менше 0,5, як вважають, достатній, щоб відрізнити сонячну радіацію від гідрометсоров. Крива наближається до нормального розподілу похибки при невеликому негативному середньому $0,2 \pm 1,4$ дБ. Обидва методи калібрування Z_{DR} узгоджуються для радіолокатора Trappes [23].

Однак вимірювання при вертикальному падінні гідрометеорів можуть служити для тестування об'єднаних ефектів прийому і передачі на абсолютну калібрування Z_{DR} . Аналіз по «сплеску сонця» перевіряє тільки приймальний тракт радіолокатора, і результати мають тим більшу невизначеність, чим

більше стандартне відхилення. Тому для калібрування Z_{DR} бажано проводити вимірювання опадів при вертикальному їх падінні, якщо така функція є на радіолокаторі. Якщо вона відсутня, то може бути досить калібрування по сонячній радіації.

Метод подвійної поляризації забезпечує новий підхід до калібрування Z , який заснований на чіткому поведінці певного диференціального фазового зсуву (K_{DP}), вимірюного по Z щодо Z_{DR} . Це співвідношення виявилось фактично незалежним від змін розподілів розмірів крапель (DSD). До можна оцінити по вимірним значенням Z і Z_{DR} за допомогою моделей форм крапель дощу. Після цього отримана величина K_{DP} інтегрується в радіальному напрямку для обчислення значення Φ_{DP} . Відмінності між вимірюваними та обчисленими Φ_{DP} приписуються недоліків калібрування Z і служать підставою для її коригування.

Розробка цієї концепції з використанням радіолокатора Tgarre дозволила отримати наступні рекомендації: величина Z_{DR} повинна калібрувати заздалегідь і не повинна залежати від азимута через перешкоди, що створюються РПУ радіолокатора; величина Φ_{DP} повинна коректуватися з початкового зсуву системи і не повинна залежати від азимута через обертових переходів; величина Φ_{DP} повинна бути досить велика для вимірювань з достатньою точністю, але не настільки велика, щоб вказувати на наявність помітного ослаблення; в С-діапазоні рекомендується обмежувати аналіз значеннями Φ_{DP} менше 10° ; моделі форми крапель дощу дійсні тільки для крапель дощу, тому необхідна впевненість в тому, що в даних немає інформації про постійних об'єктах, градини і танучих гідрометеорах; для того щоб оцінка була статистично значущою, потрібно обробити багато променів; вибір придатних променів виявився справою першорядної важливості.

В результаті був зроблений висновок про те, що калібрування радіолокатора Tgarre містить помилку в -1 дБ. В роботі Gourley et al. (2006), в якій вивчалася чутливість калібрування до більш широкому діапазону

моделей форми крапель дощу, повідомлялося, що модель Brandes et al. (2002) дала самі узгоджені результати. Проте для повної автоматизації процесу калібрування потрібна ще велика робота [24].

9 СТРУКТУРНА СХЕМА ДОППЛЕРІВСЬКОГО МЕТЕОРОЛОГІЧНОГО РАДІОЛОКАТОРА З ПОЛЯРИЗАЦІЙНОЮ СЕЛЕКЦІЄЮ ГІДРОМЕТЕОРІВ

Рішення допоміжних завдань дослідження вимагає експериментального підтвердження для їх правомірного використання при радіолокаційному спостереженні об'єктів в складних ситуаційних станах середовища. Виникає необхідність за результатами експериментальних досліджень провести аналіз роботи РЛС, а також по радіолокаційному сигналу встановити не тільки характеристики об'єкта, що спостерігається, але і характеристики атмосферних утворень.

Радіолокаційна інформація про об'єкт і гідрометеорологічне середовище дозволить проводити дистанційне виявлення і розпізнавання об'єктів в складних гідрометеорологічних умовах з використанням різних методів, в тому числі і методів поляризаційної селекції. Методи поляризаційної селекції можуть бути реалізовані в радіолокаційних суднових полярометрах з обов'язковим прийомом і обробкою ортогональних луна-сигналів. Тому принцип побудови радіолокаційних поляриметрів включає певні системи, що дозволяють вимірювати різні характеристики електромагнітних хвиль, за якими і проводиться поляризаційна селекція радіолокаційних сигналів об'єкта і фону [25].

