

М. Ф. Бабаков, В. І. Луценко, І. В. Луценко

**РАДІОЕЛЕКТРОННІ ЗАСОБИ ДИСТАНЦІЙНИХ
АЕРОКОСМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ**

**Частина 1
РАДІОФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ СЕРЕДОВИЩ ДИСТАНЦІЙНОГО
ЗОНДУВАННЯ**

2021

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Національний аерокосмічний університет ім. М. Є. Жуковського
«Харківський авіаційний інститут»

М. Ф. Бабаков, В. І. Луценко, І. В. Луценко

**РАДІОЕЛЕКТРОННІ ЗАСОБИ ДИСТАНЦІЙНИХ
АЕРОКОСМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ**

**Частина 1
РАДІОФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ СЕРЕДОВИЩ ДИСТАНЦІЙНОГО
ЗОНДУВАННЯ**

Навчальний посібник

Харків «ХАІ» 2021

УДК 537.86+621.371:621.396
Б19

Рецензенти: д-р фіз.-мат. наук, проф. Ф. В. Ківва,
канд. фіз.-мат. наук О. В. Кривенко

Бабаков, М. Ф.

Б19 Радіоелектронні засоби дистанційних аерокосмічних досліджень.
[Текст] : навч. посіб. Ч. 1. Радіофізичні властивості середовищ
дистанційного зондування / М. Ф. Бабаков, В. І. Луценко, І. В. Луценко. –
Харків : Нац. аерокосм. ун-т ім. М. Є. Жуковського «Харків. авіац. ін-т»,
2021. – 104 с.

ISBN 978-966-662-850-6

Розглянуто результати теоретичних та експериментальних досліджень радіофізичних характеристик навколишнього середовища й об'єктів у ньому (ЕПР, спектрів, законів розподілу та їх моделей) на різних частотах міліметрового й сантиметрового діапазонів хвиль при різних поляризаціях випромінювання й приймання. Описано інформативні ознаки для виявлення й розпізнавання різних типів об'єктів, станів поверхні моря й льодових покривів.

Для магістрів спеціальності «Телекомунікації та радіотехніка» під час виконання практичних робіт і самопідготовки з дисципліни «Радіоелектронні засоби дистанційних аерокосмічних досліджень», при розробленні дипломних проектів, а також для аспірантів, які розробляють радіоелектронні засоби й методи дистанційних аерокосмічних досліджень.

Іл. 58. Табл. 18. Бібліогр.: 12 назв

УДК 537.86+621.371:621.396

© Бабаков М. Ф., Луценко В. І., Луценко І. В., 2021
© Національний аерокосмічний
університет ім. М. Є. Жуковського
«Харківський авіаційний інститут», 2021

ISBN 978-966-662-850-6

ПЕРЕДМОВА

Предметом вивчення навчальної дисципліни «Радіоелектронні засоби дистанційних аерокосмічних досліджень» є радіофізичні характеристики об'єктів зондування в навколишньому середовищі, математичні моделі, що використовуються для опису процесів відбиття радіохвиль від природних та антропогенних об'єктів, моделі й методи комп'ютерного моделювання радіофізичних процесів і сигналів, а також оброблення даних експериментів і сигналів у радіоелектронній апаратурі для дистанційних аерокосмічних досліджень.

Навчальна дисципліна базується на матеріалі попередніх навчальних дисциплін «Вища математика», «Спеціальні розділи вищої математики», «Основи програмування», «Основи теорії сигналів», «Статистичні методи оброблення сигналів», є підґрунтям професійної підготовки магістра спеціальності 172 «Телекомунікації та радіотехніка» і забезпечує виконання дипломного проекту, а також подальше навчання в аспірантурі.

Навчальний посібник з дисципліни складається з трьох частин: у першій частині розглянуто радіофізичні властивості навколишнього середовища; у другій – моделі нестационарних негавсових відбитих сигналів, методи їх аналізу, а також засоби дистанційного зондування атмосфери й підстильних поверхонь з використанням аерокосмічних носіїв, у третій – використання радіовипромінювання глобальних навігаційних супутникових систем (ГНСС) для моніторингу навколишнього середовища та вирішення завдань радіолокації.

Основою матеріалу частини 1 посібника є оригінальні результати експериментальних досліджень зворотного розсіяння морем, у тому числі покритого льодом, його забруднення поверхнево активними плівками, а також надводними об'єктами, які виконали вітчизняні дослідники у НВЧ- і ВВЧ-діапазонах хвиль з використанням багаточастотних і багатопляризаційних аерокосмічних і наземних радіотехнічних комплексів. Ці результати можуть бути використані не тільки студентами під час навчального процесу, але й спеціалістами та науковцями під час розроблення нових методів і засобів дистанційних аерокосмічних досліджень. Матеріал кожного з розділів частини 1 посібника викладено таким чином, що є можливим його вивчення незалежно від інших.

Розділ 1. ВСТУП ДО ДИСЦИПЛІНИ

У розділі 1 розглянуто основні поняття курсу й фізичні закони (відбиття, заломлення, випромінювання електромагнітних хвиль), на яких базуються методи та засоби дистанційних аерокосмічних досліджень.

1.1. Основні поняття

Моніторинг – це постійне спостереження за явищами й процесами, що відбуваються в навколишньому середовищі й суспільстві, результати якого є обґрунтуванням управлінських рішень. У межах системи спостереження здійснюються оцінювання, контроль об'єкта, керування його станом залежно від впливу певних факторів. При автоматичному контролі отримується й обробляється інформація про стан об'єкта та зовнішні умови для визначення подальших управлінських дій. Для цього потребуються: сприйняття інформації про стан об'єкта та зовнішні умови й перетворення її до вигляду, зручного для подальшого оброблення; виявлення в інформації, що надходить, ознак контрольованої події й формування сигналу про неї. Коли відхилення контрольованих величин за допустимі межі виявляє людина або автоматичний контроль покладають на комп'ютер, необхідно виробляти вимірювальне перетворення. При автоматичному контролі найпростіших подій використовуються сигналізатори.

Дистанційне зондування (ДЗ) – процес збору інформації про об'єкт або явище з допомогою реєструвального приладу, що безпосередньо не контактує з певним об'єктом або явищем. Термін «дистанційне зондування» зазвичай означає реєстрацію (запис) електромагнітних випромінювань з допомогою різних камер, сканерів, мікрохвильових приймачів, радіолокаторів та інших подібних приладів. Дистанційне зондування використовується для збору та запису інформації про поверхню й атмосферу Землі, морське дно, про Сонячну систему і здійснюється із застосуванням морських суден, літаків, космічних літальних апаратів і наземних засобів спостереження, зокрема, телескопів. ДЗ широко застосовується в сільському господарстві, промисловості, медицині, а також у науках про Землю, до яких належать геологія, лісництво, географія, сейсмологія та ін. У методах дистанційного зондування використовується

широкий діапазон електромагнітних випромінювань від 10^{20} до 10^2 Гц (довжини хвиль від $3 \cdot 10^{-12}$ м до 3000 км). На рис.1.1 показано типи приладів, що використовуються для приймання та випромінювання сигналів у різних діапазонах електромагнітних хвиль. Зверху окремо виділено діапазони оптичних хвиль, які використовуються в сучасних супутниках дистанційного зондування Landsat. Вони використовують незначну частку смуги частот, що застосовується у різноманітних системах дистанційного зондування навколишнього середовища. Різноманітними є й фізичні принципи, на яких побудовано приймальні пристрої в цих діапазонах. Якщо на низьких частотах застосовуються системи із зосередженими параметрами, то на високих частотах – з розподіленими.

На рис. 1.2 показано діапазони електромагнітного випромінювання Сонця, а в нижній його частині – об'єкти, для вирішення задач дистанційного зондування яких ці діапазони можуть використовуватися. Слід зазначити, що для зондування поверхні Землі використовуються від рентгенівських променів до мікрохвиль, для зондування атмосфери, її нейтральної (тропосфери) і зарядженої (іоносфери) частин – від гамма-випромінювання до мікрохвиль.

Методи дистанційного зондування можуть бути пасивними, тобто з використанням природного відбитого або вторинного теплового випромінювання об'єктів на поверхні Землі, зумовленого сонячною активністю, і активними, тобто з використанням вимушеного випромінювання об'єктів, ініційованого штучним джерелом спрямованої дії. Дані дистанційного зондування Землі (ДЗЗ), отримані з космічного апарата (КА), характеризуються великим ступенем залежності від прозорості атмосфери, тому на КА використовується багатоканальне обладнання пасивного й активного типів, що реєструє електромагнітне випромінювання в різних діапазонах.

Апаратура ДЗЗ перших КА, запущених у 1960–70-х рр., була трасового типу – проекція області вимірювань на поверхню Землі являла собою лінію. Пізніше виникла й значно поширилася апаратура ДЗЗ панорамного типу – сканери, проекція області вимірювань на поверхню Землі яких є смугою.

Космічні апарати дистанційного зондування Землі використовуються для вивчення природних ресурсів Землі й вирішення завдань метеорології. КА для дослідження природних ресурсів оснащуються в основному оптичною або радіолокаційною апаратурою.

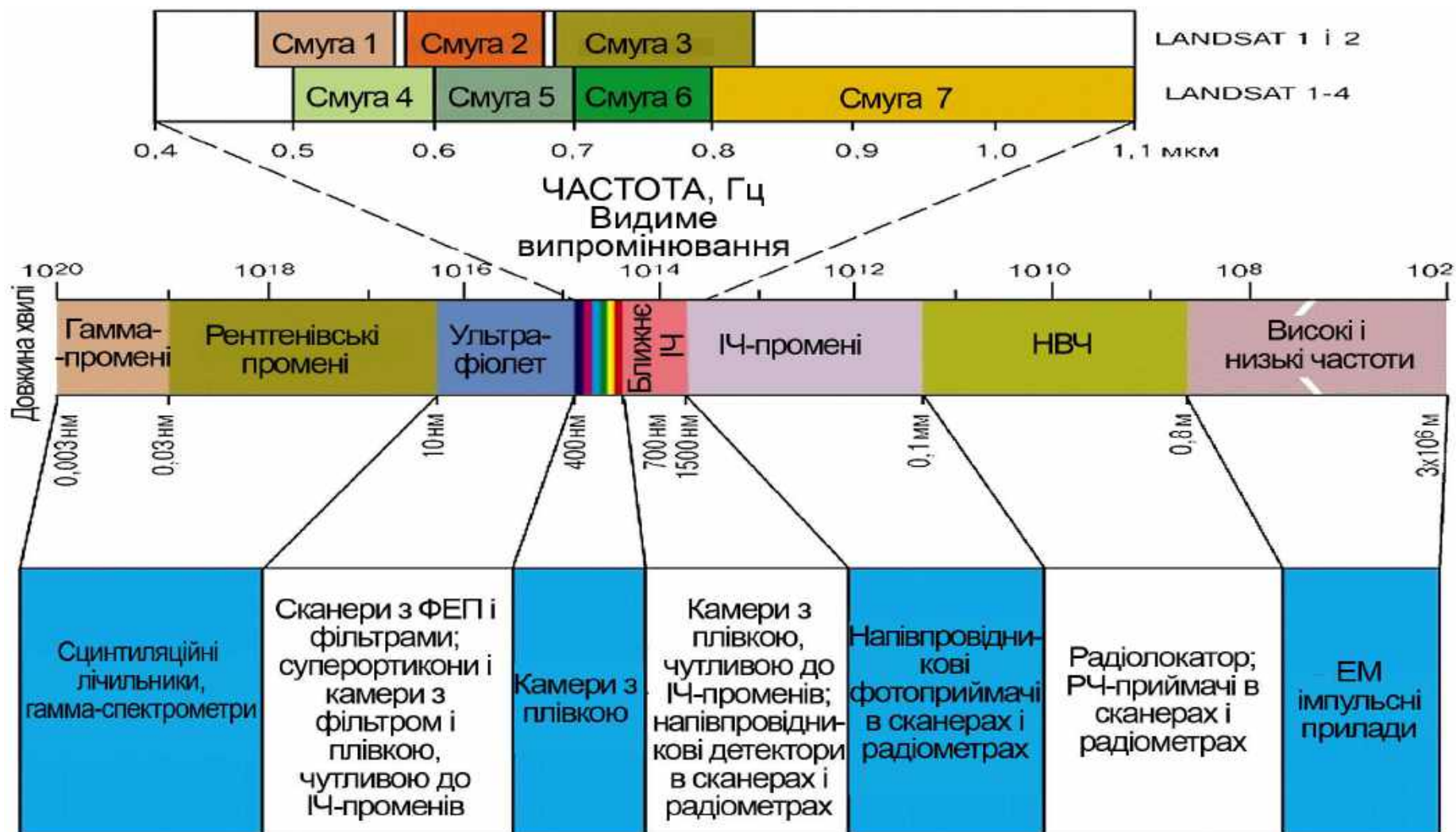


Рис. 1.1. Частотні діапазони та довжини хвиль, що використовуються в системах дистанційного зондування, і засоби для їх приймання (ФЕП – фотоелектронний помножувач; ІЧ – промені-інфрачервоні промені; РЧ-приймач – радіочастотний приймач; ЕМ імпульсні прилади – електромагнітні імпульсні прилади)

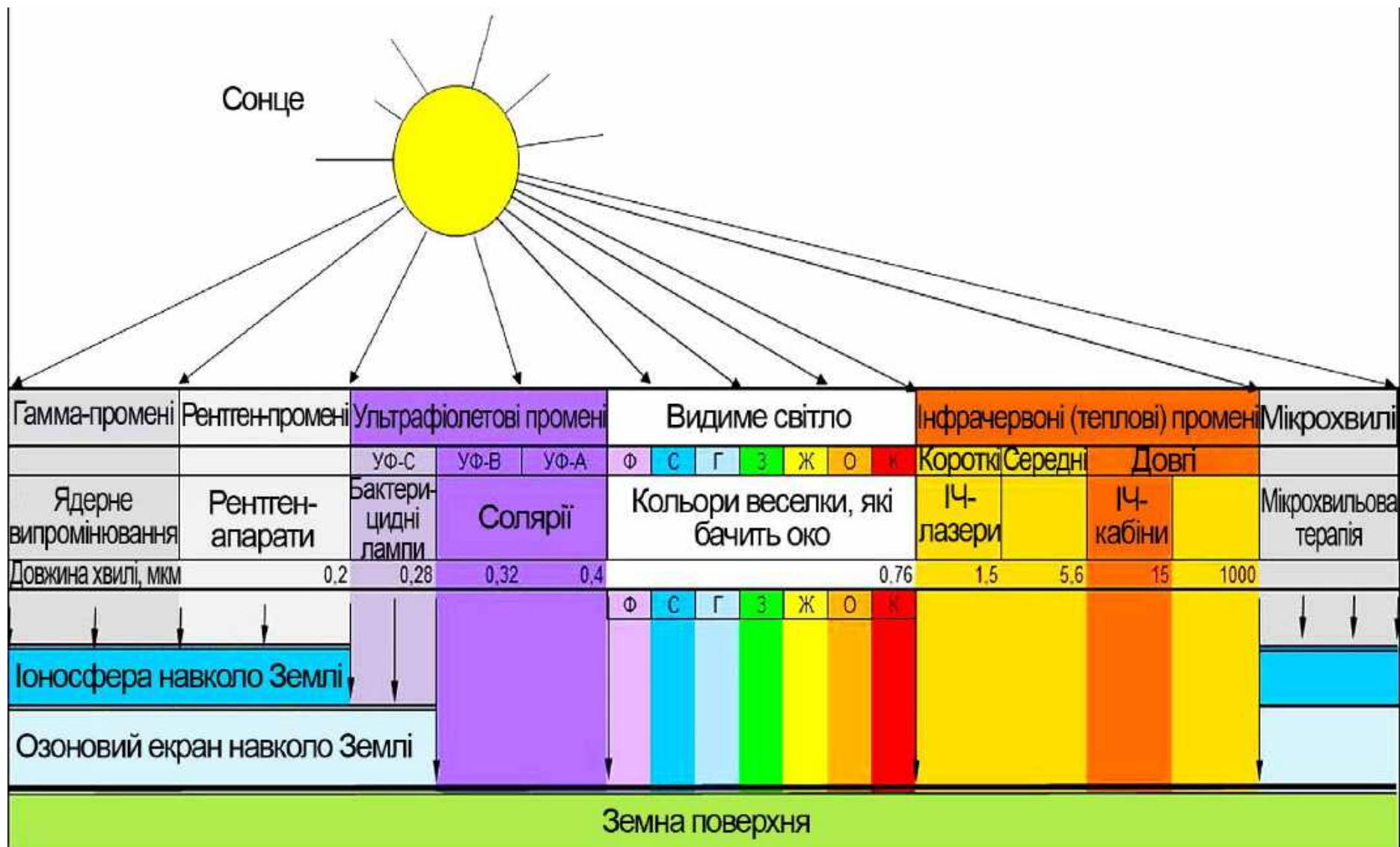


Рис. 1.2. Частотні діапазони випромінювання Сонця і їх використання в системах ДЗ Землі, атмосфери та в медицині

Перевага останньої полягає в тому, що спостерігати поверхню Землі можна в будь-який час доби незалежно від стану атмосфери.

Методи дистанційного зондування Землі з космосу можна поділити на два великі класи: пасивні й активні.

Методи пасивного ДЗЗ з космосу базуються на реєстрації відбитого сонячного випромінювання, просумованого з власним випромінюванням атмосфери, хмар і земного покриву й ослабленого в атмосфері.

Нині на орбіті надійно функціонують космічні багатоспектральні системи з інфрачервоними (ІЧ) каналами, що дають змогу на основі апіорної інформації про теплові властивості ґрунтів, гірських порід, руд, мінералів і матеріалів успішно розшифровувати космічні знімки, виявляти різні аномалії й будувати температурні карти земної поверхні та океану, стану рослинного покриву і т. д. Крім того, ІЧ-зйомка успішно застосовується для виявлення й оконтурювання підземних пожеж, постійного геотемпературного поля, підземних теплотрас. Досить специфічним та ефективним є використання багатозональної зйомки для вивчення водних об'єктів, що дає додаткові можливості, не реалізовані іншими методами. Підводні об'єкти дешифруються на глибинах від декількох до десятків метрів. Основна перевага цього методу полягає у використанні серії зональних (у різних смугах частот) зображень як різноглибинних зрізів товщі води й поверхні дна завдяки здатності променів різних спектральних діапазонів проникати на неоднакову глибину: найбільшу (до 20 м) – для променів блакитного діапазону; найменшу – для променів ближньої ІЧ-області спектра. Ці властивості відкривають можливості для дослідження поширення завислих речовин у воді – природного забруднення водою твердим стоком річок тощо.

Це дає змогу складати карти підводних ландшафтів з їх комплексною характеристикою для мілководних акваторій, але саме завдання освоєння й моніторингу шельфу набуло тепер першорядного значення.

Активне ДЗЗ у видимому діапазоні проводиться за допомогою лідарів (532 нм) (синьо-зеленої ділянки спектра), але здебільшого в радіодіапазоні.

При зондуванні з космосу використовуються вкрайвисокочастотні (ВВЧ) і надвисокочастотні (НВЧ) діапазони хвиль – від кількох міліметрів до кількох сантиметрів. У цьому діапазоні атмосфера Землі має високу прозорість, тому радіометри та радіолокатори дають змогу практично завжди здійснювати зондування земних покривів, причому незалежно від наявності хмар. Завдяки проникній здатності радіохвиль можна отримати додаткову інформацію про земні покриви, яку не вдається одержати під час спостережень в оптичному діапазоні. Так, певною мірою радіохвилі (дециметрового й метрового діапазонів) дають змогу «подолати» ефект екранування рослинними покривами й отримати інформацію безпосередньо про властивості земних ґрунтів, зокрема про їх шорсткість і вологість. З іншого боку, з допомогою радіохвиль здійснюється глибинне

зондування ґрунту, снігу, льоду, завдяки чому можна мати більш об'єктивні судження про фізичний стан земних покривів.

1.2. Комплексне вивчення природних ресурсів та екологічні дослідження

Найбільший ефект від використання даних космічного зондування Землі може бути отриманий при комплексному вивченні й картографуванні природних ресурсів. Комплексне вивчення й картографування на основі космічної інформації – це отримання нових відомостей про природні ресурси шляхом інтерпретації матеріалів космічної зйомки та їх спільного аналізу з даними традиційних досліджень.

Сканерні зйомки Землі й приймання цифрових зображень з сучасних супутників, а також широкий розвиток геоінформаційних систем дають змогу складати цифрові електронні тематичні карти. Завдяки застосуванню космічних методів більш оперативно й ефективно ведуться регіональні геолого-знімальні роботи. При цьому витрати на геологічну зйомку 1 км² території зменшуються на 15...20 %.

Упровадження космічних досліджень у комплекс нафтогазопошукових робіт забезпечує інформацією про розриви і складчастість тектоніки, а також глибинні структури земної кори. Аерокосмічні методи відіграють важливу роль і під час дорозвідки родовищ та їх експлуатації.

Космічні системи природознавчого, метеорологічного й океанологічного призначення, що нині функціонують, можуть ефективно використовуватися для екологічних досліджень глобального, регіонального й локального характеру. Наприклад, з орбітальних станцій було зафіксовано динаміку висихання Аральського моря.

Такі знімки дають змогу спостерігати за поширенням плям нафти й організовувати ефективні роботи з ліквідації наслідків аварій.

За космічними знімками не тільки виявляються лісові пожежі, а й прогнозується небезпека їх виникнення, оцінювання збитку від лісових пожеж.

1.3. Фізичні ефекти, що використовуються під час дистанційного зондування й моніторингу: відбиття, заломлення, поглинання випромінювання

1.3.1. Відбиття й заломлення

Відбиття й заломлення електромагнітного проміння, зокрема радіохвиль, відбуваються на неоднорідностях середовища або межах поділу різних середовищ і характеризуються коефіцієнтами відбиття й заломлення, що визначаються формулами Френеля, названими на честь

Огюста Френеля, французького фізика, який їх вивів. Формули Френеля визначають амплітуди й інтенсивності заломленої та відбитої електромагнітної хвилі при проходженні через плоску межу поділу двох середовищ з різними показниками заломлення. Відбиття світла, що описується формулами Френеля, називають френелівським відбиттям.

Формули Френеля є правильними в тому випадку, коли межа поділу двох середовищ є гладкою, середовища – ізотропними, кут відбиття дорівнює куту падіння, а кут заломлення визначається законом Снеліуса. У разі нерівної поверхні, особливо коли характерні розміри нерівностей – одного порядку з довжиною хвилі, істотне значення має дифузне відбиття електромагнітної хвилі від поверхні.

Часткове пропускання й відбиття хвилі, що біжить у середовищі, від низького до високого індексу заломлення показано на рис. 1.3.

При падінні на плоску межу розрізняють дві поляризації світла: s-поляризація – це поляризація світла, коли напруженість електричного поля електромагнітної хвилі є перпендикулярною до площини падіння (тобто площини, у якій лежать і падний, і відбитий промінь); р-поляризація – поляризація світла, коли вектор напруженості електричного поля лежить у площині падіння.

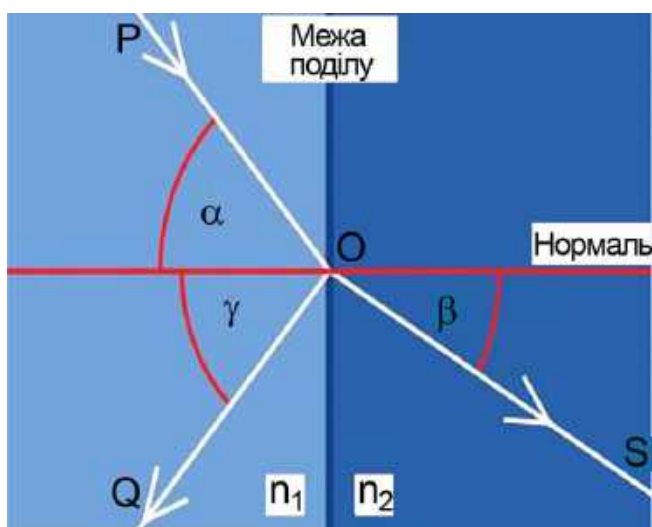


Рис. 1.3. Схематичне зображення траєкторії променя світла при падінні на межу поділу двох середовищ

Формули Френеля для s- і р-поляризації є різними. Оскільки електромагнітні хвилі (ЕМХ) з різними поляризаціями по-різному відбиваються від межі поділу, відбиті ЕМХ завжди є частково поляризованими, навіть якщо падна хвиля є неполяризованою. Кут падіння, при якому відбитий промінь – повністю поляризований, називають кутом Брюстера. Величина кута залежить від відношення показників заломлення середовищ, які формують межу поділу.

Формули Френеля для s-поляризації мають такий вигляд:

$$S = \frac{2n_1 \cos \alpha}{n_1 \cos \alpha + n_2 \cos \beta} P; \quad (1.1)$$

$$Q = \frac{n_1 \cos \alpha - n_2 \cos \beta}{n_1 \cos \alpha + n_2 \cos \beta} P,$$

де α – кут падіння; β – кут заломлення; n_1 – коефіцієнт заломлення середовища, з якого падає хвиля; n_2 – коефіцієнт заломлення середовища, у яке хвиля проходить; P – амплітуда хвилі, яка падає на межу поділу; Q – амплітуда відбитої хвилі; S – амплітуда заломленої хвилі.

Відношення коефіцієнтів заломлення називають відносним показником заломлення двох середовищ: $n_{21} = \frac{n_2}{n_1}$.

Коефіцієнт відбиття

$$R_s = \frac{|Q|^2}{|P|^2} = \frac{\sin^2(\alpha - \beta)}{\sin^2(\alpha + \beta)} \quad (1.2a)$$

Коефіцієнт пропускання

$$T_s = 1 - R_s. \quad (1.2b)$$

Формули Френеля для р-поляризації мають такий вигляд:

$$S = \frac{2 \cos \alpha \sin \beta}{\sin(\alpha + \beta) \cos(\alpha - \beta)} P; \quad (1.3)$$

$$Q = \frac{\operatorname{tg}(\alpha - \beta)}{\operatorname{tg}(\alpha + \beta)} P,$$

Коефіцієнт відбиття

$$R_p = \frac{\operatorname{tg}^2(\alpha - \beta)}{\operatorname{tg}^2(\alpha + \beta)}. \quad (1.4a)$$

Коефіцієнт пропускання

$$T_p = \frac{\sin 2\alpha \sin 2\beta}{\sin^2(\alpha + \beta) \cos^2(\alpha - \beta)} \quad (1.4b)$$

Як видно зі співвідношень (1.2a, 1.4a), коефіцієнт відбиття як на s-, так і на р-поляризації при великих кутах падіння $\alpha \approx 90^\circ$ (малих кутах ковзання) дорівнює приблизно 1 незалежно від значення відносного коефіцієнта заломлення. Тобто при таких кутах від межі поділу буде повністю відбиватися падна хвиля незалежно від того, наскільки відрізняються коефіцієнти заломлення середовищ (за винятком ситуації, коли вони є однаковими).

При нормальному падінні на межу поділу двох середовищ співвідношення (1.2a, 1.2b, 1.4a, 1.4b) мають вигляд

$$R = R_s = R_p = \left| \frac{n_2 - n_1}{n_2 + n_1} \right|^2, \quad T = T_s = T_p = \frac{4n_2 n_1}{(n_2 + n_1)^2}. \quad (1.5)$$

З виразу (1.5) випливає, що коефіцієнт відбиття збільшується при збільшенні різниці між коефіцієнтами заломлення середовищ. Коефіцієнт відбиття змінюється від 0 для середовищ, у яких коефіцієнти заломлення є однаковими до 1, коли $n_2 \rightarrow \infty$, наприклад для металів. Зараз для зменшення радіолокаційного відбиття від літальних апаратів застосовуються композитні матеріали, для яких коефіцієнт діелектричної проникності $\epsilon \approx 5 \dots 7$, а отже, коефіцієнт заломлення $n = \sqrt{\epsilon} \approx 2,24 \dots 2,65$.

Для прикладу на рис. 1.4 показано коефіцієнти відбиття для різних поляризацій, коли електромагнітна хвиля поширюється з середовища з меншою оптичною густиною ($n \approx 1$, повітря) у середовище з більшою у 2 рази оптичною густиною ($n \approx 2$, фторопласт) (рис. 1.4, а), і в зворотному напрямку (рис. 1.4, б). У першому випадку для s-поляризації коефіцієнт відбиття монотонно збільшується приблизно від 12 % (кути падіння близько 0°) до 1 (кути падіння близько 90°). Для р-поляризації характер змінення коефіцієнта відбиття – немонотонний. Спочатку при кутах від 0° до кута Брюстера (близько 63°) коефіцієнт відбиття зменшується від значення, такого ж, як для ортогональної поляризації (близько 12 %), до 0, а потім збільшується до 1 при кутах 90° .

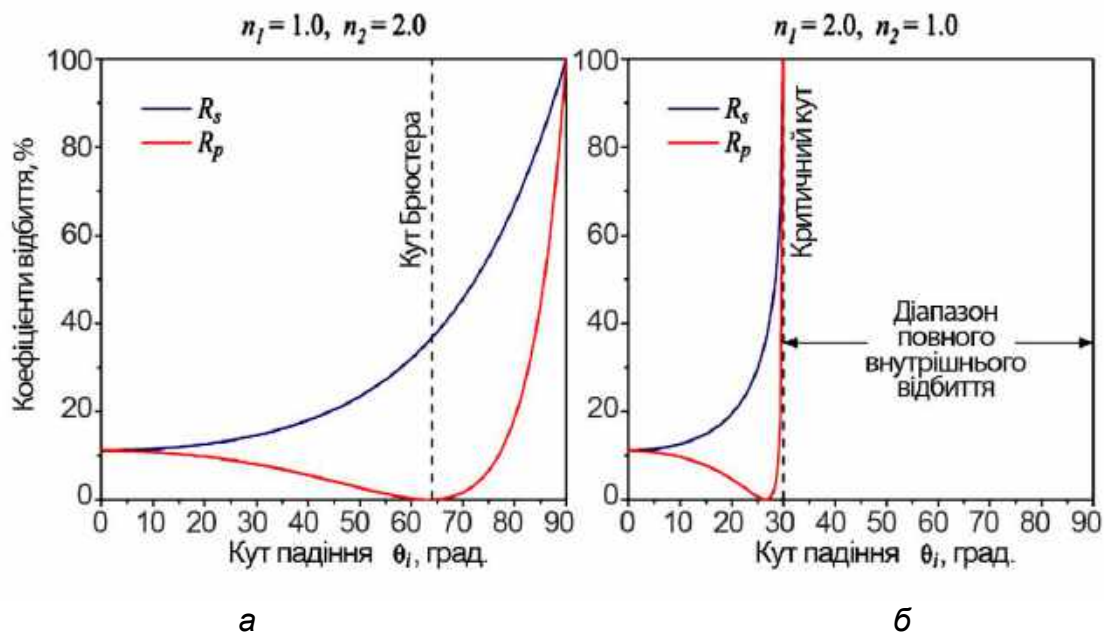


Рис. 1.4. Коефіцієнти відбиття ЕМХ від межі поділу в різних середовищах

При поширенні ЕМХ у зворотному напрямку, тобто з середовища з більшою оптичною густиною в середовище з меншою оптичною густиною (рис. 1.4, б), поведінка коефіцієнта відбиття на s- та р-поляризаціях є приблизно однаковою, однак до кутів повного внутрішнього відбиття, що визначаються згідно з законом Снеліуса:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = n_{21} = \frac{n_2}{n_1} \quad (1.6)$$

При повному внутрішньому відбитті $\alpha = 90^\circ$ і β визначається так:

$$\beta = \sin^{-1} \frac{1}{n_{21}} = \sin^{-1} n_{12} = \sin^{-1} \frac{n_1}{n_2}, \quad (1.7)$$

що для цього випадку становить 30° .

Таким чином, відбиття й заломлення ЕМХ при їх поширенні в середовищах залежить, першою чергою, від їх діелектричних густин, які визначаються коефіцієнтами заломлення.

1.3.2. Коефіцієнти заломлення середовищ

У табл. 1.1 наведено значення коефіцієнтів заломлення (n) газів, рідин і твердих речовин при нормальних умовах для лінії D, довжина хвилі якої приблизно дорівнює $0,5893 \mu$ (жовта лінія натрію).

Таблиця 1.1

Коефіцієнти заломлення середовищ

Речовина	n	$N = (n-1) \cdot 10^6$	Речовина	n
Гази			Рідини	
Азот	1,000298	298	Вода	1,3330
Аміак	1,000379	379	Вода+цукор 10 %	1,3479
Аргон	1,000281	281	Вода+цукор 20 %	1,3639
Ацетилен C_2H_2	1,000606	606	Вода+цукор 40 %	1,3997
Водень	1,000132... ...1,000138	132...138,4	Вода+цукор 80 %	1,4901
Вуглекислота	1,000451	451	Ацетон	1,3589
Водяна пара	1,000255	255	Гліцерин	1,4730
Закис азоту N_2O	1,000515	515	Метиловий спирт	1,3312
Окис азоту NO_2	1,000297	297	Пентан	1,3575
Гелій	1,000035	35	Толуол	1,4969
Кисень	1,000271	271	Етиловий спирт	1,3624
Метан CH_4	1,000441	441	Олива	1,46
Метиловий спирт C_2H_5OH	1,000552 1,000619	552...616	Масло парафінове	1,44
Неон	1,000067	67	Тверді речовини	
Окис вуглецю	1,000334	334	Вапняний шпат	1,6584... ...1,4864
Пентан C_5H_{12}	1,001701	1701	Слюда	1,56... ...1,6
Повітря	1,000292	292	Алмаз	2,417
Сірчистий газ	1,000686	686	Лід	1,31
Сірководень	1,000641	641	Топаз	1,63
Хлор	1,000768	768	Скло / крон-флінт	1,5163 / 1,7550
Етилен	1,000719	719	Кварц плавлений / кристалічний	1,4585 / 1,5534

Якщо коефіцієнти заломлення несуттєво відрізняються від 1 (як, наприклад, для газів), то використовується така характеристика, як індекс коефіцієнта заломлення $N = (n-1) \cdot 10^6$. Як видно з табл. 1.1, для газів і рідин цей індекс становить від кількох десятків (35 для гелію) до кількох тисяч (1701 для пентану) одиниць.

Слід зазначити, що коефіцієнти заломлення суттєво залежать від довжини хвилі. Це явище називають дисперсією. У радіодіапазоні для полярних діелектриків, таких як вода, коефіцієнт заломлення є значно вищим. Так, на частотах метрового й дециметрового діапазонів хвиль дійсна частина коефіцієнта заломлення дорівнює близько 9, а тангенс кута втрат – близько 45° . Ці значення зменшуються при підвищенні частоти до значень, наведених у табл. 1.1.

Як видно з наведених даних, коефіцієнти заломлення різних речовин (газів, рідин і твердих матеріалів) є різними. Це можна використовувати в галузях паливно-енергетичного комплексу для моніторингу загазованості повітря, контролю октанового числа бензинів. Прилади для вимірювання коефіцієнтів заломлення називають рефрактометрами. Для вимірювання використовується залежність власної частоти резонатора від діелектричної проникності середовища, що його заповнює. Цей вимірювальний резонатор зтягує частоту вимірювального генератора. При зміні характеристик середовища змінюється й частота автогенератора. Якщо її порівнювати зі стабілізованим генератором, то можна визначити зміни коефіцієнта заломлення середовища у вимірювальному резонаторі. Оскільки різниця коефіцієнтів заломлення в різних середовищах є невеликою, потребується створення високостабільних резонаторів у НВЧ- та ВВЧ-діапазонах хвиль з використанням термостабільних матеріалів, таких як інвар (температурний коефіцієнт розширення $0,3 \cdot 10^{-6}$ град. $^{-1}$); одночасно з використанням схем термокомпенсації. Зараз з використанням цих двох підходів у рефрактометрах НВЧ-діапазону хвиль ($F = 10$ ГГц) реалізовано рекордну чутливість приладів для вимірювання коефіцієнтів заломлення: $\Delta N = 0,01 N = 10^8 \Delta n$.

1.3.3. Теплове випромінювання. Основні поняття, характеристики й закони

Теплове випромінювання – електромагнітне випромінювання, що виникає внаслідок внутрішньої енергії тіла. Теплове випромінювання має суцільний спектр, розташування й інтенсивність максимуму якого залежать від температури тіла. При охолодженні максимум зміщується в довгохвильову частину спектра. Причиною того, що речовина випромінює електромагнітні хвилі, є те, що речовини й середовища складаються з атомів і молекул, які, своєю чергою, складаються з заряджених частинок, через що речовина пронизана електромагнітними полями. Зокрема, при зіткненнях атомів і молекул відбувається їх ударне збудження з подальшим виділенням енергії.

Характерною рисою є те, що при усередненні коефіцієнта випромінювання за максвелівським розподілом, починаючи з енергій $h\nu \sim kT$, у спектрі відбувається експонентний завал. У разі, якщо випромінювання перебуває в термодинамічній рівновазі з речовиною, то таке випромінювання називають рівноважним. Спектр такого випромінювання є еквівалентним спектру абсолютно чорного тіла й описується законом Планка. Однак у загальному випадку теплове випромінювання не перебуває в термодинамічній рівновазі з речовиною, отже, більш гаряче тіло остигає, а більш холодне – навпаки, нагрівається. Спектр такого випромінювання визначається законом Кірхгофа.

Наведемо основні поняття й характеристики теплового випромінювання.

Енергетична світність тіла – фізична величина, що є функцією температури і дорівнює енергії, що випромінюється в одиницю часу з одиниці площі поверхні тіла в усіх напрямках і по всьому спектру частот. Одиниця вимірювання: $1 \text{ Дж}/(\text{с} \cdot \text{м}^2) = 1 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

Спектральна щільність енергетичної світності – функція частоти й температури, що характеризує розподіл енергії випромінювання по всьому спектру частот (або довжин хвиль).

Поглиналина здатність тіла – функція частоти й температури, що показує, яка частина енергії електромагнітного випромінювання, що падає на тіло, поглинається тілом. Обидві енергії (падна й поглиналина) беруться в розрахунок на одиницю площі, одиницю часу й одиничний інтервал частот.

Відбивна здатність тіла – функція частоти й температури, що показує, яка частина енергії електромагнітного випромінювання, що падає на тіло, відбивається від нього.

Абсолютно чорне тіло (АЧТ) – це фізична абстракція (модель), під якою розуміють тіло, яке повністю поглинає все електромагнітне випромінювання, що на нього падає.

Сіре тіло – це таке тіло, коефіцієнт поглинання якого не залежить від частоти, а залежить тільки від температури.

Об'ємна густина енергії випромінювання – функція температури, що дорівнює енергії електромагнітного випромінювання з одиничного об'єму в усьому спектрі частот.

Основні закони теплового випромінювання:

- закон Стефана – Больцмана;
- закон випромінювання Кірхгофа;
- закон зміщення Віна.

Закон Стефана – Больцмана – інтегральний закон випромінювання абсолютно чорного тіла, що визначає залежність густини потужності випромінювання абсолютно чорного тіла від його температури.

RE (інтегральна енергетична світність) – енергетична світність, що визначає кількість енергії, яка випромінюється з одиничної поверхні за

одиночку часу в усьому інтервалі частот від 0 до ∞ при температурі T .

Австрійський учений Й. Стефан і німецький учений Л. Больцман сформулювали такий закон: енергетична світність абсолютно чорного тіла пропорційна четвертому степеню термодинамічної температури:

$$R_e = \sigma T^4, \quad (1.8)$$

де $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴) – постійна Стефана – Больцмана.

За законом Стефана – Больцмана можна визначити залежність RE від температури, але неможливо визначити спектральний склад випромінювання абсолютно чорного тіла. З експериментальних кривих залежності $r_{\lambda, T}$ від λ при різних T випливає, що розподіл енергії в спектрі абсолютно чорного тіла є нерівномірним. Усі криві мають максимум, який зі збільшенням T зміщується в бік коротких довжин хвиль. Площа, обмежена кривою залежності $r_{\lambda, T}$ від λ , дорівнює RE (це випливає з геометричного сенсу інтеграла) і є пропорційною T^4 . Закон Стефана – Больцмана дає змогу отримати оцінки енергетичної світності абсолютно чорного тіла. Для реальних тіл енергетична світність буде меншою пропорційно інтегральній поглинальній здатності тіла, що завжди менше 1.

Закон зміщення Віна (1864–1928): довжина хвилі (λ_{\max}), на яку припадає максимум випромінювальної здатності АЧТ при певній його температурі T , є обернено пропорційною цій температурі:

$$\lambda_{\max} = b/T, \quad (1.9)$$

де $b = 2,9 \cdot 10^{-3}$ м·К – постійна Віна.

Зі зростанням температури максимум випромінювальної здатності зміщується в бік коротких довжин хвиль.

Дослідним шляхом (рис. 1.5, а) виявлено, що при певній температурі формула Віна є правильною для коротких хвиль і дає різкі розбіжності з експериментом в області довгих хвиль. Формула Релея – Джинса виявилася правильною для довгих хвиль і не може бути застосована для коротких.

Дослідження теплового випромінювання з використанням формули Релея – Джинса показало, що в межах класичної фізики неможливо вирішити питання про функцію, що характеризує радіаційну здатність абсолютно чорного тіла. Невдалу спробу пояснення законів випромінювання АЧТ з допомогою апарату класичної фізики називають ультрафіолетовою катастрофою. Ці суперечності 1900 року усунув М. Планк, який зробив припущення, що тіла випромінюють не безперервно, а квантами.

Формула Планка – вираз для визначення спектральної щільності потужності випромінювання (спектральної щільності енергетичної світності)

абсолютно чорного тіла. Як приклад на рис. 1.5, б зображено спектральні щільності випромінювання абсолютно чорних тіл при різних температурах.

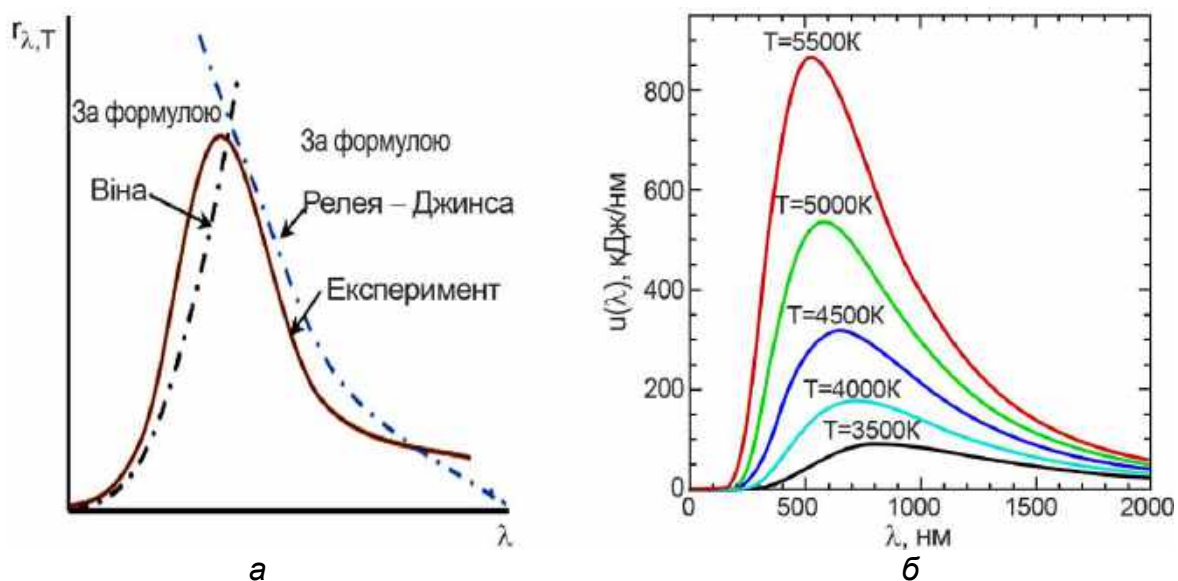


Рис. 1.5. Випромінювальна здатність: а – експеримент і теоретичні залежності; б – залежність від температури

Реальні тіла мають поглинальну здатність менше одиниці, а отже, і меншу, ніж у абсолютно чорного тіла, радіаційну здатність. Тіла, поглинальна здатність яких не залежить від частоти, називають сірими. Їх спектр має такий же вигляд, як і спектр абсолютно чорного тіла. У загальному ж випадку поглинальна здатність тіл залежить від частоти і температури, і їх спектр може істотно відрізнятися від спектра абсолютно чорного тіла.