9.1 Принцип побудови радіолокаційного поляриметра

Побудова оптимальної схеми поляриметра, дозволяє випромінювати електромагнітну хвилю будь якій поляризації, в тому числі і неполяризована, здійснювати прийом двох ортогональних компонентів відбитої хвилі і виробляти поляризаційний аналіз інформації, що надійшла. Розроблена функціональна схема поляриметра представлена на рис. 9.1. Радіолокаційна система дозволяє за даними про поляризацію зондуючого і луна-сигналів

виділити луна-сигнал від об'єкта на тлі віддзеркалень від природного фону, а також одночасно виробляти прийом і аналіз луна-сигналів від природного фону (рис. 9.1).

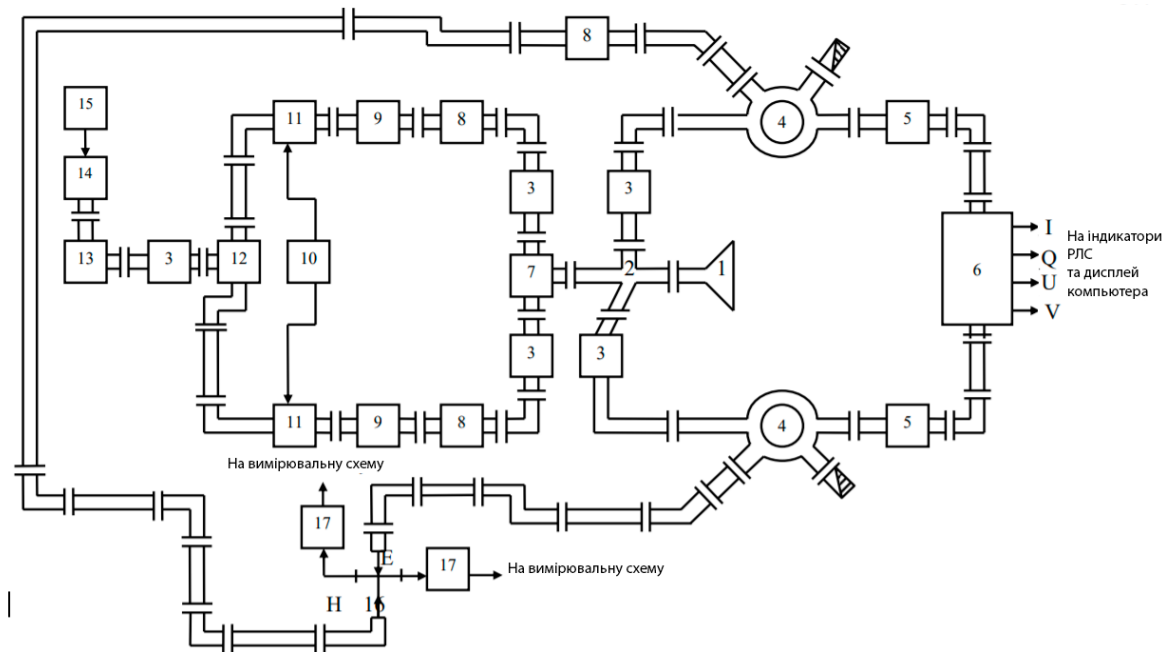


Рисунок 9.1 - Функціональна схема поляризаційного вимірювального комплексу: 1 - всеполяризована антена; 2 - хвильоводний трійник; 3 - газові розрядники; 4 - хвильове кільцеві мости; 5 - лінійні приймачі; 6 - пристрій отримання параметрів Стокса; 7 - поляризаційний селектор; 8 - фазообертачі; 9 - атенюатори; 10 - перемикач поляризації; 11 - циркулятори; 12 - дільник потужності; 13 - передавач; 14 - модулятор; 15 - синхронізатор; 16 - хвильоводний Т-міст; 17 - логарифмічні приймачі

Принцип роботи вимірювального поляризаційного радіолокаційного комплексу полягає в наступному. Передавач (магнетрон) з частотою імпульсів синхронізації 300 Гц генерує електромагнітні імпульси тривалістю 2 мкс, потужність яких ділиться на дві рівні частини дільником потужності 12. За допомогою пристрою перемикання поляризації з частотою зондуєщих

імпульсів, що складається з модулятора 10 і циркуляторів 11, а також аттенюаторів 9 і фазообертачів 8 задається поляризація випроміненої хвилі. Ортогональні складові із заданими амплітудами і фазами через газові розрядники 3 надходять на поляризаційний селектор 7 і випромінюються в простір високополяризованою антеною 1.