Видно, що при зростанні температури максимум спектральної щільності зміщується в короткохвильову частину спектра. Саме цю особливість й описує закон Віна.

Закони відбиття, заломлення випромінювання є фізичною основою для побудови систем дистанційного зондування й моніторингу навколишнього середовища.

Контрольні запитання і завдання

1. Наскільки можна знизити відбиття проміння від літаків і космічних апаратів, використовуючи під час їх виготовлення замість металу композитні матеріали?
2. При яких кутах електромагнітні хвилі, що поширюються в композитному матеріалі, матимуть повне внутрішнє відбиття?
3. Яка температура є більшою – поверхні зірок чи Сонця?
4. На яку довжину хвилі припадає максимум випромінювання людини?

5. Якими є затрати енергії людини на випромінювання за добу?
6. Яким чином можна знизити тепловий контраст спостереження за випромінюванням літаків?
7. Якою має бути температура горіння теплової пастки, щоб було забезпечено найбільш ефективний захист літака від ураження ракетою з тепловою головкою наведення?
8. Яку чутливість до загазованості повітря метаном у шахті повинен мати радіорефрактометр?
9. Як з допомогою радіорефрактометра здійснити контроль стану сп'яніння водія транспортного засобу? Оцінити чутливість методу.
10. Оцінити потужність випромінювання Сонця, а також щільність потужності випромінювання на поверхні Землі. Максимум випромінювання Сонця припадає на жовтий колір – довжина хвилі 0,48 мкм.

Розділ 2. РОЗСІЯННЯ РАДІОХВИЛЬ МОРЕМ

Розглянуто теоретичні моделі зворотного розсіяння від поверхні моря, проаналізовано можливість розв'язання оберненої задачі – визначення параметрів хвилювання за характеристиками розсіяного сигналу. Наведено результати експериментального вивчення в міліметровому й сантиметровому діапазонах радіохвиль питомої ефективної поверхні розсіяння (ПЕПР) моря, спектрів і законів розподілу розсіяного сигналу, а також впливу на них стану морської поверхні й геометрії її опромінення. Для опису сигналу, розсіяного морем, використовується класичний підхід опису стаціонарних процесів, як гавсових, так і негавсових. Наведено феноменологічні моделі для розрахунку ПЕПР і спектра сигналу, розсіяного морем.

2.1. Характеристики морської поверхні

Море являє собою розподілену ціль, і величина відбитого сигналу залежить від величини площі опроміненої ділянки. Щоб виключити цей вплив, сигнал, відбитий від морської поверхні, зазвичай описується в термінах ефективної площі розсіювання на одиницю опроміненої площі.

Вітрова морська хвиля – це хвиля, що виникає внаслідок взаємодії вітру з поверхнею води. Доки вітер впливає на поверхню води, шорсткість поверхні, обумовлена цим, називається хвилями; після припинення вітру ця шорсткість називається брижами.

Гравітаційна хвиля – хвиля, швидкість поширення якої визначається головним чином силою тяжіння. Хвилі на воді завдовжки більше 5 см вважаються гравітаційними хвилями.

Капілярна хвиля (називається також капілярними брижами) – хвиля, швидкість поширення якої визначає головним чином поверхневий натяг рідини, по якій ця хвиля поширюється. Хвилі завдовжки менше 2,5 см вважаються капілярними хвилями.

Область розганання (називається також областю зародження хвиль) – 1) ділянка морської поверхні, на якій виникають хвилі під дією вітру, що має постійні напрямки і швидкість; 2) протяжність області розганання, виміряна в напрямку вітру, під дією якого відбувається зародження хвиль.

Тривалість дії – час, протягом якого вітер віє практично в одному напрямку над областю розганання.

Брижі – океанські хвилі, які вийшли за межі своєї області зародження. Брижі характеризуються більшою періодичністю й більшим періодом, а також більш пологими гребенями, ніж хвилі в області зародження.

Хвилі – хвилі, що виникають під дією вітру або підтримуються вітром у межах області зародження (на відміну від бриж).

Спектр хвиль – графік (на хвилеграмі), що показує розподіл висоти хвиль (або квадрата їх висоти) за частотою.

Стан моря – кількісний або якісний опис шорсткості поверхні моря.

Для повністю розвинутого хвилювання (тобто такого, характеристики якого для фіксованої зони розганяння при зафіксованій швидкості вітру в часі не змінюються) середній період T , середня довжина λ і висота h_{rms} хвилі залежать від швидкості вітру U :

$$T = 0,64U; \lambda = 0,64U^2; h_{rms} = 0,005U^2. \quad (2.1)$$

Для опису хвилювання використовують декілька шкал: шкали Дугласа та ВМО, вітрову шкалу Бофорта (табл. 2.1, 2.2).

Таблиця 2.1

Шкали Дугласа та ВМО для опису хвилювання та бриж на морі

Бали	Висота хвиль за кодом 75 ВМО, м	Шкала Дугласа	
		Висота хвиль, м	Стан моря
0	0	0	Штиль
1	0...0,1	<0,3	Спокійне
2	0,1...0,5	0,3...0,9	Легке хвилювання
3	0,5...1,2	0,9...1,5	Помірне хвилювання
4	1,2...2,4	1,5...2,4	Бурхливе
5	2,4...3,9	2,4...3,6	Дуже бурхливе
6	3,9...6	3,6...6	Високі хвилі
7	6...9	6...12	Дуже високі хвилі
8	9...13,5	>12	Круті хвилі
9	>13,5	-	Безладні хвилі

Таблиця 2.2

Вітрова шкала Бофорта

Бали Бофорта	Характеристика вітру	Швидкість вітру, м/с
0	Штиль	<0,5
1	Тихий	0,5...1,5
2	Легкий	2...3
3	Слабкий	3,5...5
4	Помірний	5,5...8
5	Свіжий	8,5...10,5
6	Сильний	11...13,5
7	Міцний	14...16,5
8	Дуже міцний	17...20
9	Шторм	20,5...23,5
10	Сильний шторм	24...27,5
11	Жорсткий шторм	28...31,5
12	Ураган	>32

2.2. Теорія зворотного розсіювання хвиль НВЧ-діапазону поверхнею моря

Теоретичні моделі. Експериментальні й теоретичні дослідження зворотного розсіювання радіохвиль НВЧ-діапазону поверхнею моря дали змогу визначити механізм цього явища і створити модель поверхні, що розсіює. Найбільшого поширення й популярності набули дві з них: фацетна і двомасштабна.

Спостереження сонячного світла, відбитого від водної поверхні, привели до формулювання фацетної теорії. Для опису радіолокаційного розсіювання в цій теорії використовуються методи геометричної оптики. Розсіювальна поверхня подається у вигляді сукупності пластин (фацетів) різних розмірів та орієнтацій з незалежними фазами розсіяних сигналів. Фацетна модель дає змогу задовільно пояснювати багато ефектів, що спостерігаються у сигналі, відбитому від моря, при кутах опромінення поверхні, близьких до 90°. Разом з тим, у ній не враховується ні можливість появи при малих кутах ковзання й сильному хвилюванні затінених ділянок, ні розсіювання від таких утворень на морській поверхні, як баранці, бризки, спричинені обрушенням хвиль. Рівні розсіяного сигналу при ковзних кутах опромінення, розраховані з використанням фацетної теорії, є суттєво меншими від реально спостережуваних.

У роботах Ф. Басса, І. Фукса, А. Калмикова було розроблено двомасштабну модель, згідно з якою зворотне розсіювання морем при ковзних кутах опромінення пов'язане з резонансним механізмом, тобто формується лише певними складовими спектра хвилювання, довжина хвилі яких

$$\Lambda = \frac{\lambda}{2} \cos^{-1} \psi , \quad (2.2)$$

де λ – довжина хвилі РЛС, а ψ – кут ковзання.

Слід зазначити, що для хвиль сантиметрового й міліметрового діапазонів розсіювання при ковзних кутах відбувається на дрібних брижах гравітаційної і капілярної ділянок спектра морського хвилювання. Великі хвилі приводять лише до амплітудної й фазової модуляції розсіяного сигналу. У межах двомасштабної моделі отримано співвідношення для центрального зсуву й ширини спектра розсіяних сигналів, аналіз яких показує, що доплерівський зсув частоти визначається орбітальною швидкістю великої хвилі, швидкістю вітрового зносу і фазовою швидкістю брижів за відсутності великої хвилі. Причому в діапазоні НВЧ домінуючий внесок роблять перші два ефекти, а отже, центральний зсув доплерівського спектра розсіяного сигналу має бути пропорційним λ^{-1} . Ширина спектра визначається різницею швидкостей розсіювачів у межах імпульсного

об'єму. При цьому розширення спектра розсіяного морем сигналу пов'язано з частотною модуляцією великої хвилі і збільшується при збільшенні хвилювання. У цілому слід зазначити, що двомасштабна модель розсіювання морською поверхнею дала змогу визначити кутову залежність ПЕПР моря, механізм утворення доплерівського зсуву і розширення спектра розсіяного сигналу, а також пояснити нерелеївський характер відбиття модуляційними ефектами великих гравітаційних хвиль. Разом з тим, при малих кутах ковзання експериментально виявлено кілька ефектів, які неможливо визначити в межах цієї моделі. Так, при малих кутах ковзання і хвилюванні понад 2 бали питома ефективна поверхня розсіяння моря на горизонтальній поляризації є вищою, ніж на вертикальній. Найбільш помітна ця відмінність у короткохвильовій частині сантиметрового діапазону, і її немає в дециметровому. Існують відмінності в частотних діапазонах сигналів, розсіяних на різних поляризаціях. На горизонтальній поляризації доплерівський зсув частоти є більшим, ніж на вертикальній. Частину ефектів, що спостерігалися, удалося пояснити відбиттями від загострених гребенів хвиль.

Із застосуванням описаних моделей зворотного розсіяння не розглядають питання про характеристики сигналу в умовах обрушення морських хвиль. У моделях не враховується поява бризок, які можуть призводити до помітного збільшення ПЕПР і розширення спектра, особливо в міліметровому діапазоні хвиль.

Визначення параметрів хвилювання за радіолокаційним зображенням поверхні. Теоретично обґрунтовано й експериментально доведено можливість радіолокаційної стереозйомки просторово-часових характеристик морського хвилювання. Показано, що радіояскравість зображення морської поверхні після статистичного усереднення великої кількості незалежних відліків дає змогу судити про хвильовий рельєф поверхні моря. Як приклад на рис. 2.1 показано радіолокаційні зображення ділянки морської поверхні, отримані береговими РЛС сантиметрового й міліметрового діапазонів у секторі кутів близько 160° (рис. 2.1, а), 60° (рис. 2.1, б) і 18° (рис. 2.1, в) при хвилюванні на морі понад 4 бали.

На радіолокаційних зображеннях простежується просторова періодичність морського хвилювання, особливо при хвилях – брижах (див. рис. 2.1, а). При вітровому хвилюванні вона виражена менш чітко (див. рис. 2.1 б, в). У правій частині рис. 2.1 а, б затемненим є зображення ділянки суші, яка відбиває ЕМХ більш сильно, ніж морська поверхня. На морській поверхні найбільш сильно відбивають гребені морських хвиль. Якщо роздільна здатність РЛС є вищою, ніж просторовий період морських хвиль, то вони будуть розподілятися. При зміні азимута опромінення морської поверхні відносно напрямку головного бігу хвиль спостерігається збільшення просторового періоду (див. рис. 2.1, а).

Співвідношення, отримані в лінійному наближенні, зв'язують

просторовий спектр радіолокаційного зображення морської поверхні і спектр морського хвилювання.

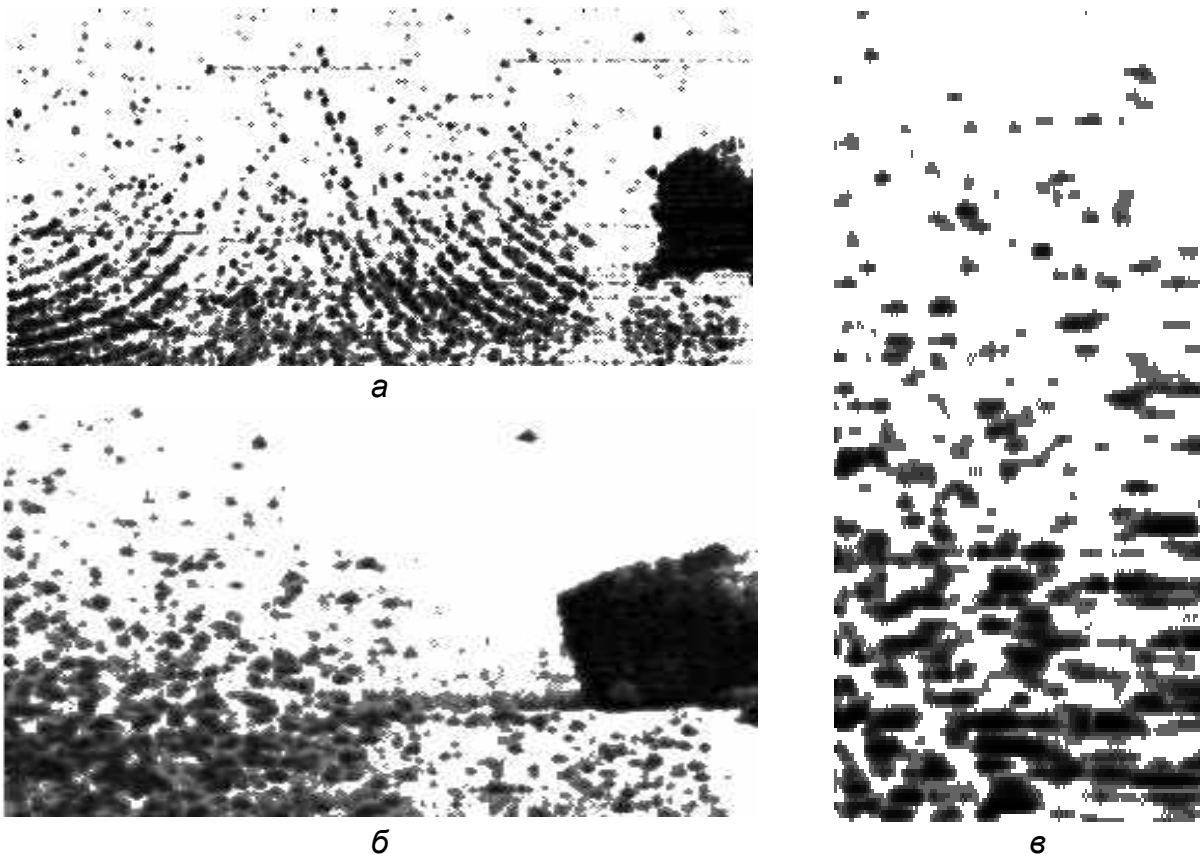


Рис. 2.1. Радіолокаційні зображення ділянок морської поверхні, отримані імпульсними РЛС на хвилі 3 см (а), 2 см (б) і 8 мм (в)

Це дає можливість визначати океанографічні параметри морської поверхні за її радіолокаційним зображенням. При теоретичному розгляді питання не враховується нелінійність зв'язку характеристик розсіяного сигналу й хвилювання при малих кутах ковзання, а також анізотропія спектральної щільності брижів, що резонансно розсіює сигнал в азимутальній площині і по схилу хвилі. Однак ці ефекти не спричиняють істотних помилок при визначенні океанографічних параметрів морського хвилювання за характеристиками розсіяного сигналу (тобто при розв'язанні оберненої задачі), принаймні, у тих випадках, коли основний інтерес становлять характеристики в області частот поблизу максимуму спектра хвилювання. Розроблений підхід дає змогу за амплітудними й частотними характеристиками сигналу, розсіяного морем, визначати групову структуру хвилювання, його просторовий, кутовий спектри, а також висоту морської хвилі. При цьому відбиття від моря фактично використовується для вивчення океанографічних характеристик хвилювання. Однак, для селекції малорозмірних цілей основне значення має вивчення особливостей характеристик завад, що створюються відбиттями від поверхні моря, а також їх залежностей від метеорологічних параметрів не тільки поблизу

максимуму спектра, а й у малоенергетичній області.

2.3. Модель ПЕПР зворотного розсіювання сантиметрових і міліметрових радіохвиль морем при малих кутах ковзання

Інтенсивність зворотного розсіювання радіохвиль морем, як уже зазначалося, залежить від багатьох факторів, найважливішими з яких є швидкість вітру, кут ковзання й азимутальний кут опромінення поверхні відносно напрямку вітру. Швидкість вітру для розвиненого хвилювання повністю визначає стан морської поверхні і ступінь її шорсткості, від якої значною мірою залежить ПЕПР моря при малих кутах ковзання. Кут ковзання визначає, де відбувається опромінення відбивної ділянки поверхні – у зоні прямої видимості чи в області інтерференції, коли поле, що опромінює поверхню, формується не тільки прямим сигналом, а й сигналом, відбитим від поверхні. Нарешті, азимут опромінення поверхні визначає залежність ПЕПР моря від напрямку поширення морських хвиль, що, своєю чергою, для розвиненого вітрового хвилювання збігається з напрямком вітру.

Запропоновано (у масшасчусетській моделі) подавати ПЕПР моря у вигляді трьох співмножників, в яких ураховується вплив швидкості вітру, кута ковзання й азимута опромінення поверхні. У пізніших моделях також використовувалося таке подання ПЕПР моря, проте додатково враховувався вплив підвищеної рефракції в приводному шарі тропосфери і внесок у ПЕПР унаслідок розсіювання на хвилях, що обрушуються. Як показали експериментальні дослідження, внесок у ПЕПР моря хвиль, що обрушуються, у короткохвильовій частині міліметрового діапазону (хвиля 2 мм) стає дуже значним. При розробленні цих моделей передбачалося, що насичення ПЕПР відбувається при швидкостях вітру 5...7 м/с. Однак експериментальні дослідження показують, що насичення ПЕПР зі зменшенням довжини хвилі опромінювального поля відбувається при менших швидкостях вітру. При описі азимутальних залежностей ПЕПР не враховувалися останні результати, отримані А. Муром. У цьому підрозділі розглянуто феноменологічну модель ПЕПР моря для міліметрового й сантиметрового діапазонів хвиль при ковзних кутах опромінення поверхні.

Залежність від швидкості вітру. Як вихідні дані для побудови моделі використовувалися результати експериментального вивчення характеристик зворотного розсіювання від морської поверхні, отримані із застосуванням когерентно-імпульсних систем з довжинами хвиль 3 см, 8 мм і 4 мм. Висота розміщення антен вимірювальних систем (близько 11 м) дала змогу провести дослідження при кутах ковзання від 2° до $0,1^{\circ}$. Вимірювання проводилися в м. Севастополі в акваторії Каламітської затоки. Обмеженість зони розгону хвиль (до 100 км), значні глибини (понад 100 м), віддаленість від берега понад 500 м, стійкі вітри – фактори, що дали змогу проводити

вимірювання в умовах повністю розвиненого хвилювання та екстраполювати їх результати на відкрите море.

На рис. 2.2 зображено графіки залежності ПЕПР моря від швидкості вітру при кутах ковзання більше критичного, тобто коли на відбиття від поверхні моря практично не впливають інтерференційні явища. Суцільні лінії являють собою апроксимацію експериментальних даних за методом найменших квадратів функціями вигляду

$$\sigma^0 \approx a \lg \left(b \frac{(U/U_0)^4}{1+(U/U_0)^4} \right), \quad (2.3)$$

де U_0 – швидкість вітру, після якої відбувається швидке насичення ПЕПР. У такій апроксимувальній функції враховується, що при малих швидкостях вітру ($U \leq U_0$) ПЕПР збільшується пропорційно: $\sigma^0 \approx U^4$, тоді як при великих ($U \geq U_0$) – швидко досягає насичення: $\sigma^0 \approx \sigma_0 = const$. Вибір четвертого степеня залежності обумовлено тим, що ПЕПР змінюється пропорційно дисперсії висоти нерівностей поверхні. При цьому середньоквадратична висота морських хвиль збільшується пропорційно U^n , де $n = 2...3$. Раніше [6] для опису залежності ПЕПР від швидкості вітру використовувався вираз вигляду

$$\sigma^0 \sim U^\gamma ; \quad \gamma \approx 3,3. \quad (2.4)$$

У табл. 2.3 наведено значення коефіцієнтів апроксимації, отримані за формулою (2.3).

Таблиця 2.3

Значення коефіцієнтів апроксимації залежності ПЕПР моря від швидкості вітру

λ , мм	a	b	U_0 , м/с	σ^0 , дБ	Кількість точок
4,1	11,92	0,021	7,44	-20,08	63
8,0	14,30	0,037	11,89	-20,54	139

Як видно з табл. 2.3, швидкість вітру, при якій починається насичення ПЕПР моря, залежить від довжини хвилі опромінюваного поля. Параметр, що характеризує максимальні ПЕПР, для обох довжин хвиль є приблизно однаковим.