У режимі прийому луна-сигнали від об'єкта і фону надходять на вхід антени 1, поділяються хвильоводним дільником 2 на дві ортогональні складові, кожна з яких по своєму хвильоводному каналу проходить через газові розрядники 3 і циркулятори 4 на лінійні приймачі 5, де посилюються і перетворюються в постійну напругу для отримання параметрів Стокса в пристрої 6. Параметри Стокса формують на індикаторах РЛС і дисплеї комп'ютера луна-сигнали об'єкта і гідрометеорологічного фону. Одночасно луна-сигнали з виходів циркуляторів 4 надходять на подвійний хвильоводний трійник 16, причому одна з ортогональних складових отримує фазовий зсув на 90° феритовим фазообертачем 8. З виходів хвильоводного Т-моста обидві складові кругової поляризації правого і лівого обертання надходять на логарифмічні приймачі 17 і на вимірювальну схему для вимірювання коефіцієнта анізотропії та інших характеристик [26].

ВИСНОВКИ

Автоматизований метеорологічний радіолокаційний комплекс - «Метеор-Метеоячейка» має режим роботи «Подвійна поляризація». Він поставляється споживачеві фірмою SelexSi, як опція за окремим контрактом або в рамках модернізації радіолокатора.

У режимі «Подвійна поляризація» при одночасному випромінюванні електромагнітних хвиль вертикальної і горизонтальної поляризації, яку випромінює потужність передавача, ділиться між ними порівну.

У режимі «Вертикальна поляризація» випромінюється 50% потужності передавача, решта 50% потужності випромінюються в режимі Горизонтальна поляризація, але прийом відбитих сигналів не здійснюється. І тільки при випромінюванні електромагнітних хвиль горизонтальної поляризації задіяні всі 100% потужності передавача.

У приймальному GDRX передбачено чотири канали прийому: по два канали для прийому відбитих сигналів горизонтальною і вертикальною поляризацією. Для кожної поляризації є канали високої і низької чутливості.

В результаті обробки відбитих сигналів в режимі Подвійна поляризація АМКР «Метеор-Метеоячейка» може видавати споживачеві весь набір радіолокаційної поляриметричної інформації про метеоб'єкти (диференціальна відбиваність, дБ; лінійне деполяризоване ставлення, дБ; диференційний фазовий зсув, град.; питома диференційний фазовий зсув, град./км; коефіцієнт кросскореляції між горизонтальним і вертикальним випромінюванням АМКР).

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАНЬ

1. Автоматизированный метеорологический радиолокационный комплекс «Метеор—Метеоячейка». Руководство по эксплуатации. Selex Sistemi Integrati, GmbN, 2006. 108с.
2. Автоматизированный метеорологический радиолокационный комплекс «Метеор—Метеоячейка». Инструкция по монтажу, настройке, регулированию и прогону. Selex Sistemi Integrati, GmbN, 2006. 86с.
3. Метеорологическое обеспечение международной авиации. Приложение 3 к Конвенции о международной гражданской авиации. Часть I. Основные SARPS. Часть II. Добавления и дополнения. Изд. 15-е. ИКАО, 2004. 167с.
4. Метеорологические автоматизированные радиолокационные сети /Коллективная монография ИРАМ. СПб: Гидрометеиздат, 2002. 332 с.
5. Метеорологическое оборудование аэродромов и его эксплуатация/ Коллективная монография ИРАМ. СПб: Гидрометеиздат, 2003. 592 с.
6. МУ. Контроль и нормализация электромагнитной обстановки, создаваемой метеорологическими радиолокаторами / Госкомгидромет СССР и Минздрав СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 63 с.
7. Павлов Н. Ф. Аэрология, радиометсорология и техника безопасности. Л.: Гицрометеиздат, 1980. 432 с.
8. Рыжков А. В. Поляризационная селекция в доплеровских метеорологических РЛС. Труды ГГО, 1991. 535с.
9. Рыжков А. В. Метеорологические объекты и их радиолокационные характеристики. Зарубежная радиоэлектроника, 1993. 189с.
10. Рыжков А. В. Поляризационные методы метеорологической радиолокации. Зарубежная радиоэлектроника, 1993. 206с.
11. Качурин Л.Г. Методы метеорологических измерений/ Л.Г. Качурин. Л.: ГМИ, 1985. 368с.