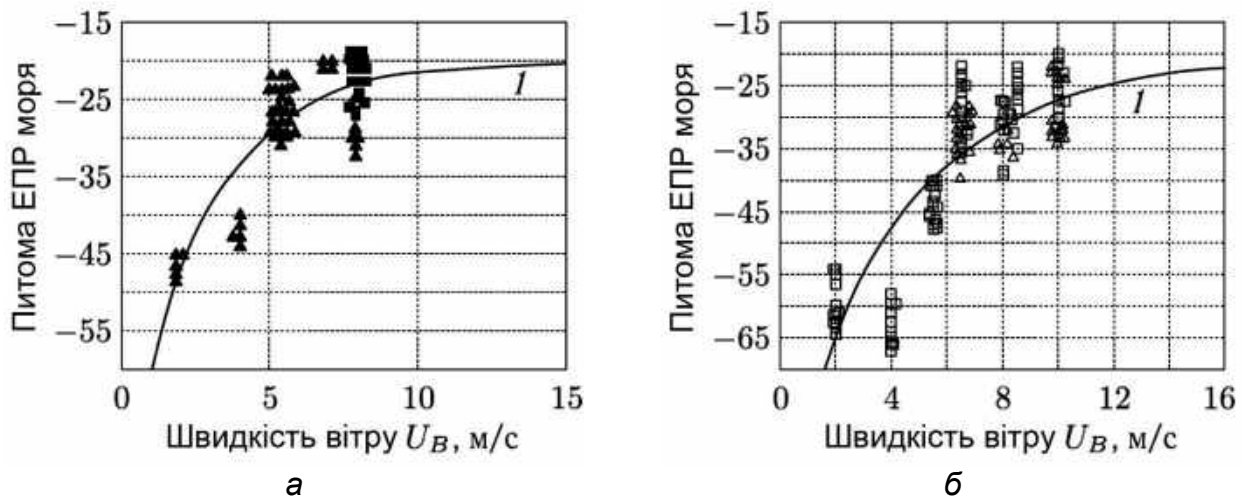


Рис. 2.2. Залежність питомої ЕПР моря від швидкості вітру:
 а – $\lambda = 4,1$ мм; ■ – ГП, ▲ – ВП; б – $\lambda = 8,15$ мм; □ – ГП, Δ – ВП, ○ – КП

У моделях [6] передбачалося, що швидкість вітру, яка визначає насичення ПЕПР моря, є однаковою для всіх довжин хвиль. Це швидкість вітру, при якій настає насичення спектральної щільності брижів, що резонансно розсіюють, тобто відбувається формування рівноважного філіпсівського інтервалу спектра [6], – 5...7 м/с. У цьому випадку характерні значення швидкості вітру, що визначають початок насичення ПЕПР, збільшуються при збільшенні довжини хвилі опромінювального поля. Це пов'язано з тим, що насичення ПЕПР моря визначається не тільки насиченням спектральної щільності брижів, що резонансно розсіюють, але й насиченням значень параметра шорсткості поверхні, на значення якого впливають і довші, ніж резонансні брижі, довжини хвиль [4], для яких насичення настає при більших, ніж для філіпсівського спектра, швидкостях вітру. Припускаючи, що залежність U_0 від довжини хвилі має вигляд

$$U_0 \approx U^0 \lambda^n, \quad (2.5)$$

можна визначити, що $U^0 \approx 2,76$ м/с, а $n \approx 0,7$, причому λ виражається в міліметрах.

Слід зазначити, що це значення швидкості приблизно відповідає швидкості вітру, до якої повітряний потік над поверхнею є ламінарним (близько 3 м/с). Досить великий експериментальний матеріал було використано під час побудови масшасетської феноменологічної моделі розсіювання електромагнітних хвиль від морської поверхні в діапазоні частот від 1 до 100 ГГц. Згідно з отриманими емпіричними співвідношеннями в міліметровому діапазоні при слабкому хвилюванні $\sigma^0 \sim \lambda^{-(0,5-1)}$, у той час як для сильного хвилювання більш характерною є залежність $\sigma^0 \sim \lambda^0$ або навіть $\sigma^0 \sim \lambda^{+0,5}$ для вертикальної поляризації випромінювання й приймання. Отримані результати ($n \approx 0,7$) узгоджуються з цими даними.

Залежність від кута ковзання. Для отримання емпіричних залежностей ПЕПР від кута ковзання було відібрано дані, отримані для приблизно однакових станів морської поверхні (рис. 2.3).

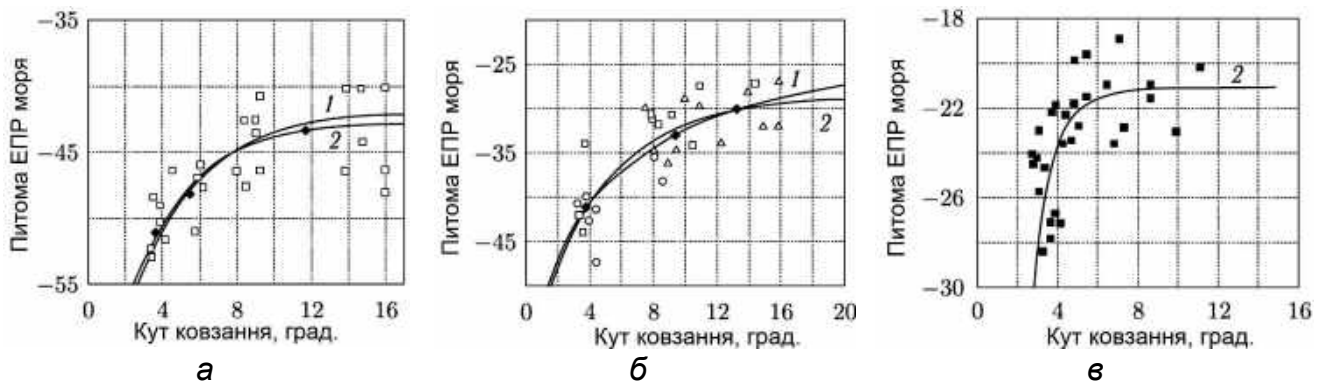


Рис. 2.3. Залежність ПЕПР від кута ковзання ψ при $\lambda = 8,15$ мм (\blacklozenge – середнє значення), апроксимація: 1 – за середнім значенням, 2 – за круговою поляризацією; а – $U = 5...6$ м/с; б – $U = 8$ м/с, $H_b = 0,5$ м (\square – ГП, \triangle – ВП, \circ – КП); в – $\lambda = 4,1$ мм, $U = 8$ м/с (\blacksquare – ГП)

На рис. 2.3 також показано апроксимацію експериментальних даних залежностями вигляду

$$\sigma^0 \approx a \lg b \left(\frac{(\psi / \psi_0)^4}{1 + (\psi / \psi_0)^4} \right), \quad (2.6)$$

де ψ_0 – критичний кут ковзання, що характеризує перехід від області інтерференції, для якої $\sigma^0 \approx \psi^4$ й існує сильний вплив на величину опромінювального елемента поверхні поля відбиття від самої поверхні, до області плато, для якої $\sigma^0 \approx const$ і відбиття від поверхні практично не впливає на рівень її опромінення. Значення коефіцієнтів, отримані при апроксимації поточних (\circ) і середніх значень ПЕПР (\blacklozenge) наведено в табл. 2.4.

Таблиця 2.4

Значення коефіцієнтів апроксимації залежності ПЕПР моря від кута ковзання

λ , мм	U , м/с	a	ϵ	ψ_0 , мрад	σ^0 , дБ
8,0	5...6	5,41	13 e-09	9,0	-42,7
8,0	5...6	5,66	4 e-08	9,9	-41,9
8,0	8	6,19	24 e-06	12,4	-28,6
8,0	8	5,36	18 e-06	21,2	-25,4
4,1	8	58,2	0,44	2,3	-21,1

Зменшення довжини хвилі приводить до збільшення ПЕПР при однакових умовах експерименту, а також до зменшення критичних кутів. ПЕПР моря збільшується при збільшенні швидкості вітру. Під критичними кутами розуміють такі кути ковзання, до яких рівень опромінення поверхні визначається не тільки полем прямого сигналу, але й полем сигналу,

відбитого від поверхні. Опромінення поверхні моря відбувається в області інтерференції цих полів. К. Мішель запропонував емпіричне співвідношення для визначення цих кутів:

$$\psi_0 = \frac{\lambda}{5H}, \quad (2.7)$$

де H – середня висота морських хвиль.

На рис. 2.4 зображено графіки залежності висоти H хвиль від швидкості вітру U , а в табл. 2.5 наведено коефіцієнти p_i , $i \in 1, 4$ емпіричних співвідношень для їх опису:

$$H = p_1 U^3 + p_2 U^2 + p_3 U^1 + p_4. \quad (2.8)$$

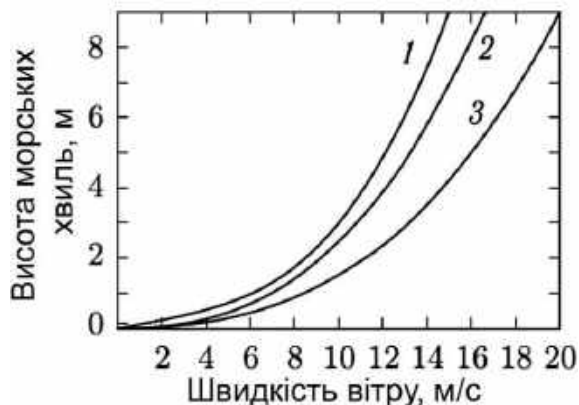


Рис. 2.4. Залежність висоти морських хвиль від швидкості вітру:

- 1 – середня висота 1/10 найвищих хвиль;
- 2 – показова висота;
- 3 – середня висота

За співвідношенням (2.8) і даними табл. 2.5 можна оцінити значення середньої висоти морських хвиль і використовувати його для обчислення критичних кутів (2.7) і розрахунку дистанційної залежності ПЕПР (2.6). У цілому при оцінюванні ПЕПР за табл. 2.4 можна визначити максимальні при певній швидкості вітру значення ПЕПР, а потім, використовуючи (2.6), – ПЕПР для заданого кута ковзання.

Таблиця 2.5

Коефіцієнти апроксимації висот морських хвиль

Висота хвиль	p_1	p_2	p_3	p_4
Середня висота 1/10 найвищих хвиль	$2,8 \cdot 10^{-2}$	0,01	0,12	$3,2e-15$
Показова висота	$1,1 \cdot 10^{-3}$	0,0143	0,0114	$7,7 \cdot 10^{-3}$
Середня висота	$8 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-3}$	0,01	$-1,378e-15$

Вплив підвищеної рефракції. Рефракція в приводному шарі тропосфери приводить до зміни локального кута опромінення поверхні і, як наслідок, до зміни її ПЕПР. Рефракційна поправка до геометричного кута ковзання визначається співвідношенням

$$\Delta\psi = \frac{1}{4} g_N R, \quad (2.9)$$

де g_N – градієнт коефіцієнта заломлення; R – відстань до елемента поверхні, що відбиває.

Тоді реальний кут ковзання $\hat{\psi}$ з урахуванням рефракційної поправки $\Delta\psi$ визначається формулою

$$\hat{\psi} = \psi + \Delta\psi. \quad (2.10)$$

Це означає, що зростання рефракції може приводити до збільшення локального кута опромінення морської поверхні, а отже, і величини її ПЕПР.

Залежність від азимута опромінення поверхні. Для розрахунку азимутальної залежності ПЕПР можна використовувати співвідношення, запропоноване Р. К. Муром:

$$\sigma^0 = a_0 + a_1 \cos \Delta\theta + a_2 \cos 2\Delta\theta, \quad (2.11)$$

де $\Delta\theta = \theta - \theta_0$ – азимутальний кут опромінення поверхні відносно напрямку вітру θ_0 .

Знаючи відношення ПЕПР при кутах опромінення $0^\circ, 90^\circ, 180^\circ$, можна оцінити коефіцієнти a_i , що входять у співвідношення (2.11):

$$\begin{aligned} a_0 &= \frac{\sigma^0(0) + 2\sigma^0(90) + \sigma^0(180)}{4}; \\ a_1 &= \frac{\sigma^0(0) - \sigma^0(180)}{2}; \\ a_2 &= \frac{\sigma^0(0) - 2\sigma^0(90) + \sigma^0(180)}{4}. \end{aligned} \quad (2.12)$$

Для оцінювання коефіцієнтів можна використовувати відношення ПЕПР у сантиметровому діапазоні хвиль при опроміненні поверхні моря в напрямках за вітром і проти нього (рис. 2.5) або отримані авторами навчального посібника ПЕПР у міліметровому діапазоні хвиль для різних азимутів опромінення поверхні моря (рис. 2.6).

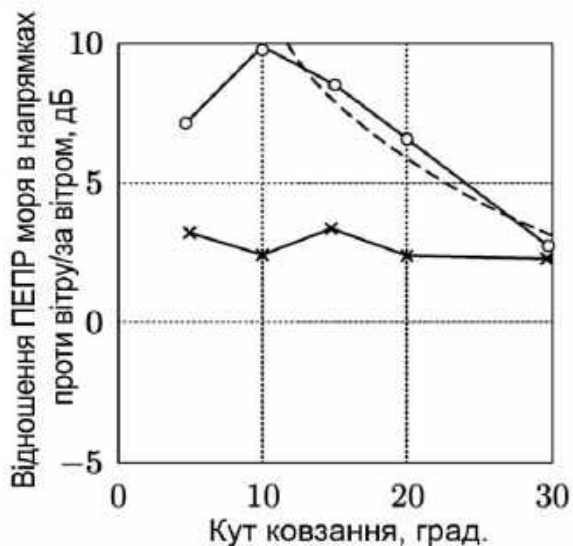


Рис. 2.5. Відношення ПЕПР моря в напрямках проти вітру і за вітром:
 $U_B = 5$ м/с; $\lambda = 3,2$ см, $\circ-\circ-$ – ГП;
 $\lambda = 10$ см, $-x-x-$ – ВП

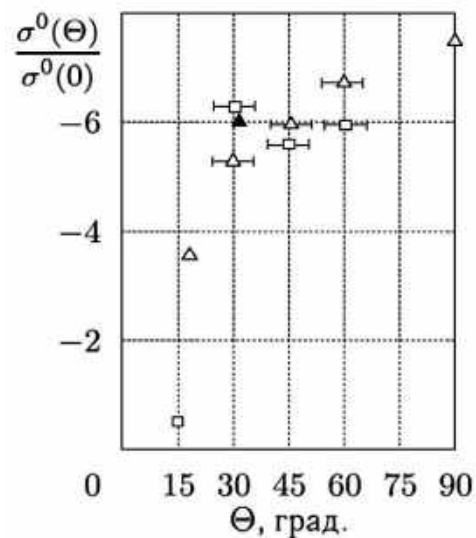


Рис. 2.6. Вплив азимута опромінення поверхні на ПЕПР моря на міліметрових діапазонах хвиль:
 $\lambda = 8$ мм, \square – ГП, Δ – ВП;
 $\lambda = 4,1$ мм, \blacktriangle – ВП

Внесок у ПЕПР унаслідок відбиття від хвиль, що обрушуються, і бризок. Для оцінювання впливу відбиття від хвиль, що обрушуються, і бризок ключовим є питання визначення водності (кількості вологи в одиниці об'єму при обрушенні хвилі). Слабка вивченість цього питання призводила до того, що авторам під час створення моделі розсіювання від хвиль, що обрушуються, доводилося ставити водність бризок із суто умоглядних міркувань. Було зроблено спробу розрахувати водність з використанням емпіричних даних про розподіл крапель у приводному шарі за висотою. Однак такий підхід є продуктивним для оцінювання стабільно існуючої в приводному шарі фракції бризок і не дуже підходить для оцінювання водності бризок, що утворилися при обрушенні хвиль. Обрушення хвиль відбувається тоді, коли вони досягають межі своєї стійкості. При цьому після обрушення утворюється хвиля меншої амплітуди (енергії), а частина її маси трансформується в бризки. Використовуючи діаграму, що характеризує зміну висоти хвилі при її обрушенні, і вважаючи, що форма хвилі при обрушенні не змінюється, нескладно показати, що маса води, що знаходиться в ній, є пропорційною її висоті, а отже, зміна висоти характеризує масу частини хвилі, що перетворилася на бризки.

Поляризаційні особливості. У дециметровому і більш довгохвильових діапазонах переважають відбиття на вертикальній поляризації випромінювання й приймання, що узгоджується з двомасштабною моделлю розсіювання. У сантиметровому діапазоні хвиль при великих швидкостях вітру починають переважати відбиття на горизонтальній поляризації. Для пояснення цього ефекту використовували модель розсіювання радіохвиль на загострених гребенях хвиль – розсіювання на клині. У міліметровому діапазоні хвиль лише при малих швидкостях вітру (до 4...5 м/с) переважає розсіювання на вертикальній поляризації, як це й має бути в межах двомасштабної моделі. При великих швидкостях вітру відбитий від моря сигнал на горизонтальній і вертикальній поляризаціях є приблизно однаковим.

2.4. Закони розподілу сигналу, розсіяного морем

Закони розподілу амплітуд і квадратур. При опроміненні великої ділянки поверхні моря (порівняно з довжиною морської хвилі) відбитий сигнал можна розглядати як векторну суму випадково фазованих компонент від великої кількості незалежних розсіювачів. У цьому випадку, з огляду на центральну граничну теорему, його миттєві значення розподіляються за нормальним законом, а амплітуда добре описується релеївським законом. Ця модель сьогодні найбільш широко використовується при описі завад, створених як завгодно розподіленою сукупністю розсіювачів, оскільки є зручною для математичних розрахунків. Однак, у тих випадках, коли РЛС має високу роздільну здатність за кутовими координатами й дальністю і внаслідок цього опромінена ділянка має лінійні розміри, порівнянні з довжиною морської хвилі, спостерігається істотне відхилення статистик амплітуд відбиття від

релеївських, особливо при невеликих кутах ковзання і в разі горизонтальної поляризації випромінювання. На рис. 2.7 зображено інтегральні функції розподілу амплітуди відбитого сигналу при довжині хвилі 3 см, тривалості імпульсу 0,05 мкс, ширині діаграми спрямованості 20° .

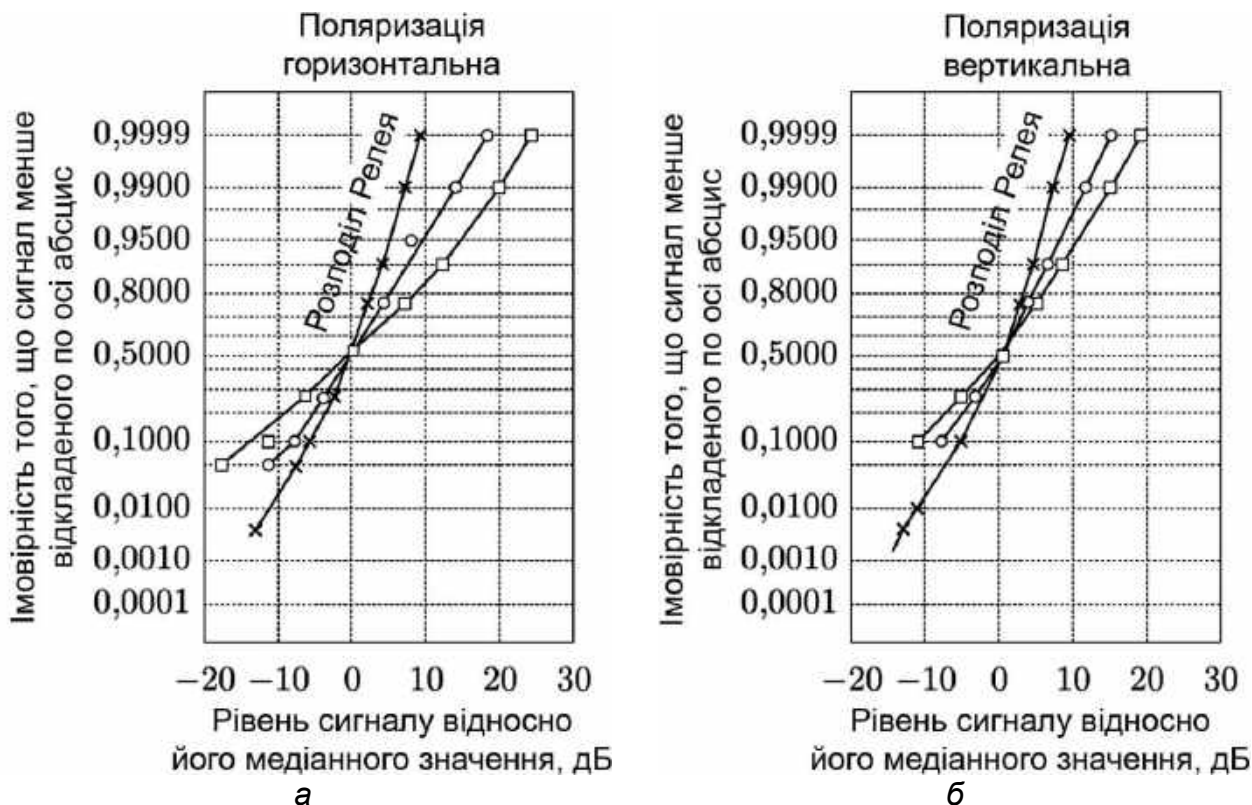


Рис. 2.7. Інтегральні функції розподілу амплітуди відбитого морем сигналу:

○ – дальність 1 миля; □ – дальність 3 милі;

а – горизонтальна поляризація; б – вертикальна поляризація

Видно, що найбільшими є відмінності експериментальних розподілів від релеївського розподілу на горизонтальній поляризації, хоча і на вертикальній вони теж є помітними. При цьому відмінності стають більшими зі зменшенням відстані до опромінюваної ділянки поверхні. Найбільш істотними є відмінності в області великих значень сигналу, при цьому ймовірність їх появи вище, ніж це впливає з релеївського закону.

Для опису завад від морської поверхні було запропоновано використовувати логнормальний закон розподілу для амплітуд (2.13а) і складовий нормальний закон розподілу для квадратур (2.13б):

$$P(\sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma\sigma_S} \exp\left[-\frac{\left[\ln\left(\frac{\sigma}{\sigma_m}\right)\right]^2}{2\sigma_S^2}\right]; \quad (2.13a)$$

$$P(x) = \frac{1-P}{\sqrt{2\pi}\sigma_0} \exp\left[-\frac{x^2}{2\sigma_0^2}\right] + \frac{P}{\sqrt{2\pi}\sigma_1} \exp\left[-\frac{x^2}{2\sigma_1^2}\right], \quad (2.13b)$$

де σ_m – медіанне значення; σ – ЕПР завад; σ_S – середньоквадратичне відхилення $\ln \sigma$; $\{\sigma_0, \sigma_1\}$ – середньоквадратичні значення для процесів, що апроксимують емпіричний розподіл, а γ – їх відношення; P – ваговий коефіцієнт ($0 \leq P \leq 1$).

Хороший збіг було отримано для логнормального розподілу при $\sigma_S = 4,5 \dots 6$ дБ. Для спокійного моря хороша апроксимація вийшла при $P = 0,25$; $\gamma = 2,25$, а для помірного хвилювання – при $P = 0,25$; $\gamma = 3,5$.

У межах двомасштабної моделі поверхні, що розсіює, передбачається, що великі гравітаційні хвилі при малих кутах ковзання створюють нахил шорсткої поверхні, утвореної капілярними резонансними брижами, що розсіюють. Оскільки опромінена площадка містить досить багато капілярних хвиль, то обвідна миттєвих некогерентних відбиттів від морської поверхні являє собою розподіл Релея $P\left(\frac{x}{\sigma_0}\right)$, де σ_0 – величина, що залежить від локального (у межах елемента дозволу) кута нахилу морської поверхні й закону його розподілу. Безпосереднє оцінювання безумовної щільності розподілу пасивних завад не було проведено через обчислювальні складнощі. Тому було запропоновано метод моделювання пасивних завад від моря з використанням спектра Китайгородського. Функції розподілу, отримані для горизонтальної (H) і вертикальної (V) поляризацій при опроміненні вздовж (U) і поперек (C) хвилі, для короткого (S) і довгого (L) імпульсів, зображено на рис. 2.8. Швидкість вітру становить 15 вузлів, в інших випадках – 20 вузлів.