12. Сокол П.П. Моделирование процессов таяния осадков при радиолокационном наблюдении/ П.П. Сокол // Научный вестник МГТУ ГА, 2010. 191с.
13. Шупяцкий А.Б. Радиолокационное измерение интенсивности и некоторых других характеристик осадков / А.Б. Шупяцкий. М.: Гидрометеиздат, 1960. 118с.
14. Гусев К.Г. Атлас поляризационных параметров эллиптически поляризованных волн, отраженных от средземной поверхности / К.Г. Гусев. Харьков, 1966. 315 с.
15. Вайнштейн Л.А. Выделение сигналов на фоне случайных помех / Л.А. Вайнштейн, В.Д. Зубаков. М.: Изд-во «Советскоерадио», 1960. 175 с.
16. Канарейкин Д.Б. Поляризация радиолокационных сигналов / Д.Б. Канарейкин, Н.Ф. Павлов, В.А. Потехин . М.: Изд-во «Советскоерадио», 1966. 440 с.
17. Radar and related hydrometeor observations inside a multicell hailstorm / D.L.Musil, C.Knight, W.R.Sande.a. In: Intern. Comf. CloudPhysics, Boulger, Colo, 1976.
18. Честнов Е.П. Предупреждение аварийных судов при радиолокационной проводке / Е.П. Честнов. М.: Транспорт, 1986. 184 с.
19. Судовые РЛС: атлас схем / [под ред.. А.М.Байрашевского]. М.:Транспорт, 1977. 144 с.
20. Radar and the human element. Shipping ding and shipping Record August 2, 1956. P.138.
21. Briggs, John N. Target Detection by Marine Radar / John N. Briggs London, United Kingdom, Institution of Engineering and Technology, 2004. P.705.
22. Князь А.И. Повышение эффективности эксплуатации судов путем совершенствования радиолокационного наблюдения объектов РЛС /А.И. Князь // «Енергетика судна: Експлуатація та ремонт»: науково-технічна конференція 26 – 28.03.2014р., Частина 2. О.: ОНМА, 2014. С. 62 – 65.

23. Князь А.И. Поляризационная селекция эхо – сигналов морских объектов на фоне гидрометеорологических помех / А.И. Князь // Судовые энергетические установки: науч. – техн. сб. О.: ОНМА, 2014. , вып. 33. С. 167 – 183.

24. Князь А.И. Влияние выпадающих осадков на радиолокационные обнаружения морских объектов судовыми некогерентными двухканальными РЛС / А.И. Князь // Судовые энергетические установки: науч. – техн. сб. О.: ОНМА, 2014, вып. 34. С. 32 - 40.

25. Marwitz I.D. Trajectories within the weak echo regions of hailstorms. In: Proc. 15-th Radar Conf. Urbana, Illinois, 1972. P. 317-324.

26. Knyaz A.I. Modelling of electromagnetic fields of polarized structure of radar signals of shipboard radar / A.I. Knyaz // «ECONOMICS» Monthly International reviewed and refereed scientific journal, № 3-4. 2015. P. 106-111.

Додаток А

Графічна частина магістерської роботи

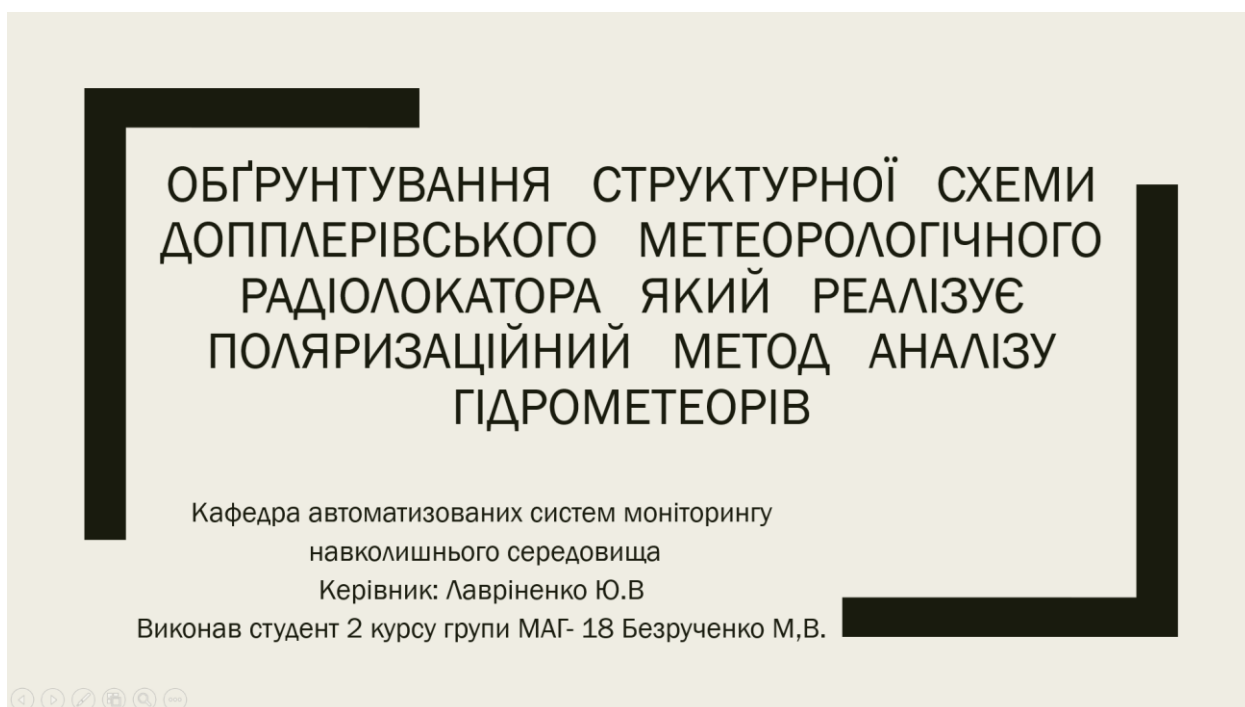


Рисунок А.1 – Тема роботи

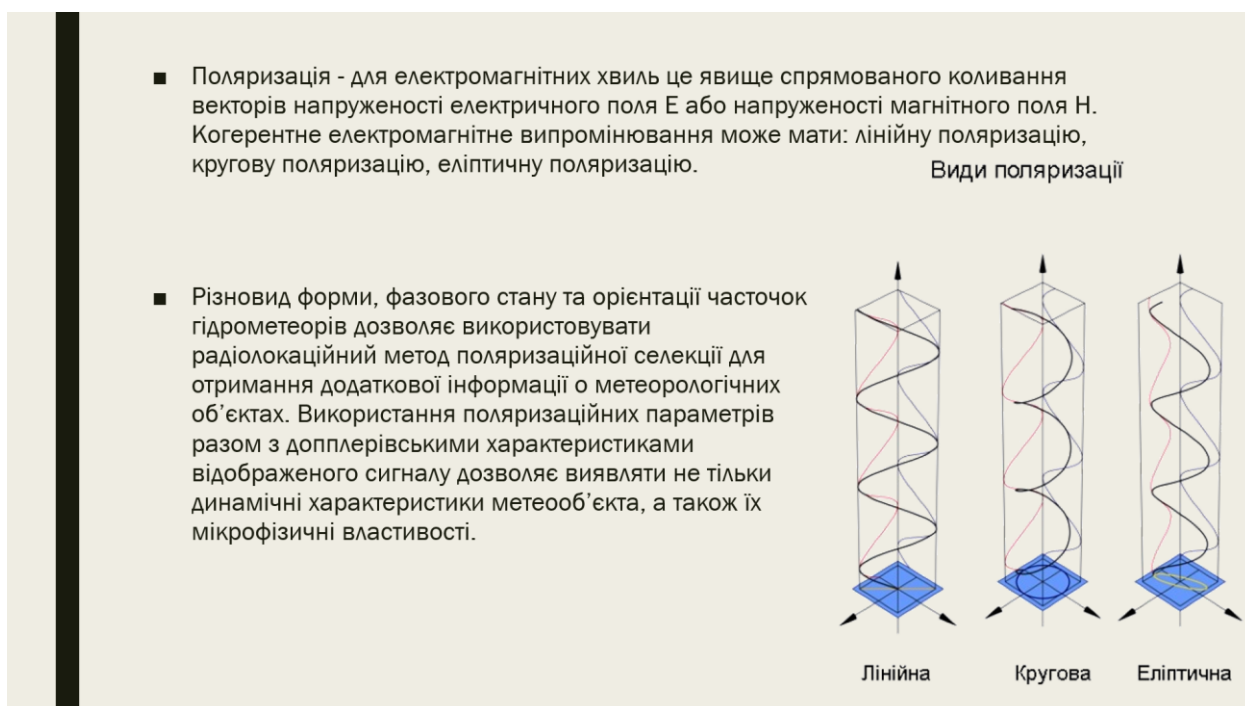
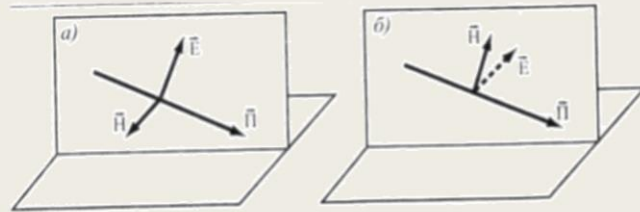


Рисунок А.2 – Поляризація та її види

- В даний час в світі використовується все більше ДМРЛ з двома поляризаціями, які можуть випромінювати і приймати як горизонтальні (H), так і вертикальні (V) електромагнітні хвилі. Подвійна поляризація в ДМРЛ технічно може реалізуватися як за рахунок швидкого попереминого випромінювання і прийому вертикальної (V) і горизонтальної (H) поляризації, так і їх одночасного випромінювання і прийому.
- В залежності від напрямку векторів $\vec{E}$ та $\vec{H}$ відносно поверхні землі розрізняють два види поляризації – вертикальні та горизонтальні.



- У випадку вертикальної поляризації вектор напруженості електричного поля $\vec{E}$ лежить в площині падіння хвилі, в площині перпендикулярній площині розділу та проходящій через напрямок вектору падаючої хвилі $\vec{P}$. У випадку горизонтальній поляризації падіння хвилі лежить вектор напруженості магнітного поля $\vec{H}$.

Рисунок А.3 – Поширення поляризованої хвилі в просторі

- Як відомо, гідрометеори бувають рідкими і твердими. Серед частинок твердої фази можна виділити чотири основні категорії: градини, крупа, кристали і сніжинки. Форма всіх гідрометеорів в тій чи іншій мірі відрізняється від сферичної, що важливо враховувати при оцінці та поляризаційних властивостей.
- Орієнтація. Серед інших гідрометеорів найбільш упорядкованим орієнтацією виділяються водяні краплі. Для водяних крапель розподіл по орієнтації осі обертання сплюснутого сфероїда має досить вузький максимум поблизу вертикального напрямку (в межах 5°), ширина якого за рівнем 0,5 складає в середньому $10-20^\circ$.
- Градові частинки мають значно меншою впорядкованістю орієнтацій і, як правило, мають або вертикальну, або горизонтальну переважну орієнтацію. Орієнтація частинок граду і крупи з великим змістом вологи при наявності водяний плівки на поверхні менш хаотична в порівнянні з сухими градинами або частками крижаної крупи.
- Рух. Гідрометеорні частки беруть участь в трьох типах рухів: гравітаційному падінні під дією сили тяжіння, рух в турбульованому повітряному середовищі і русі в упорядкованих великомасштабних конвективних потоках.