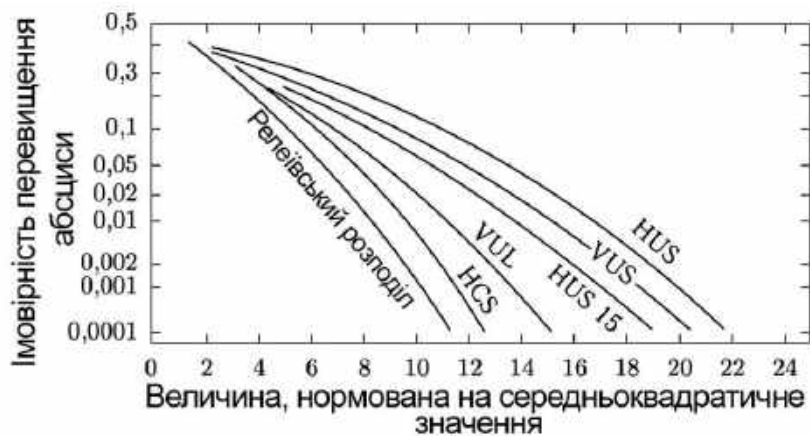


Рис. 2.8. Розподіл амплітуди відбиття від моря: H, V – горизонтальна й вертикальна поляризації; U, C – опромінення в напрямках уздовж і поперек хвилі; S, L – короткий і довгий імпульси

Результати модельного експерименту досить добре узгоджуються з даними натурних вимірювань:

- розподіл пасивних завад на горизонтальній поляризації має більш довгий «хвіст», ніж на вертикальній;

- при опроміненні поверхні короткими імпульсами, а також при зустрічному вітрі розподіл має довші «хвости» порівняно з випадком опромінення поверхні довгим імпульсом і в напрямку поперек хвилі.

Оцінювання характеристик виявлення об'єктів на фоні моря. При оцінюванні характеристик виявлення цілей на фоні завад з негавсовою статистикою, наприклад створюваних відбиттями від моря, до недавнього часу використовувалися класичні підходи, розроблені Дж. Маркумом і П. Сверлінгом. Характеристики виявлення сигналу в логнормальному шумі й шумі зі складовим нормальним законом розподілу при різних типах детекторів для визначення ймовірності помилкової тривоги, різної кількості накопичуваних імпульсів, зображено на рис. 2.9, 2.10. На рис. 2.9 показано оптимальні характеристики виявлення для лінійного приймача в логнормальному і релеївському шумі, а на рис. 2.10 – характеристики виявлення для приймачів з різними типами детекторів.

Видно, що найкращою з усіх наведених є характеристика бінарного інтегратора (криві 3), яка незначно поступається характеристиці оптимального приймача, тоді як характеристика лінійного приймача є найгіршою (криві 6). Іншими словами, характеристики лінійних приймачів, будучи оптимальними для релеївського шуму, у логнормальному шумі значно погіршуються. Логарифмічний приймач (криві 4) за своїми характеристиками незначно відрізняється від бінарного, проте має великий динамічний діапазон і є простим у реалізації.

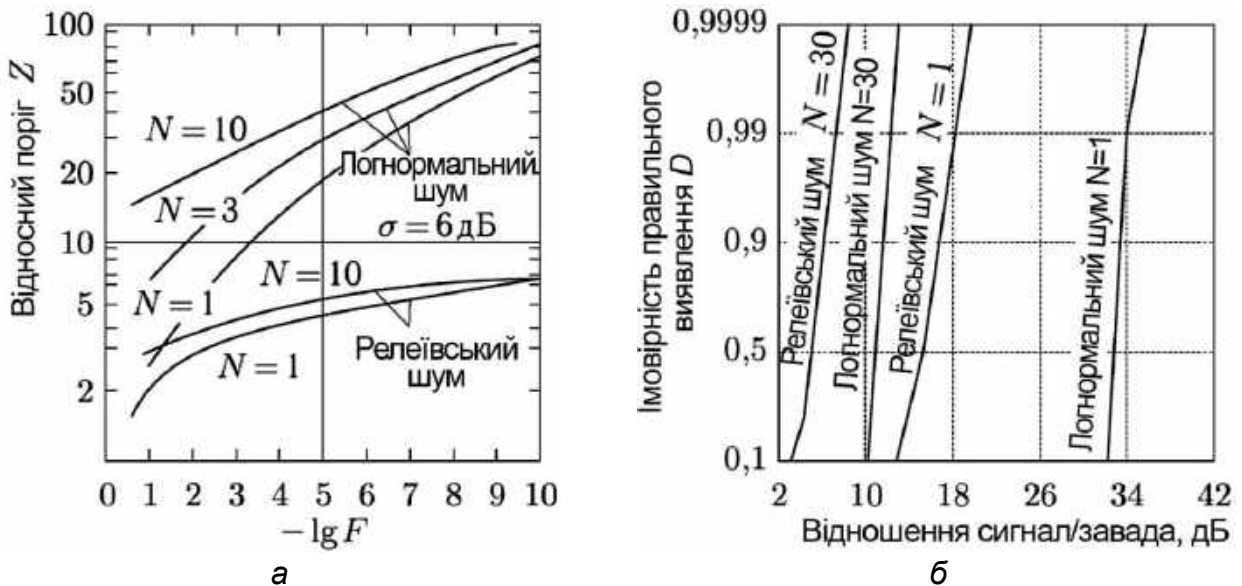


Рис. 2.9. Характеристики виявлення лінійного приймача в логнормальному й релеївському шумі залежно від кількості накопичуваних імпульсів: а – нормований на середньоквадратичне значення поріг; б – ймовірність виявлення при $F = 10^{-6}$

Трохи гірші характеристики мають детектор середнього рівня й детектор медіани (криві 5). Слід зазначити ще одну особливість, що безпосередньо впливає з аналізу результатів, показаних на рис. 2.9, 2.10.

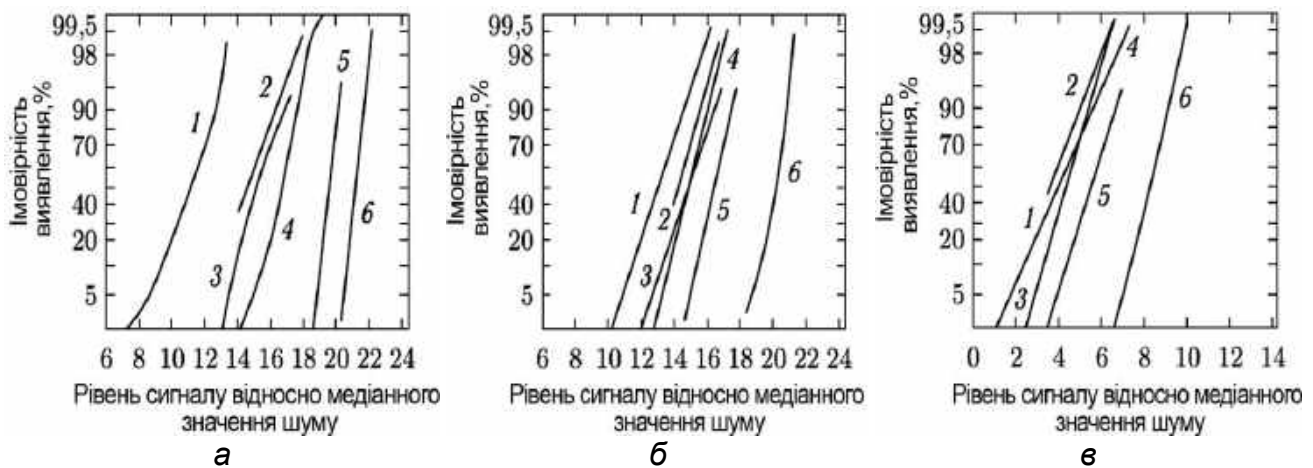


Рис. 2.10. Характеристики виявлення приймачів з різними детекторами

- ($F = 10^{-6}$; $\sigma = 0,693$): 1 – релеївський шум та оптимальний приймач;
 2 – логнормальний шум та оптимальний приймач; 3 – бінарний інтегратор;
 4 – логарифмічний приймач; 5 – медіанний детектор; 6 – лінійний приймач;
 а – $N = 3$; б – $N = 10$; в – $N = 30$

Різниця між відношеннями сигнал/завада, необхідними для виявлення в релеївському і логнормальному шумі, зменшується при збільшенні кількості накопичуваних після детектора імпульсів. Це пов'язано з нормалізацією статистики завади на вході вирішальної схеми, що неминуче відбувається в тих випадках, коли немає кореляції прийнятих імпульсів завад. Разом з тим, при побудові корабельних систем звернули увагу на ту обставину, що завада на екранах РЛС дає позначки, подібні за характеристиками до позначок від цілей, що Дж. Кроні пов'язав з міжімпульсною кореляцією ехо-сигналів від моря. Дж. Кроні також запропонував використовувати для декореляції завади швидке сканування в азимутальній площині.

Таким чином, результати й висновки, що базуються на розгляді завади як квазістаціонарного процесу, при аналізі радіотехнічних пристроїв і систем необхідно використовувати з обережністю. Це пов'язано з тим, що характеристики завади в кожному зі сканувань будуть істотно різнитися, і заваду не можна розглядати як стаціонарний негавсів процес. Тому не буде ефекту нормалізації статистик виявлення при збільшенні обсягу вибірки, що використовується для прийняття рішення, а отже, будуть додаткові втрати у відношенні сигнал/завада внаслідок її негавсовості й нестационарності.

2.5. Модель оцінювання доплерівського спектра сигналу, розсіяного морем, при ковзних кутах опромінення

Спектри відбиття від моря в сантиметровому й міліметровому діапазонах хвиль вивчено недостатньо повно, особливо для невеликих кутів опромінення поверхні, що є характерним при роботі з маловисотними й надводними об'єктами. Це значною мірою ускладнює розроблення

ефективних механізмів доплерівської селекції малорозмірних цілей. Розрахункові моделі для оцінювання параметрів спектрів мають обмеження за діапазонами частот, кутами ковзання (дальністю), станами морської поверхні.

У цьому підрозділі наведено результати вивчення спектральних характеристик відбиття від моря на хвилях 3 см, 8 мм і 4 мм і на їх основі отримано емпіричні співвідношення. Вони дають змогу оцінити параметри спектра сигналу, розсіяного морем, для широкого діапазону довжин хвиль залежно від поляризації випромінювання, відстані до відбивального елемента морської поверхні та її стану.

Вплив довжини хвилі. Завдяки експериментальним дослідженням встановлено, що в більшості випадків (принаймні, у діапазонах хвиль довше 4 мм) доплерівські спектри можна апроксимувати степеневою залежністю вигляду

$$S(F) = S_0 \left[1 + \left| \left(\frac{F - F_0}{\Delta F} \right)^n \right| \right]^{-1}, \quad (2.14)$$

де S_0 – максимальна спектральна щільність; F – доплерівська частота; F_0 , $2\Delta F$ – центральний зсув частоти й ширина спектра на рівні 3 дБ; n – показник степеня, що залежить від стану моря.

На рис. 2.11 у подвійному логарифмічному масштабі по осях абсцис та ординат відкладено спектри ехо-сигналу від моря на хвилях 3 см (рис. 2.11, а) і 4 мм (рис. 2.11, б), отримані при різних хвилюваннях. Степенева апроксимація задовільно описує експериментальні дані до рівня спектральної щільності -20...-30 дБ відносно максимуму. Це узгоджується з результатами, наведеними в роботі [4] для даних, отриманих у діапазонах радіохвиль довше 8 мм. На більш низьких рівнях можуть виявлятися ефекти, пов'язані з розсіюванням на бризках, які зносяться вітром, що спричиняє появу локальних максимумів або зменшення швидкості убуття спектральної щільності з частотою.

На рис. 2.12, а зображено спектри відбиття від моря при синхронній роботі двох когерентно-імпульсних РЛС на горизонтальній поляризації випромінювання й приймання при спостереженні ехо-сигналів від загального відбивального елемента поверхні, а на рис. 2.12, б – спектр сигналу, відбитого морем, на хвилі 4 мм, отриманий у таких саме погодних умовах (при швидкості вітру 6...8 м/с). Має місце тенденція збільшення центрального зсуву частоти й ширини спектра при зменшенні довжини хвилі РЛС, тобто відбиття від моря стають при цьому більш широкосмуговими.

Для визначення впливу довжини хвилі випромінювання на спектральні характеристики відбитого сигналу було відібрано результати оброблення

експериментальних даних, отриманих під час синхронних вимірювань у 3-сантиметровому й 8-міліметровому діапазонах (рис. 2.13).

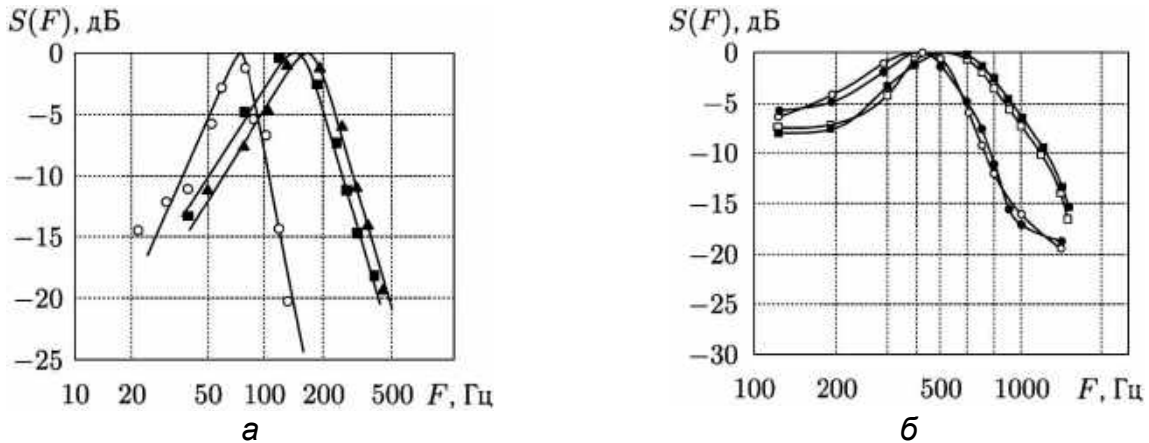


Рис. 2.11. Вплив довжини хвилі, швидкості вітру й тривалості зондувального імпульсу τ_I на спектр сигналу, розсіяного морем:

$a - \lambda = 3 \text{ см}$, $\bullet - U = 4 \dots 5 \text{ м/с}$; $\blacksquare - U = 9 \text{ м/с}$; $\blacktriangle - U = 12 \text{ м/с}$;
 $b - \lambda = 4,1 \text{ мм}$, $\{ \circ, \bullet \} - U = 1 \dots 2 \text{ м/с}$; $\{ \square, \blacksquare \} - U = 5 \text{ м/с}$;
 $\{ \circ, \square \} - \tau_I = 0,2 \text{ мкс}$; $\{ \bullet, \blacksquare \} - \tau_I = 0,8 \text{ мкс}$

Видно, що виміряні значення центрального зсуву (рис. 2.13, а) і ширини спектра (рис. 2.13, б) групуються навколо залежностей, перерахованих через відношення довжин хвиль (пряма 1), а отже, є правильним висновок про те, що центральний зсув і ширина спектра змінюються обернено пропорційно довжині хвилі випромінювання.

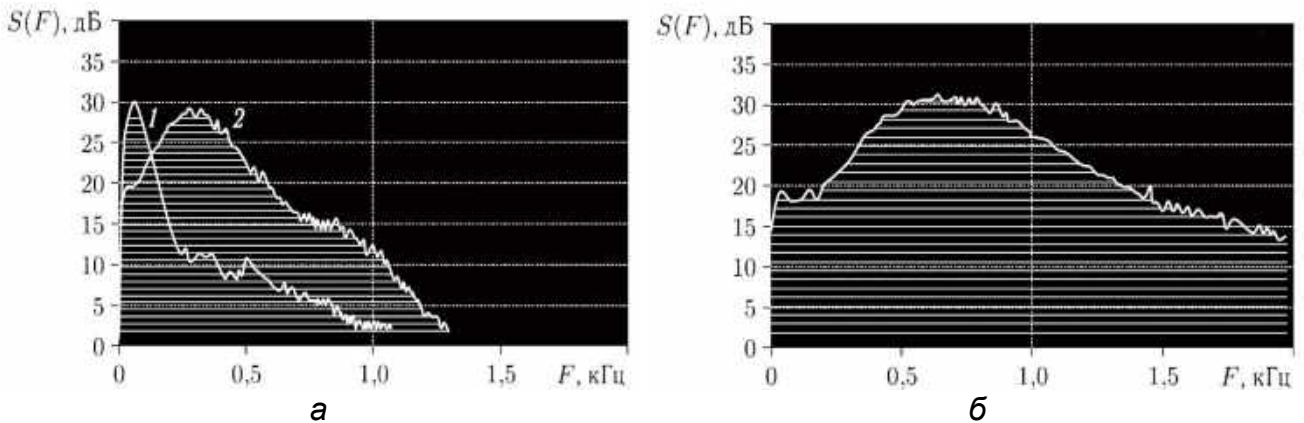


Рис. 2.12. Вплив довжини хвилі на спектр сигналу, розсіяного морем:
 $a - 1 - \lambda = 3 \text{ см}$; $2 - \lambda = 8 \text{ мм}$; $b - \lambda = 4 \text{ мм}$

Під час аналізу зручно використовувати не абсолютні значення доплерівського зсуву, а перераховані в еквівалентні швидкості переміщення розсіювачів F , см/с, за співвідношенням

$$F = \frac{F\lambda}{2}, \quad (2.15)$$

де F – частотний зсув спектральної складової, λ – довжина хвилі випромінювання, см.

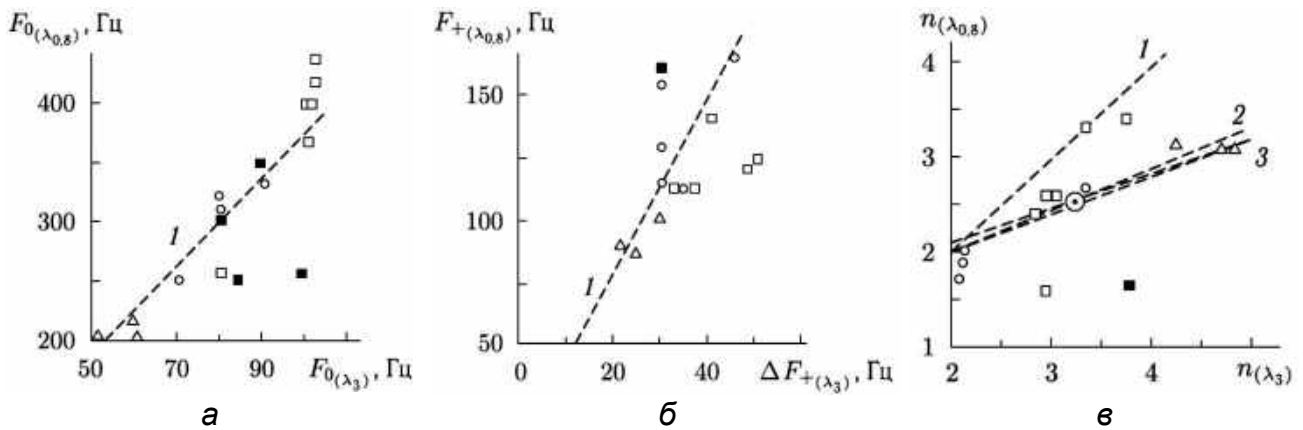


Рис. 2.13. Залежність центрального зсуву, півширини спектра ΔF_+ відбиття від моря від довжини хвилі та показника степеня n :
 $\lambda_3 = 3 \text{ см}$, $\lambda_{0,8} = 8 \text{ мм}$; $\{\square, \blacksquare\} - U = 7 \text{ м/с}$; $\{\circ, \bullet\} - U = 4...7 \text{ м/с}$; $\{\triangle, \blacktriangle\} - U = 4 \text{ м/с}$;
 $\{\square, \circ, \triangle\} - \text{ГП (H)}$; $\{\blacksquare, \bullet, \blacktriangle\} - \text{ВП (V)}$

Що стосується показника степеня спектра n (рис. 2.13, в), то тут пропорційності несній частоті немає. Для сантиметрового діапазону швидкість убавання спектра (що характеризується n) є більшою, ніж для міліметрового діапазону. Це пояснюється великим внеском у міліметровому діапазоні відбиття від бризок і гребенів хвиль, що обрушуються, і для яких характерною є менша швидкість убавання спектральної щільності. Отримані дані підтверджують висновок про появу відмінностей у височастотних "хвостах" доплерівських спектрів при зміні довжини хвилі випромінювання.

Вплив поляризації на доплерівські спектри. Зміна стану морської поверхні під впливом вітру різною мірою впливає на трансформацію спектрів відбиття на вертикальній і горизонтальній поляризаціях. При опроміненні поверхні моря в напрямку назустріч хвилі і швидкості вітру менше 3 м/с центральний зсув доплерівського спектра відбиття на обох поляризаціях є однаковим (рис. 2.14, а). При бурхливому морі (швидкість вітру до 17 м/с, хвилювання 4-5 балів) спектр ехо-сигналу горизонтальної поляризації на невеликих відстанях має більший, ніж для вертикальної поляризації, центральний зсув (рис. 2.14, б).

Цей ефект зазначався раніше при аналізі характеристик розсіювання радіохвиль дециметрового й сантиметрового діапазонів морем. Для ширини спектра сигналів обох поляризацій тенденція змінення є зворотною. Для спокійного моря (швидкість вітру менше 3 м/с) спектр сигналу горизонтальної поляризації має трохи більшу ширину, ніж спектр сигналу вертикальної поляризації, тоді як для бурхливого моря ширина спектра на обох поляризаціях є приблизно однаковою, а в деяких випадках сигнал вертикальної поляризації має більшу ширину. Це пояснюється поляризаційно-вибірковим механізмом розсіювання на резонансних брижах.

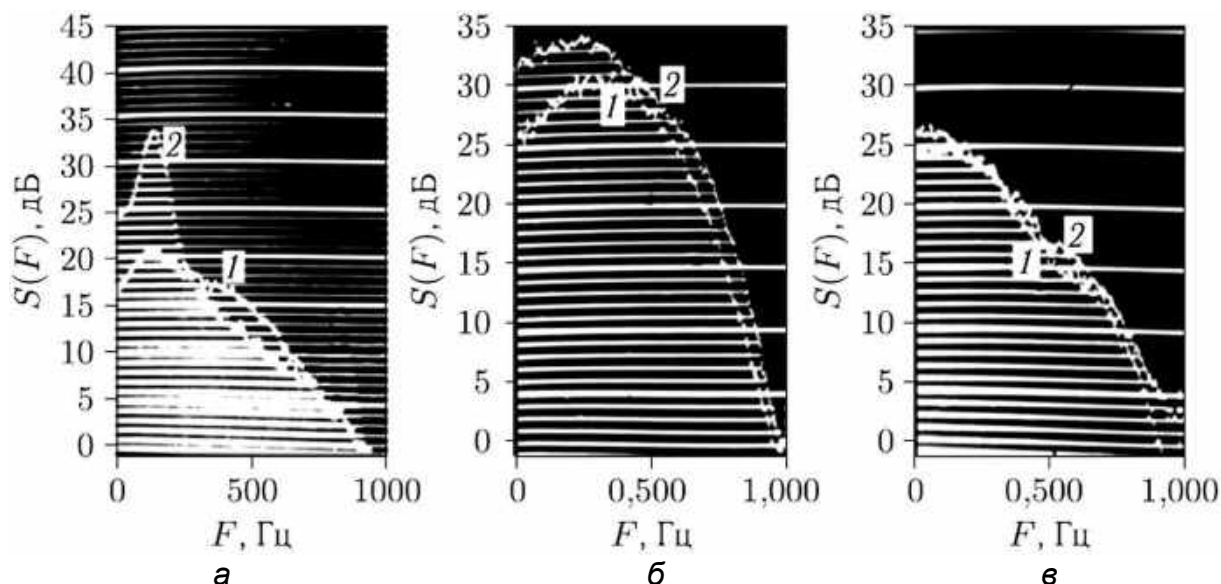


Рис. 2.14. Вплив поляризації та кута опромінення відносно бігу хвиль на спектр сигналу, розсіяного морем: 1 – ГП; 2 – ВП; $\lambda = 8,15$ мм;
 а, б – опромінення в напрямку назустріч хвилі, в – опромінення під кутом 72° до хвилі, а – спокійне море; б, в – штормове море

При слабкому хвилюванні відбитий сигнал формується в основному внаслідок розсіювання на брижах, що резонансно розсіюють, накладених на невеликі вітрові хвилі. Інтенсивність сигналу вертикальної поляризації при цьому є значно вищою, ніж горизонтальної, а центральний зсув має бути однаковим, що й спостерігається в експерименті (рис. 2.14, а). Відбиття від загострених гребенів хвиль, що являють собою рідкісне короткочасне явище, при тихій погоді є малим і не може привести до зсуву центральної частоти, але приводить до розширення спектра на горизонтальній поляризації (рис. 2.14, а). При бурхливому морі інтенсивність сигналу, відбитого на обох поляризаціях, є приблизно однаковою. Однак для горизонтальної поляризації він більшою мірою обумовлюється відбиттям від загострених гребенів хвиль, гребенів, що зруйнувалися, і бризок, які мають більшу швидкість переміщення, ніж інші елементи хвиль, а отже, і доплерівський зсув частоти для них буде більшим. Сигнал вертикальної поляризації продовжують формувати два механізми. Перший з них резонансний – розсіювання від брижів на великій хвилі. Необхідно зазначити, що спектральна щільність брижів, а відбитий сигнал пропорційний їй, є найбільшою в околі гребенів хвиль. При цьому центральний зсув частоти розсіяного сигналу є трохи меншим, ніж дають загострені гребені хвиль перед обрушенням і бризки, а також другий механізм, обумовлений переліченими вище факторами. Це приводить до того, що спектр відбиття на вертикальній поляризації має більшу ширину, ніж на горизонтальній поляризації. Слід очікувати, що на великих відстанях (при малих кутах ковзання), коли внаслідок затінення елементів хвиль ближче розташованими ділянками морської поверхні основний внесок у

відбиття дають гребені найвищих хвиль, ширина спектра й центральний зсув будуть однаковими для обох поляризацій, що й спостерігається в експерименті. При бурхливому морі кросполяризована компонента має дещо меншу швидкість убування в області верхніх частот і приблизно таку ж, як і у компоненти на узгодженій поляризації, ширину спектра.

Слід зазначити, що для розсіювання на бризках морських хвиль, що обрушуються, характерними є такі ж особливості в спектрі, як і для відбиття від дощу.

Доплерівські спектри відбиття від дощу істотно відрізняються від спектрів відбиття від моря. У короткочасних доплерівських спектрах (час спостереження – до одиниць секунд) спостерігається зміна центрального зсуву частоти, що може бути пов'язано зі зміною горизонтальної складової швидкості вітру. Її пульсації, за даними експериментів, мають середньоквадратичне відхилення, порівнянне з середнім значенням, і спектр $S(F) \approx F^{-5/3}$. Перерахунок ширини доплерівського спектра сигналу, відбитого від дощу, в еквівалентну швидкість переміщення розсіювачів дає значення, що збігаються зі швидкістю вітру під час експериментів, а спектральна щільність при зміщенні відносно центрального зсуву частоти зменшується приблизно як F^{-2} . Сигнал, відбитий від дощу, унаслідок досить повільних пульсацій горизонтальної складової швидкості вітру має нестационарний характер, який однаково виявляється на обох поляризаціях. Короткочасні спектри є більш вузькосмуговими, ніж довготривалі, їх спектральна щільність швидше зменшується з частотою, що необхідно враховувати при побудові адаптивних систем доплерівської селекції.

Для кількісного оцінювання поляризаційних особливостей спектрів відбиття від моря, крім даних, отриманих під час синхронних вимірювань на двох поляризаціях, з великою обережністю було використано деякі результати, отримані при зміні поляризації випромінювача, передавача й приймача і послідовному в часі прийманні ортогонально поляризованих компонент. При цьому використовувалися тільки ті дані, які було отримано в один день при незначному рознесенні в часі, коли за час зміни характеристик РЛС можна було вважати незмінними вітер і стан морської поверхні.

Застосовувалася багатоетапна методика оброблення. Попередньо здійснювалося групування даних залежно від швидкості вітру і стану морської поверхні. Було виділено три групи погодних умов:

- 1) "штиль" – на морі вітрові брижі, швидкість вітру менше 3 м/с;
- 2) "вітряна погода" – на морі вітрове хвилювання, рідкісні баранці, швидкість вітру 4...7 м/с;
- 3) "бурхливе море" – швидкість вітру 7...10 м/с.

При аналізі використовувалися дві групи параметрів:

- 1) відносні – відношення центральних зсувів, ширина спектрів, показники степеня для обох поляризацій;

2) абсолютні – центральні зсуви, ширина спектрів, показники степеня.

Перша група параметрів є зручною для визначення тенденцій змінення характеристик спектрів від дальності (кута ковзання), друга – дає змогу оцінити залежність від поляризації випромінювання й приймання.

Залежності відносних параметрів спектрів сигналів горизонтальної і вертикальної поляризацій (центральної частоти, ширини, показників степеня) від дальності (часу затримки прийнятого сигналу), довжини хвилі випромінювання, стану морської поверхні зображено на рис. 2.15, де індекси H і V показують, якій поляризації – горизонтальній чи вертикальній – параметр відповідає. Необхідно зазначити, що зменшення довжини хвилі й перехід до міліметрового діапазону як на горизонтальній, так і вертикальній поляризаціях приводить до збільшення центрального зсуву, ширини спектра розсіяного сигналу, а також зменшення швидкості його убування. Що стосується залежності відносних центральних зсувів спектрів відбиття на різних поляризаціях, то для бурхливого моря існує статистично значуща кореляція цієї величини з дальністю.

Це може пояснюватися впливом на великих відстанях затінення й основним внеском у відбитий сигнал найбільш високих гребенів хвиль, бризок, тобто загальними для обох поляризацій механізмами формування відбитого сигналу.

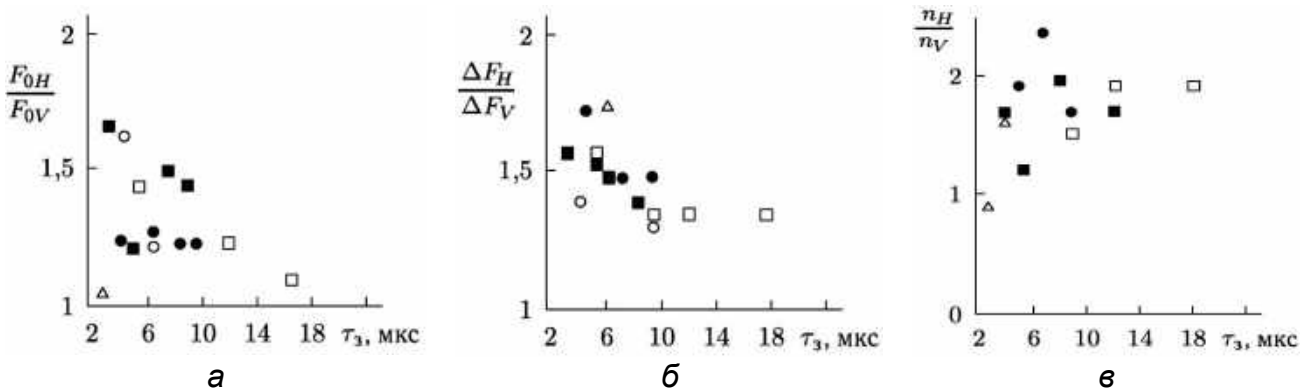


Рис. 2.15. Вплив дальності (часу затримки τ_3) на параметри спектра розсіяного сигналу: $\{\square, \triangle, \circ\} - \lambda = 8,15$ мм, $\{\blacksquare, \blacktriangle, \bullet\} - \lambda = 3$ см, $\{\square, \blacksquare\} - U \geq 7$ м/с, $\{\circ, \bullet\} - U = 4 \dots 7$ м/с, $\{\triangle, \blacktriangle\} - U \leq 4$ м/с; а – відносна зміна центрального зсуву частоти F_0 / \bar{F}_{0V} , б – відносна зміна ширини спектра $\Delta F_0 / \Delta \bar{F}_{0V}$, в – відносна зміна показника степеня спектра n_0 / \bar{n}_{0V}

Це й приводить до збігу на цих відстанях центральних зсувів частоти, тоді як на невеликих відстанях (близько 0,5 км) вони можуть відрізнятися більш ніж у 1,5 раза. Слід зазначити, що при невеликих хвилюваннях моря центральні зсуви частоти розсіяного сигналу горизонтальної й вертикальної поляризацій відрізняються менше, а при слабкому хвилюванні (1–2 бали) вони є однаковими.

Ширину спектра відбиття від моря (рис. 2.15, б) можна вважати приблизно однаковою для обох поляризацій. Для практичного використання

з урахуванням раніше зроблених зауважень можна запропонувати такі емпіричні залежності, які отримано під час оброблення експериментальних даних:

$$\begin{aligned} F_{0V} &\approx 0,8 F_{0H}; \\ \Delta F_V &\approx 1,1 \Delta F_H; \\ n_V &\approx 0,6 + n_H. \end{aligned} \quad (2.16)$$

Вивчення доплерівських спектрів відбиття від моря на ортогональних поляризаціях дало змогу визначити, що вертикальна поляризація має в деяких випадках дещо більшу ширину спектра, разом з тим, залежно від дальності має менший у 1–1,6 раза центральний зсув частоти і трохи більшу швидкість убування спектральної щільності за частотою максимуму. Однак виявлені експериментально відмінності становлять інтерес скоріше для з'ясування фізичних механізмів розсіювання, ніж для практичного використання в пристроях доплерівської селекції. При селекції цілей на фоні завад, створених відбиттями від моря, жодна з поляризацій не має суттєвих переваг.

Залежність спектра від азимута опромінення моря. Зміна кута між напрямками опромінення поверхні й головного бігу хвиль (для розвиненого хвилювання напрямком опромінення збігається з напрямком вітру) приводить до змін центрального зсуву частоти. На рис. 2.14, б, в зображено доплерівські спектри відбиття від моря в діапазоні 8 мм на горизонтальній (1) і вертикальній (2) поляризаціях при опроміненні поверхні моря в напрямку назустріч вітру (див. рис. 2.14, б) і під кутом близько 70° до напрямку вітру (див. рис. 2.14, в). Спектри отримано при синхронному прийманні сигналів обох поляризацій. Видно, що при опроміненні поверхні моря в напрямку вздовж хвилі практично відсутній центральний зсув у спектрі відбитого сигналу (див. рис. 2.14, в). Максимального значення він набуває на обох поляризаціях при опроміненні в напрямку назустріч хвилі (див. рис. 2.14, б). При положеннях антенної системи під кутом до хвилі ($0^\circ < \psi < 90^\circ$) центральний зсув доплерівського спектра має проміжне значення. Фізично цей ефект пов'язаний зі зміною проекції швидкості переміщення елементарних розсіювачів, які знаходяться на великій хвилі, на напрямок опромінення. На рис. 2.16, а показано результати вимірювань азимутальних залежностей центрального зсуву для бурхливого моря: швидкість вітру 14...20 м/с (крива 1); швидкість вітру 8...9 м/с у напрямку від берега (крива 2). Видно якісну відповідність експериментальних точок $\cos \Theta$ залежності (крива 3).

Залежність параметрів спектра від азимута опромінення поверхні оцінювалася за коефіцієнтом взаємної кореляції. Для усунення впливу на параметри спектра інших факторів (довжини хвилі, поляризації випромінювання, стану морської поверхні, кута ковзання) здійснювалося їх нормування. Так, центральний зсув F_0 і півширина спектра для азимутального кута опромінення Θ , який відлічується від напрямку вітру,

нормувалися на значення цих же характеристик при опроміненні поверхні моря в напрямку назустріч вітру і в інших подібних умовах вимірювання.

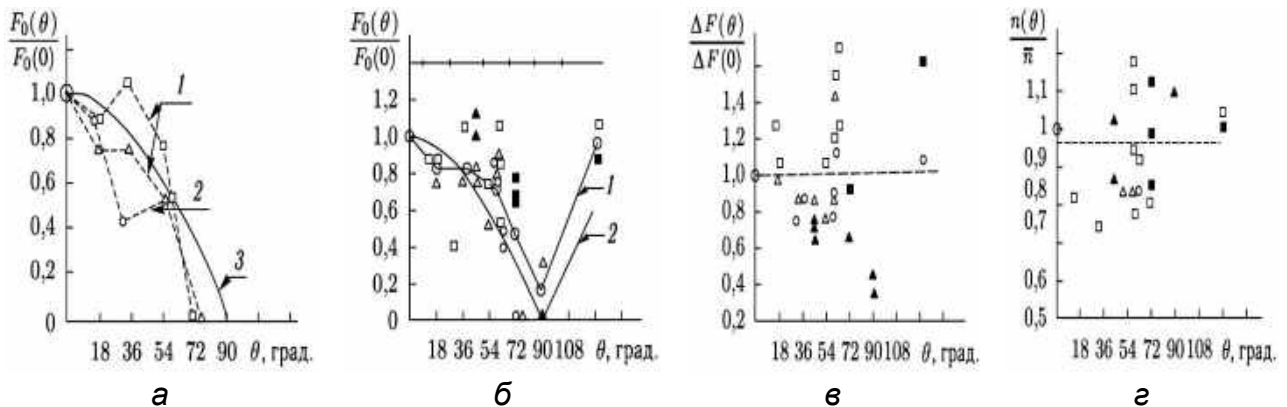


Рис. 2.16. Вплив азимута опромінення моря відносно бігу хвиль на характеристики спектра розсіяного сигналу: $\{\square, \triangle, \circ\}$ – $\lambda = 8,15$ мм, $\{\blacksquare, \blacktriangle, \bullet\}$ – $\lambda = 3$ см, $\{\square, \blacksquare\}$ – ГП (H), $\{\triangle, \blacktriangle\}$ – ВП (V), $\{\circ, \bullet\}$ – КП; 1 – $U = 14 \dots 20$ м/с; 2 – $U = 8 \dots 9$ м/с; відносна зміна центрального зсуву частоти $F_0(\theta)/F_0(0)$ (а, б), ширини спектра $\Delta F_0(\theta)/\Delta F_0(0)$ (в) і показника степеня спектра $n(\theta)/\bar{n}$ (з)

Показник степеня n нормувався на середнє значення за серіями випробувань при різних відстанях до відбивального елемента поверхні. Результати аналізу даних (див. рис. 2.16, б, в, з) показують, що при 5%-вому рівні значущості статистичний зв'язок існує лише між центральним зсувом доплерівського спектра й азимутальним кутом опромінення морської поверхні. Інші параметри спектра набагато меншою мірою залежать від його змін.

Зміни центрального зсуву можна пояснити, як уже зазначалося, зміною проекції швидкості переміщення елементарних розсіювачів на напрямок опромінення. Для розвиненого хвилювання з невеликим значенням коефіцієнта тривимірності, що має вузький кутовий спектр швидкостей переміщення розсіювачів [5], слід очікувати близьку до $\cos^n \theta$ залежність центрального зсуву від азимутального кута, де $n = 1$, $\theta = \theta_1 - \theta_B$, θ_B – напрямок вітру, θ_1 – кут опромінення. Для тривимірного хвилювання азимутальна залежність центрального зсуву може бути слабкішою. Ламана 1 на рис. 2.16, б з'єднує усереднені за серіями дослідів значення нормованого центрального зсуву, при цьому інтервали усереднення показано на прямій 3. Аналіз наведених даних показує, що до кутів $\theta = 30^\circ \dots 40^\circ$ центральний зсув частоти змінюється незначно, потім зменшується і стає мінімальним при опроміненні у напрямку вздовж гребеня хвилі, після чого знову починає збільшуватися. Крива 2, що відображає залежність $F_0(\theta)/F_0(0) \sim \cos \theta$, якісно повторює характер зміненьня усереднених за серіями дослідів значень центрального зсуву (крива 1).

Вплив дальності (кута ковзання). Збільшення дальності (зменшення кута ковзання) приводить до збільшення центрального зсуву частоти й

ширини спектра відбиття на вертикальній (рис. 2.17, б) і круговій (рис. 2.17, а) поляризаціях. Водночас для горизонтальної поляризації центральний зсув доплерівського спектра практично не залежить від дальності (починаючи з відстаней 300...600 м). При дальності, меншій за 0,6 км, центральний зсув спектра на вертикальній і круговій поляризаціях становить близько 60 % від його величини на горизонтальній поляризації, збільшуючись до 100 % на відстані понад 3 км. Оскільки при великих відстанях до відбивального елемента поверхні зникають відмінності між центральними зсувами частоти на різних поляризаціях, то виправданим є використання як параметра апроксимації не дальності, а кута ковзання.

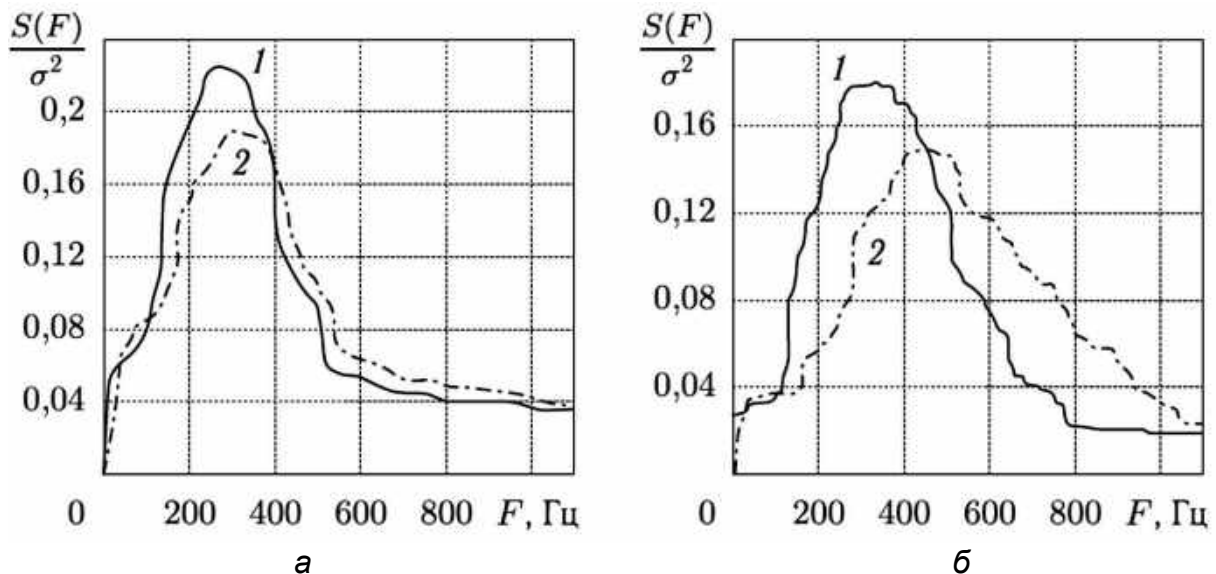


Рис. 2.17. Вплив відстані до відбивального елемента поверхні моря і поляризації опромінення на спектр розсіяного сигналу при $\lambda = 8,15$ мм: а – КП, $U = 8$ м/с, 1 – $R = 0,6$ км, 2 – $R = 2,5$ км; б – ВП, $U = 7...9$ м/с, 1 – $R = 1,2$ км, 2 – $R = 2,55$ км

Лінійна регресія задовільно апроксимує залежність центрального зсуву частоти на вертикальній і круговій поляризаціях від кута ковзання:

$$F_0 = [1 + \alpha\eta\psi] F_{0H}, \quad (2.17)$$

звідки випливає, що при $\psi \rightarrow 0$ $F_0 \rightarrow F_{0H}$. Це означає, що при малих кутах ковзання доплерівський зсув частоти є однаковим на різних поляризаціях. Оскільки при малих швидкостях вітру ($U_B < 4$ м/с) значення F_{0V} , F_{0H} практично збігаються, то регресійна залежність досліджувалася для вітряної погоди ($U_B > 4$ м/с).