Рисунок А.4 – Орієнтація та рух гідрометеорів

Основні види поляризації	Види Гідрометеорів					
	Рідкі		Тверді			
	Краплі	Мряка	Градини	Крупа	Кристали	Сніжинки
Лінійна	+				+	
Єліптична			+	+		
Хаотична		+		+	+	+

■ В залежності від виду поляризації відображеного сигналу можна зробити висновок, за яким видом гідрометеорів ми спостерігаємо.

Рисунок А.5 – Види поляризації в залежності від гідрометеорів

- У практиці радіометеорологічних досліджень добре зарекомендував себе метод диференційної відбиваності, який передбачає вимірювання відношення потужностей відбитого світла на горизонтальній та вертикальній поляризації. Величина відносини потужностей Z_{DR} є важливим інформативним ознакою, що дозволяє проводити поділ несферичних добре орієнтованих частинок і гідрометеорів, форма яких близька до сферичної або хаотичним чином орієнтованих в просторі.
- При диференційній відбиваності $Z_{DR} = 1$ виконується одна з умов: частинки є сферичними, несферичні частинки мають хаотичну орієнтацію, напрямок переважної орієнтації несферичних частинок становить 45° до вертикалі.
- Наявність в ДМРЛ режиму поляризаційних селекції передбачає ряд переваг:
 1. З'являється можливість поділу рідкої і твердої фаз в хмарах і опадах за значенням Z_{DR} .
 2. Підвищується точність вимірювання опадів як за рахунок знання їх фази, так і за рахунок додаткової інформації про розподіл крапель за розмірами, оскільки форма рідких крапель досить жорстко пов'язана з їх розміром.

Рисунок А.6 – Метод диференційної відбиваності

- Основне завдання застосування поляризаційних вимірювань в оперативних умовах роботи ДМРЛ - регулярно отримувати додаткові радіолокаційні продукти з метою:
 - підвищення точності радіолокаційного методу вимірювання інтенсивності опадів різного фазового стану;
 - визначення характеру і фазового стану опадів в зимових штормових умовах (можливість розрізнати кордон між дощем і снігом).
- У режимі Подвійна поляризація при одночасному випромінюванні електромагнітних хвиль вертикальної і горизонтальної поляризації яку випромінює потужність передавача ділиться між ними порівну.
- У режимі Вертикальна поляризація випромінюється 50% потужності передавача, решта 50% потужності випромінюються в режимі Горизонтальна поляризація, але прийом відбитих сигналів не здійснюється. І тільки при випромінюванні електромагнітних хвиль горизонтальної поляризації задіяні всі 100% потужності передавача.

Рисунок А.7 –Застосування поляризаційних вимірювань та режими роботи

- Радіолокаційна інформація про об'єкт і гідрометеорологічне середовище дозволить проводити дистанційне виявлення і розпізнавання об'єктів в складних гідрометеорологічних умовах з використанням різних методів, в тому числі і методів поляризаційної селекції. Методи поляризаційної селекції можуть бути реалізовані в радіолокаційних полярометрах з обов'язковим прийомом і обробкою ортогональних луна-сигналів. Тому принцип побудови радіолокаційних поляриметрів включає певні системи, що дозволяють вимірювати різні характеристики електромагнітних хвиль, за якими і проводиться поляризаційна селекція радіолокаційних сигналів об'єкта і фону.
- Побудова оптимальної схеми поляриметра, дозволяє випромінювати електромагнітну хвилю будь якій поляризації, в тому числі і неполяризована, здійснювати прийом двох ортогональних компонентів відбитої хвилі і виробляти поляризаційний аналіз інформації, що надійшла. Радіолокаційна система дозволяє за даними про поляризацію зондуючого і луна-сигналів виділити луна-сигнал від об'єкта на тлі віддзеркалень від природного фону, а також одночасно виробляти прийом і аналіз луна-сигналів від природного фону.

Рисунок А.8 – Принцип побудови радіолокаційних поляриметрів

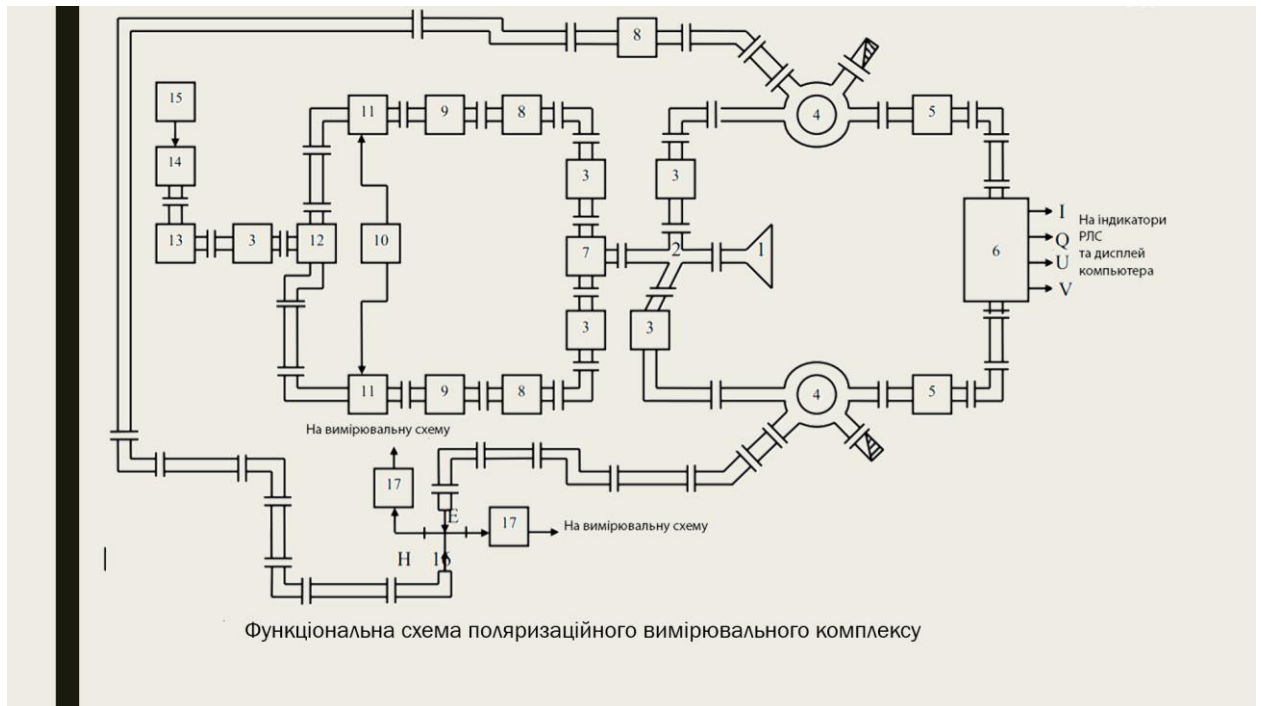


Рисунок А.9 – Функціональна схема поляризаційного вимірювального комплексу

- У режимі «Вертикальна поляризація» випромінюється 50% потужності передавача, решта 50% потужності випромінюються в режимі Горизонтальна поляризація, але прийом відбитих сигналів не здійснюється. І тільки при випромінюванні електромагнітних хвиль горизонтальної поляризації задіяні всі 100% потужності передавача.
- У приймачі передбачено чотири канали прийому: по два канали для прийому відбитих сигналів горизонтальною і вертикальною поляризації. Для кожної поляризації є канали високої і низької чутливості.
- В результаті обробки відбитих сигналів в режимі Подвійна поляризація радіолокатор може видавати споживачеві весь набір радіолокаційної поляриметричної інформації про метеооб'єкти (диференціальна відбиваність, дБ; лінійне деполяризоване ставлення, дБ; диференційний фазовий зсув, град.; питома диференційний фазовий зсув, град. / км; коефіцієнт кросскореляції між горизонтальним і вертикальним випромінюванням АМКР).

Рисунок А.10 – Висновки