Ширина спектра сигналу, розсіяного морем, на вертикальній і круговій поляризаціях збільшується при зменшенні кута ковзання. Характер її змінення залежно від кута є приблизно таким же, що й центрального зсуву спектра. Для горизонтальної поляризації випромінювання ширина спектра залежно від дальності практично не змінюється. У випадках, коли зміну спектра відбиття залежно від кута ковзання не враховують, можна використовувати такі емпіричні залежності:

$$2\Delta F = \begin{cases} 0,93 F_0 & \text{для ВП і КП,} \\ 0,61 F_0 & \text{для ГП.} \end{cases} \quad (2.18)$$

Крутизна спадання спектральної щільності відбитого від моря сигналу (показник степеня n) також змінюється з дальністю. При збільшенні відстані збільшується ширина спектра сигналу, розсіяного морем, і зменшується швидкість убутання спектральної щільності на його височастотних "крилах". Отримані результати узгоджуються з моделлю розсіювання – брижі на великій хвилі. Це змінення ширини спектра залежно від дальності можна пояснити впливом затінення, коли на великих відстанях (малих кутах ковзання) розсіюють тільки гребені найвищих хвиль. При цьому відбитий сигнал набуває імпульсного характеру.

Вплив швидкості вітру. На рис. 2.18 зображено залежності центрального зсуву частоти доплерівського спектра при напрямку опромінення моря назустріч вітру, перераховані в еквівалентні швидкості переміщення розсіювачів, для горизонтальної поляризації (ГП) випромінювання, яка, як уже зазначалося раніше, є слабчутливою до змінення відстані до відбивального елемента поверхні. Суцільною лінією 2 показано залежність доплерівського зсуву частоти від швидкості вітру для глибокого моря й розвиненого вітрового хвилювання, обчислену теоретично. На цьому ж рисунку нанесено декілька значень центрального зсуву спектра розсіяного сигналу при вертикальній (ВП) і круговій (КП) поляризаціях випромінювання. Як видно з рисунка, практично всі експериментальні дані, особливо для горизонтальної поляризації випромінювання, знаходяться вище передбачених теоретичних оцінок. Це пояснюється впливом відбиття від гребенів хвиль, що обрушилися, хвиль і бризок. При теоретичному аналізі залежності ширини спектра й центрального зсуву сигналу, розсіяного морем, від хвилювання фактично визначався спектр швидкостей переміщення окремих розсіювачів по поверхні, який перераховувався в доплерівський спектр відбитого сигналу з використанням відомого співвідношення $F = 2V/\lambda$. При цьому не враховувалося, що зі збільшенням доплерівської частоти розсіяного сигналу збільшується і його інтенсивність. На основі вимірювання підвищень морської поверхні контактним способом з використанням хвилеміра і порівняння їх з результатами вимірювання доплерівського зсуву частоти розсіяного сигналу показано, що при проходженні гребеня хвилі частота відбитого сигналу збільшується. З іншого боку, при проходженні гребеня хвилі через імпульсний об'єм збільшується й інтенсивність відбиття.

Для апроксимації експериментальних результатів використовувалися регресивні моделі.

У першому випадку використовувалася лінійна регресія вигляду

$$F_{OH} = 2(\alpha + \beta U_B) / \lambda, \quad (2.19a)$$

у другому – урахувалася можливість насичення за доплерівським зсувом частоти при великих швидкостях вітру і для апроксимації використовувалася логарифмічна залежність

$$F_{0H} = 2(\alpha + \beta \ln(U_B)) / \lambda, \quad (2.196)$$

де F_{0H} – центральний зсув частоти, Гц;
 U_B – середня швидкість вітру, м/с;
 λ – робоча хвиля РЛС, см/с.

Отримані результати дають змогу зробити такі висновки:

1. Доплерівський зсув частоти сильно залежить від швидкості вітру. Можна використовувати як лінійну, так і логарифмічну регресійну залежність для його оцінювання, причому статистична значущість залежності (2.196) є приблизно вдвічі вищою (за критерієм Фішера).

2. Точність оцінок, отриманих з використанням емпіричних залежностей (2.19), краще відповідає експериментальним даним, ніж точність оцінок, обчислених за теоретичними співвідношеннями.

Деяку перевагу мають нелінійні регресійні співвідношення, у яких урахується можливість насичення вимірюваного параметра.

Змінення розмірів відбивальної ділянки поверхні при фіксованому куті ковзання (дальності) здійснювалося шляхом змінення тривалості випромінюваного імпульсу від 0,2 до 0,4 мкс або шляхом складання на відеочастоті (у когерентному режимі) сигналів сусідніх елементів дальності, що дало змогу отримати ефект, еквівалентний збільшенню тривалості випромінюваного імпульсу від 0,2 до 1 мкс. Фактично при цьому здійснювався синтез функції невизначеності за дальністю для більш тривалих імпульсів. Установлено, що збільшення тривалості зондувального імпульсу приводить до збагачення спектра відбиття низькочастотними компонентами, що пов'язано з відносно меншим внеском у відбитий сигнал складових, обумовлених "сплесками" сигналу, що пояснюється ефектом інтегрування сигналу по простору.

Швидкість убування спектральної щільності сигналу, розсіяного морем, яка характеризується показником степеня n , як уже зазначалося, залежить від стану морської поверхні й зменшується при збільшенні швидкості вітру і зменшенні кута ковзання. Крім того, цей параметр залежить від виду поляризації випромінювання (для вертикальної і кругової поляризацій він є дещо більшим, ніж для горизонтальної), а також довжини хвилі. З переходом у міліметровий діапазон спостерігається тенденція до

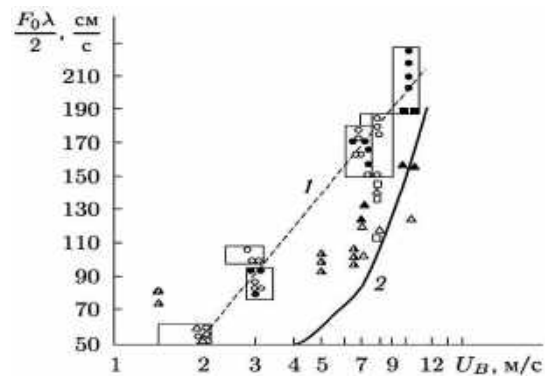


Рис. 2.18. Вплив швидкості вітру на доплерівський зсув частоти сигналу, відбитого морем: {∇, 8, -} – $\lambda = 8,15$ мм, ВП; {!, 7, .} – $\lambda = 3$ см, ВП; {∇, !} – $U \geq 7$ м/с; {-, .} – $U = 4 \dots 7$ м/с; {8, 7} – $U \leq 4$ м/с

більш плавного спадання спектральної щільності на "крилах" доплерівського спектра.

У табл. 2.6 наведено співвідношення для оцінювання параметрів n доплерівського спектра сигналу, відбитого від моря.

Таблиця 2.6

Розрахункові співвідношення для оцінювання параметрів доплерівського спектра сигналу, розсіяного морем

Розрахункове співвідношення	Оцінюваний параметр
$* F_{0H} = -12 + 94 \ln(U_B)$ $* F_{0H} = 36 + 17,8 U_B$ $F_{0H} = 2F_{0V} / \lambda$	Центральний зсув частоти на горизонтальній поляризації
$F_{0V} = [1 + \alpha \gamma \psi] F_{0H}$ $\alpha = -3,4 \cdot 10^{-2}; \gamma = \begin{cases} 0 & \text{при } U_B \leq 4 \text{ м/с,} \\ 1 & \text{при } U_B \geq 4 \text{ м/с} \end{cases}$	Центральний зсув частоти на вертикальній (круговій) поляризації
$2\Delta F_V = 0,93 F_{0V}$ $2\Delta F_H = 0,93 F_{0H}$	Ширина спектра відбиття на рівні -3 дБ на вертикальній і горизонтальній поляризаціях
$* n_H = 2,34 + 1,81 \ln(1 + \varphi)$ $* n_H = 1,67 + 3\varphi$ $\varphi = U_B^{-1} (\lambda / \lambda_{3,2})^{0,5} \psi$	Показник степеня спектра на горизонтальній поляризації
$n_V = 0,64 + 1,06 n_H$	Показник степеня спектра на вертикальній поляризації

Величини, що входять в розрахункові співвідношення: λ – довжина хвилі випромінювання, см; $\lambda_{3,2} = const = 3,2$ см – точка нормування; $\{H, V\}$ – горизонтальна, вертикальна поляризації; F_{0H} – центральний зсув частоти, виражений в еквівалентній швидкості руху розсіювачів, см/с; F_{0H} – центральний зсув частоти на горизонтальній поляризації, Гц; ψ – кут ковзання, мрад; U_B – швидкість вітру, м/с; ΔF – півширина спектра за рівнем -3 дБ; * – співвідношення, що мають надмірність (для оцінювання можна використовувати будь-яке з наведених).

Приблизно для 80 % випадків спостерігається зміна $n \sim \lambda^{1/2} U_B^{-1} \psi$, тому аналізувалася залежність n від узагальненого параметра φ :

$$n = \alpha + \beta \varphi, \quad (2.20a)$$

де $\varphi = (\lambda / \lambda_{3,2})^{0,5} U_B^{-1} \psi$, $\lambda_{3,2}$ – точка нормування, λ – робоча довжина хвилі, см; U_B – швидкість вітру, м/с; ψ – кут ковзання, мрад. При введенні узагальненого параметра φ передбачалося, що зі зменшенням довжини хвилі показник степеня n спектра буде зменшуватися до граничного значення $n = 5/3$, характерного для спектрів флуктуацій тропосфери. Це ж має відбуватися і при гранично малих кутах ковзання і великих швидкостях вітру.

Слід зазначити, що для 3-сантиметрового діапазону найбільш імовірними є значення показника степеня $2,5 < n < 5$ (із забезпеченістю близько 75 %), тоді як для 8-міліметрового діапазону при тих же умовах

забезпеченості $2 < n < 3,5$. Урахувати ефект насичення n при великих φ можна, використавши для апроксимації емпіричну залежність вигляду

$$n = \alpha + \beta \ln(1+\varphi). \quad (2.206)$$

Її аналіз показав, що існує статистично значущий зв'язок між параметром форми спектра n і $\ln(1+\varphi)$, причому коефіцієнт кореляції при цьому є трохи більшим, ніж для випадку лінійної залежності вигляду $n = \alpha + \beta\varphi$.

Контрольні запитання і завдання

1. Назвіть поляризаційні особливості розсіяння радіохвиль дециметрового й міліметрового діапазонів.
2. Які механізми розсіяння радіохвиль у НВЧ- і ВВЧ-діапазонах ви знаєте?
3. Охарактеризуйте двомасштабну модель розсіяння радіохвиль морем.
4. У чому полягає відмінність механізмів розсіяння радіохвиль морем при малих і великих кутах опромінення?
5. З яких міркувань потрібно вибирати діапазон зондувального сигналу, поляризацію й кути опромінення поверхні під час дистанційного зондування поверхні моря?
6. З яких міркувань потрібно вибирати діапазон зондувального сигналу, поляризацію й кути опромінення поверхні під час виявлення надводних і повітряних цілей на фоні відбиття від моря?
7. Оцініть доплерівський зсув, ширину спектра й показник степеня для сигналу, розсіяного морем, при довжині хвилі 5 см. Порівняйте ці параметри для вертикальної й горизонтальної поляризацій.
8. Який діапазон швидкостей відповідає доплерівським зсувам частоти відбиття від моря? Яким надводним об'єктам він відповідає?
9. Які типи цілей важче виявляти на фоні відбиття від моря, швидкісні чи малорухомі, і при якому стані поверхні моря?

Розділ 3. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВІДБИТТЯ ВІД ЛЬОДУ Й НЕОДНОРІДНОГО МОРЯ

Морський крижаний покрив займає великі простори в полярних областях Світового океану, є одним з основних кліматотвірних факторів, що значно впливають на господарську діяльність. На арктичному шельфі і в районах Крайньої Півночі знаходяться найбільші в світі родовища нафти й газу. Судноплавство й вантажопотоки по Північному морському шляху (ПМШ) безпосередньо пов'язані з розвитком видобутку мінеральних ресурсів. Морський крижаний покрив – надзвичайно різноманітний, і для його опису використовується цілий комплекс параметрів, таких як згуртованість, вік, товщина, розмір крижаних полів, стан поверхні, швидкість і напрямок дрейфу і т. д. Отримання достовірної, детальної та точної інформації щодо крижаного покриву є необхідним для забезпечення безпеки мореплавання, господарської діяльності на шельфі арктичних морів, проведення режимних й кліматичних досліджень.

Моніторинг крижаного покриву проводиться з метою гідрометеорологічного забезпечення мореплавства та інших видів практичної діяльності. Протягом багатьох десятиліть основним засобом отримання інформації про морський льод була візуальна авіаційна льодова розвідка. Починаючи з кінця 1960-х рр. в оперативній практиці стали широко використовуватися супутникові зображення у видимому діапазоні, а з 1978 р. – в інфрачервоному (ІЧ) діапазоні. У полярних регіонах інформація в оптичному діапазоні може бути отримана один раз у три-п'ять діб, а в несприятливі періоди (кінець літа – початок зими) перерви між спостереженнями можуть становити місяць і більше. Тому, починаючи з 1968 року, для регулярної зйомки крижаного покриву в Арктиці використовувалися літакові, а потім супутникові радіолокаційні станції бокового огляду (РЛСБО), а в подальшому радіолокатори з синтезованою апертурою (РСА). При створенні систем для дистанційних аерокосмічних досліджень необхідно знати характеристики розсіювання ЕМХ льодовими покриттями, поляризаційні матриці розсіювання та їх взаємозв'язки з електрофізичними характеристиками льоду.

3.1. Електрофізичні характеристики морського льоду

Електрофізичні характеристики морського льоду визначаються:

- кристалічним станом;
- температурою;
- солоністю;
- щільністю;
- діапазоном радіохвиль.

У табл. 3.1 наведено значення коефіцієнтів заломлення та послаблення морського льоду залежно від довжини хвилі РЛС.

Видно, що довжина хвилі РЛС, температура й солоність несуттєво впливають на величину коефіцієнта заломлення льоду. Водночас погонне загасання може змінюватися на декілька порядків, збільшуючись приблизно у 5–7 разів при підвищенні солоності від 2 до 8 ‰, у 10–100 разів при зменшенні довжини хвилі опромінювального поля від 7,9 до 0,78 см, а також у 10–25 разів при зменшенні температури повітря від -37° до -5°

Таблиця 3.1

Коефіцієнт заломлення і погонне послаблення морського льоду в НВЧ-діапазоні

Температура, °С	Довжина хвилі, см	Солоність, ‰					
		2	5	8	2	5	8
		Коефіцієнт заломлення			Погонне послаблення, дБ/см		
-37,0	0,78	1,79	1,79	1,79	0,1	0,25	0,42
	3,0	1,79	1,79	1,79	0,01	0,03	0,05
	7,9	1,79	1,79	1,79	0,001	0,002	0,004
-23,5	0,78	1,79	1,8	1,8	0,4	0,9	1,5
	3,0	1,79	1,8	1,82	0,1	0,25	0,4
	7,9	1,8	1,82	1,83	0,002	0,004	0,06
-13,5	0,78	1,78	1,79	1,8	0,7	2,2	4,4
	3,0	1,81	1,85	1,88	0,55	0,2	1
	7,9	1,82	1,89	1,95	0,04	0,15	0,3
-5,0	0,78	1,79	1,84	1,88	1	3	9
	3,0	1,81	1,9	2,1	0,25	1	5
	7,9	1,82	1,92	2,2	-	0,6	-

3.2. Діагностика морського льоду космічними радіолокаторами бокового огляду

Великі площі полярних морів, океанів, а також внутрішніх водойм можуть бути покриті шаром льоду різної товщини. Наростання, дрейф і руйнування крижаного покриву пов'язані з динамічними й термодинамічними процесами в атмосфері й океані. Лід, своєю чергою, суттєво впливає на тепловий баланс Землі, що має враховуватися при глобальних і регіональних метеорологічних і гідрологічних прогнозах, кліматичних дослідженнях і т. д.

На відміну від морської поверхні, що являє собою однорідне в діелектричному сенсі середовище і характеристики розсіювання якої визначаються тільки її станом (статистичними властивостями), лід є надзвичайно складною системою. Діелектричні властивості льоду (див. табл. 3.1) визначаються температурою, солоністю, віком (товщиною) і помітно змінюються в часі. Через різноманіття фізичних властивостей льоду і труднощі дослідження розсіяння радіохвиль крижаними покриттями

неможливо створити єдину модель, тому основою методів інтерпретації результатів зондування льоду є узагальнені експериментальні дані.

На рис. 3.1 показано результати вимірювань ПЕПР $\sigma^0(\theta)$ морського льоду різного віку в осінньо-зимовий період року, за основу взято банк даних радіолокаційних відбиттів, створений в ІРЕ НАНУ, ЦРЗЗ НАНУ і НКАУ [10]. Подані залежності охоплюють основні види дрейфувального льоду в Арктичному басейні відповідно до міжнародної класифікації морських льодових карт [10].

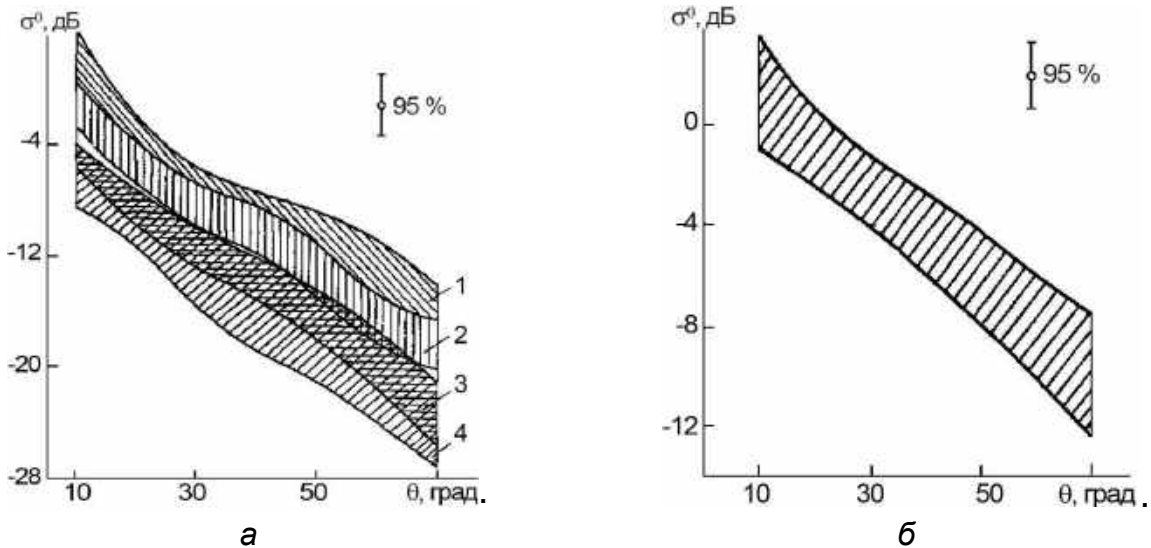


Рис. 3.1. Кутова залежність питомої ЕПР: а – для льоду осіннього та зимового походження (1 – нілас, 2 – молодий лід, 3 – тонкий однорічний лід, 4 – товстий однорічний лід); б – для багаторічного льоду

Узагальнену експериментальну залежність ПЕПР від віку льоду показано на рис. 3.2. Ця залежність характеризує змінення ПЕПР залежно від віку морського льоду і є основою методів інтерпретації інформації космічною радіолокацією [10].

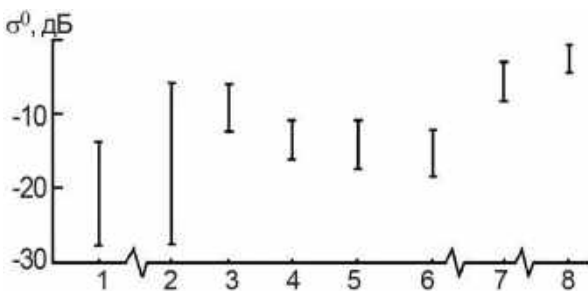


Рис. 3.2. Узагальнена залежність ПЕПР морського льоду від віку (товщини) для кута $\sim 40^\circ$: 1 – море, швидкість вітру 0–10 м/с, 2 – нілас (товщина $h < 10$ см), 3 – молодий лід ($h = 10\text{--}30$ см), 4 – тонкий однорічний лід ($h = 30\text{--}70$ см), 5 – середній однорічний лід ($h = 70\text{--}120$ см), 6 – товстий однорічний лід ($h > 120$ см), 7 – багаторічний лід ($h > 200$ см), 8 – шельфові льодовики

Поряд з цим, при інтерпретації даних РЛ-зондування широко застосовуються методи якісного аналізу радіолокаційної інформації (РЛІ), що базуються на порівнянні одержаних радіозображень з еталонними, характерними для конкретного типу крижаного покриву.

Експериментально отримані [8, 10] характеристики зворотного розсіювання морського льоду в Х-діпазоні радіохвиль залежно від кута огляду, поляризації приймання та випромінювання показано на рис. 3.3. Також показано результати їх апроксимації залежностями

$$\sigma^0 = a + b(\cos \theta) + c(\cos \theta)^2. \quad (3.1)$$

Значення коефіцієнтів апроксимації залежності ПЕПР від кута, поляризації приймання та випромінювання для різного льоду наведено в табл. 3.2.

Слід зазначити, що для багаторічного льоду хороші результати на основних поляризаціях (ВВ і ГГ) дає лінійна апроксимація ПЕПР, на кросполяризації кращі результати дає параболічна апроксимація.

Для молодого льоду лінійна апроксимація дає хороші результати для всіх типів поляризації при кутах огляду 25°...75°. При малих кутах (менших за 25°) різниця між експериментом та апроксимацією для молодого льоду може становити 10 дБ. Це означає, що при цих кутах діє інший механізм розсіяння, наприклад квазівідбивне розсіяння.

На рис. 3.4 показано отримані експериментально [8, 10] залежності ПЕПР від кута опромінювання в L-, Ku- і K-діапазонах для молодого (рис. 3.4, а) і багаторічного (рис. 3.4, б) льоду.

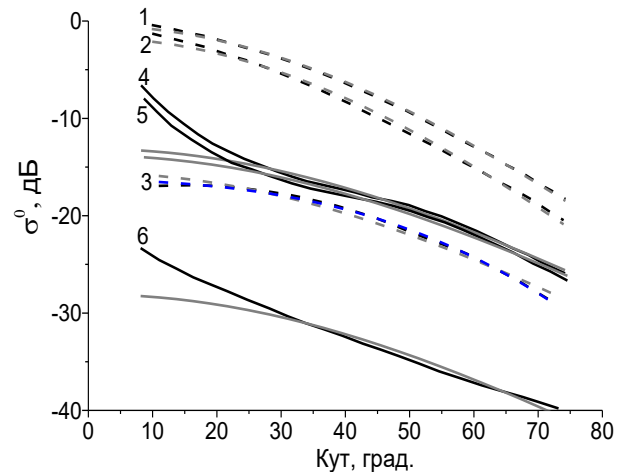


Рис. 3.3. Залежність від кута огляду ПЕПР багаторічного 1, 2, 3 (---) і річного льоду 4, 5, 6 (—) на частоті 9,0 ГГц для вертикальної – 1, 4 (ВВ), горизонтальної 2, 5 (ГГ) і крос- 3, 6 (ВГ) поляризацій: —, - - експериментальні дані; —, - - апроксимація

Таблиця 3.2

Коефіцієнти апроксимації на частоті 9 ГГц

Тип льоду	Поляризація	n	a	σ_a	b	σ_b	c	σ_c
Багаторічний	ВВ	1	-25,23	0,097	24,78	0,141	-	-
	ГГ	1	-28,23	0,259	26,51	0,363	-	-
	ВГ	1	-33,45	0,357	17,86	0,488	-	-
	ВГ	2	-37,93	0,377	33,00	1,220	-11,42	0,912
Молодий	ВВ	1	-30,28	0,213	17,16	0,319	-	-
	ГГ	1	-30,67	0,237	16,86	0,366	-	-
	ВГ	1	-45,61	0,423	17,54	0,636	-	-

Збільшення кута падіння, як і в попередньому випадку, приводить до зменшення ПЕПР льоду. У різних діапазонах частот кутові залежності для молодого і багаторічного льоду мають такі самі особливості, що й на рис. 3.3.

Показано результати апроксимації частотної залежності ПЕПР молодого (рис. 3.4, в) і багаторічного (рис. 3.4, г) льоду для фіксованих кутів опромінювання 20°, 40°, 60° залежностями

$$\sigma^0 = a + bt + ct^2, \quad (3.2a)$$

$$t = \lg F. \quad (3.26)$$

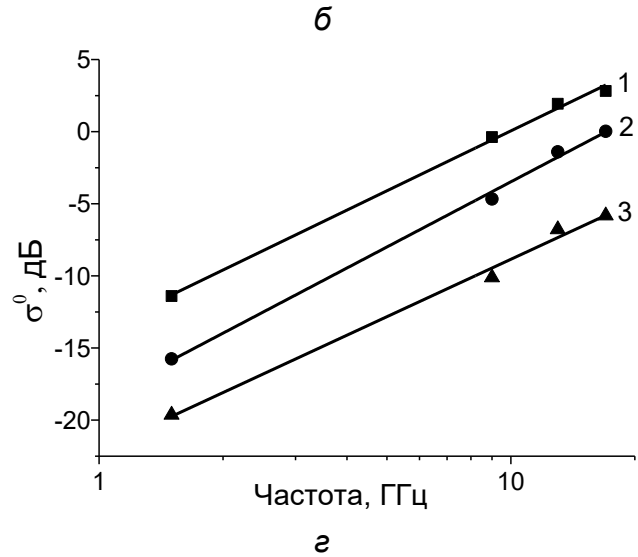
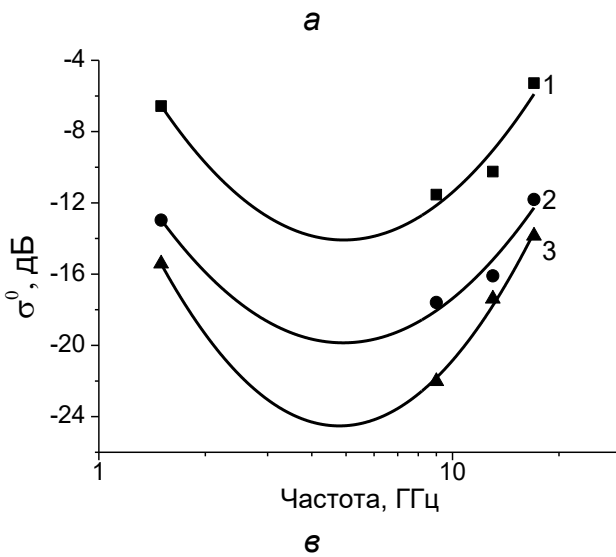
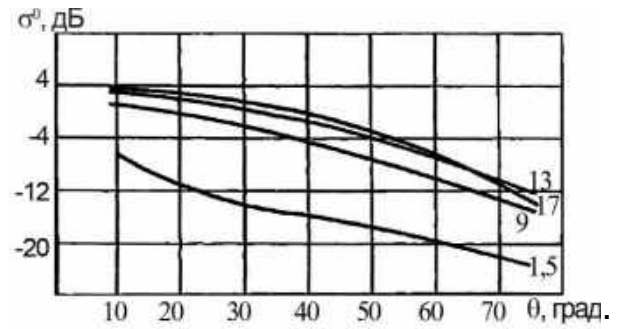
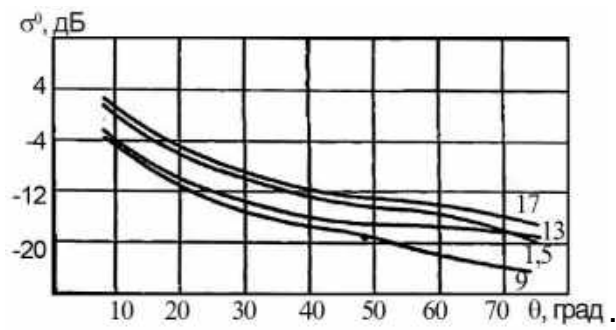


Рис. 3.4. Характеристики зворотного розсіювання радіохвиль морського льоду в L-, Ku- та K-діапазонах. Залежність від кута огляду ПЕПР однорічного (а) і багаторічного (б) льоду на частотах 1,5, 13,0, 17,0 ГГц для вертикальної поляризації приймання/випромінювання(ВВ); апроксимації частотної залежності ПЕПР молодого (в) і багаторічного (з) льоду для фіксованих кутів опромінювання: 1°...20°, 2°...40°, 3°...60°

Для багаторічного льоду хороші результати дає лінійна апроксимація у подвійному логарифмічному масштабі по осях абсцис та ординат. Це означає, що в лінійному масштабі апроксимаційна залежність матиме вигляд

$$\sigma^0 = \sigma_0^0 F^n, \quad (3.2в)$$

де

$$\sigma_0^0 = 10^{\frac{a}{10}}, \quad n = \frac{b}{10}. \quad (3.2г)$$

З виразу (3.2г) і даних табл. 3.3 випливає, що показник степеня $n \approx 1,3 \dots 1,5$ відповідає фрактальній залежності ПЕПР від частоти, тобто частотна залежність ПЕПР не сильно відрізняється від лінійної.

Для молодого льоду залежність від частоти не є монотонною. Хороший результат дає її параболічна апроксимація (табл. 3.3.)

Таблиця 3.3

Коефіцієнти апроксимації частотних залежностей ПЕПР

Тип льоду	Кут падіння, град.	n	a	σ_a	b	σ_b	c	σ_c
Багаторічний	20°	1	-13,75	0,463	13,80	0,481	-	-
	40°	1	-18,49	0,520	15,01	0,541	-	-
	60°	1	-22,07	0,721	13,22	0,75		
Молодий	20°	2	-0,524	2,69	-39,17	11,73	28,29	8,65
	40°	2	-7,41	2,04	-36,01	8,87	26,06	6,55
	60°	2	-7,95	0,857	-48,73	3,73	35,84	2,75

Як видно з рис. 3.4, з, для молодого льоду в діапазоні 1,5...17 ГГц значення ПЕПР у кінцевих точках є приблизно однаковими, отже, їх можна використовувати під час практичних розрахунків.

Велике наукове й практичне значення мають дослідження просторового розподілу товщини морського льоду в зимовий період року. Як показано вище, зв'язок між ПЕПР морського льоду і його віком (товщиною) можна застосувати для цих досліджень з допомогою радіолокаційної апаратури космічного базування. На рис. 3.5 зображено монтаж радіолокаційних зображень (РЛЗ) Аляски і прилеглих районів Північного Льодовитого океану. РЛЗ охоплює великий район крижаного покриву різного віку. На РЛЗ можливе виділення ділянок з морським льодом, що відрізняються яскравістю, а отже, і ПЕПР. Ґрунтуючись на узагальнених зв'язках ПЕПР морського льоду з його віком (рис. 3.2) і беручи до уваги особливості гідрометеорологічного режиму в певному районі, можна виділити зони поширення багаторічного льоду, однорічного припаю, зони торосистого однорічного припаю, заприпайної ополонки.

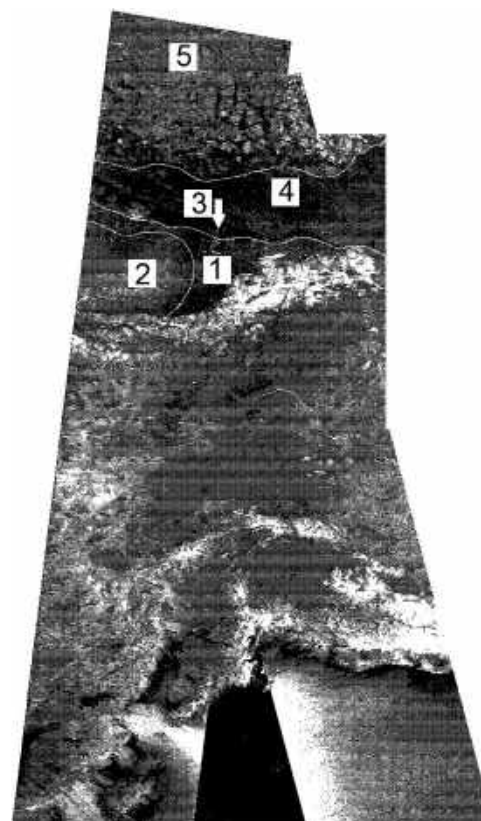


Рис. 3.5. Монтаж РЛЗ Аляски ШСЗ «Січ-1»: 1 – середній і товстий однорічний припай; 2 – торосистий однорічний припай; 3 – заприпайна ополонка; 4 – середній і товстий однорічний лід; 5 – багаторічний лід

Регулярні спостереження льодової обстановки дають змогу визначати швидкості дрейфу різних ділянок крижаних полів та утворень. Ця інформація може бути використана для безперервної побудови карт течій і дрейфу криги, що важливо для вивчення полярних районів.

Результати РЛ-зйомки космічними радіолокаторами бокового огляду (РБО) можуть бути використані і для спостереження процесів

льодоутворення в басейнах Чорного й Азовського морів. На рис. 3.6, а показано РЛ-зображення акваторії Азовського моря, отримані РБО штучного супутника Землі (ШСЗ) «Січ-1», на рис. 3.6, б – результати тематичного оброблення, що дають змогу простежити динаміку змінення льодової обстановки. Подібна інформація, безперечно, є дуже корисною при здійсненні навігації в басейні Азовського моря.

Видно, що за яскравістю засвічення льодові покриви займають проміжне положення між водною поверхнею, яка є темнішою, і сушею, яка є яскравішою.

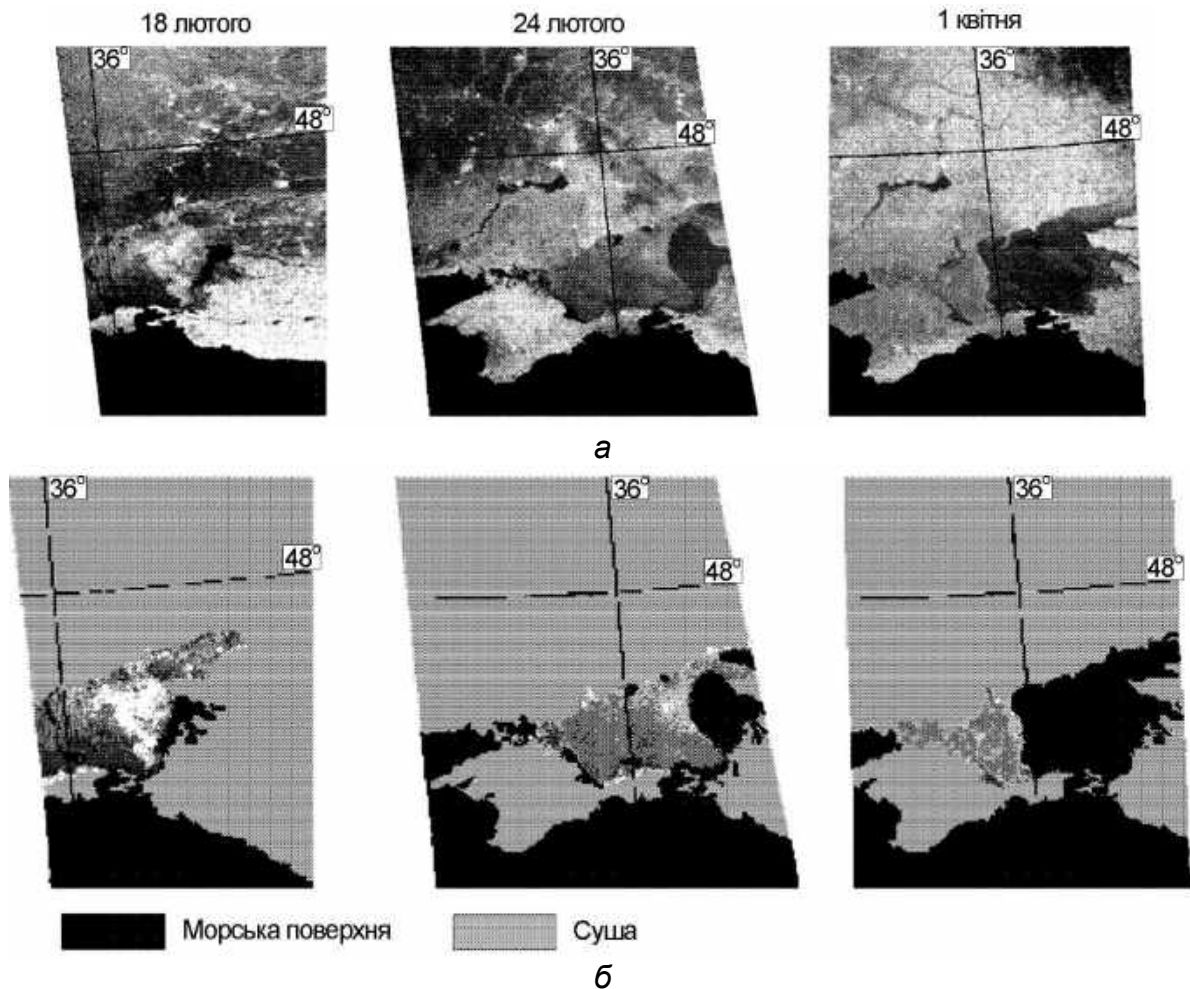


Рис. 3.6. Динаміка змінення льодового покриву в Азовському морі: а – радіолокаційні зображення; б – результати тематичного оброблення

3.3. Основи радіолокаційного зондування морського льоду

Значення ПЕПР одних і тих же видів морського льоду, розташованого в районі кромки і в масиві дрейфувального льоду, значно різняться. Радіолокаційний контраст між багаторічним та однорічним льодом варіює в період літнього танення залежно від температури, стадії танення, площі снігового покриву, швидкості вітру й багатьох інших факторів, що істотно ускладнює інтерпретацію одержаних зображень. Аналіз РСА-зображень

C-діапазону виявив переваги використання даних на ГГ-поляризації для вивчення крижаного покриву. Водночас дані про ПЕПР морського льоду в цьому діапазоні, наведені в літературі, отримано, головним чином, при аналізі зображень з супутників ERS, тобто на ВВ-поляризації. ПЕПР основних видів морського льоду на ГГ-поляризації визначено шляхом оброблення серії каліброваних PCA-зображень, отриманих із супутника Envisat (рис. 3.7).

Унаслідок узагальнення й систематизації даних про ПЕПР морського льоду виявлено, що її змінення в Ku-, X- і C-діапазонах радіохвиль мають такі характерні особливості:

а) малі значення для початкових льодів і ніласу;

б) збільшення значень для сірого льоду;

в) зменшення значень на стадії однорічного льоду з подальшим збільшенням при збільшенні його товщини;

г) збільшення значень для багаторічного льоду.

Узагальнені дані ПЕПР різних типів льоду в C-діапазоні на ГГ-поляризації (див. рис. 3.7), а також у X-діапазоні на ВВ-поляризації (див. рис. 3.2) з урахуванням кутових залежностей (див. рис. 3.1, 3.3, 3.4) та їх апроксимацій (див. табл. 3.2, 3.3) дають можливість оцінити ПЕПР льоду, а враховуючи роздільну здатність РЛС за дальністю й кутом ЕПР, і потужність прийнятого РЛС-сигналу на заданій дальності спостереження.

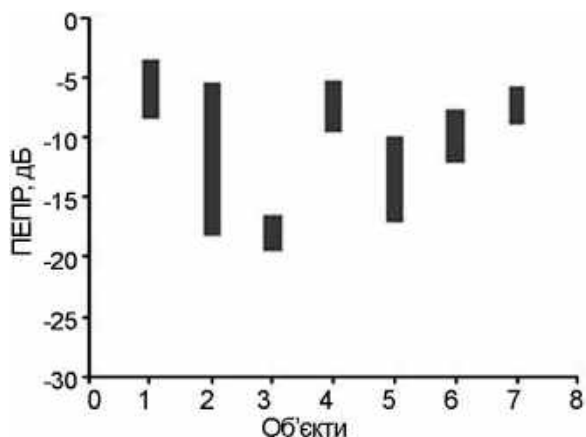


Рис. 3.7. Узагальнені дані ПЕПР різних типів льоду: C-діапазон, ГГ-поляризація, кут падіння 23°; 1 – водна поверхня, 2 – початкові види льоду, 3 – нілас, 4 – молодий лід, 5 – однорічний лід, 6 – однорічний деформований лід, 7 – багаторічний лід

Розшифрування позначень діапазонів наведено в табл. 3.4.

Таблиця 3.4

Розшифрування діапазонів

Позначення	Частоти, ГГц	Довжина хвилі, см
Ku	12...18	2,5...1,67
X	8...12	3,75...2,5
C	3,4...8	7,5...3,75
S	2...4	15...7,5
L	1...2	30...15

Інтерпретація супутникових радіолокаційних зображень морського льоду. Інтерпретація супутникових радіолокаційних зображень морського льоду базується на аналізі можливості ідентифікації їх основних параметрів за супутниковими радіолокаційними зображеннями, отриманим у X-, C- і

S-діапазонах, на основі їх типових сигнатур.

Сигнатура – це унікальний ідентифікатор об'єкта. При визначенні параметрів крижаного покриву в процесі інтерпретації використовуються яскравість зображення, текстура, а також структура, розмір і форма об'єктів. Яскравість радіолокаційного зображення, яка визначається ПЕПР морського льоду, є основною прямою дешифрувальною ознакою. У тих випадках, коли різні види льоду зображуються однаковим тоном і текстурою, для їх розпізнавання використовується додаткова інформація – гідрометеорологічні умови, дрейф льоду в попередній період, інші дані дистанційного зондування та апіорні дані про льодові умови. З допомогою супутникових радіолокаторів з синтезованою апертурою (РСА) сигнатури різних вікових видів та інші параметри льоду визначалися й уточнювалися за даними підсупутникових експериментів, під час яких оцінювалися вік, товщина, торосистість, скупченість та інші параметри морського льоду, виконувалася фото- і відеозйомка, проводилися вимірювання товщини льоду, глибини й щільності снігу тощо. При цьому радіолокаційні зображення порівнювалися з реальними спостереженнями льодових умов. Методологія інтерпретації радіолокаційних зображень X-діапазону на VV(BB)-поляризації розвивалася на основі даних, отриманих із супутників серії "Океан". За цими зображеннями визначаються початкові, молоді, однорічні й багаторічні льоди, ідентифікуються положення кромки льоду, межі між дрейфувальними льодом і припаєм, між багаторічним і однорічним льодом, великі й гігантські крижані поля, прибережні і заприпайні ополонки, а також розводдя завширшки більше половини елемента дозволу РЛС. Послідовні зйомки одного й того ж району дають змогу простежувати дрейф крижаного покриву, оцінювати його швидкість і напрямок. Разом з тим, засніженість, товщина льоду й деякі інші параметри льодів не визначаються.

Методологія інтерпретації РСА-зображень С-діапазону, одержаних із супутників ERS, RADARSAT і Envisat, розвивалася на основі серії підсупутникових експериментів, виконаних у період 1997–2006 рр. на борту атомних криголамів і науково-експедиційних суден. Під час досліджень установлено можливість ідентифікації основних вікових видів (початковий, молодий, однорічний і старий) і форм льоду, ділянок рівного, слабо, помірно й сильно деформованого льоду, межі припаю, а також прибережних і заприпайних ополонк і розривів. Існує принципова можливість використання даних Envisat з широкою смугою огляду для виявлення айсбергів розміром більше 100 м на фоні морської поверхні і рівного припаю. Складність їх виявлення серед дрейфувального льоду обумовлена схожістю сигнатур айсбергів і деяких льодових утворень. Експериментально встановлено, що радіолокаційні контрасти між рівним і торосистим льодом зменшуються і потім зникають у період танення. У літній період за контрастом визначаються положення кромки і скупченість льоду, виділяються окремі поля і смуги.

Тематичне оброблення супутникових радіолокаційних зображень морського льоду. Основні характеристики морського льоду: вік; загальна

скупченість і часткова скупченість багаторічного льоду; характеристики розривів і дрейфу криги.

РСА-зображення, оброблені за формулою, інваріантною за дальністю, перетворюють значення пікселів на ПЕПР, значно темніші в дальній частині смуги огляду порівняно з ближньою. При цьому різниця значень ПЕПР крижаного покриття, зумовлена її залежністю від кута падіння (див. рис. 3.2, 3.3), може становити 10 дБ. Тому при виконанні тематичного оброблення РСА-зображень з широкою смугою огляду необхідно перераховувати ПЕПР морських льодів за фіксованим кутом падіння (рис. 3.8).

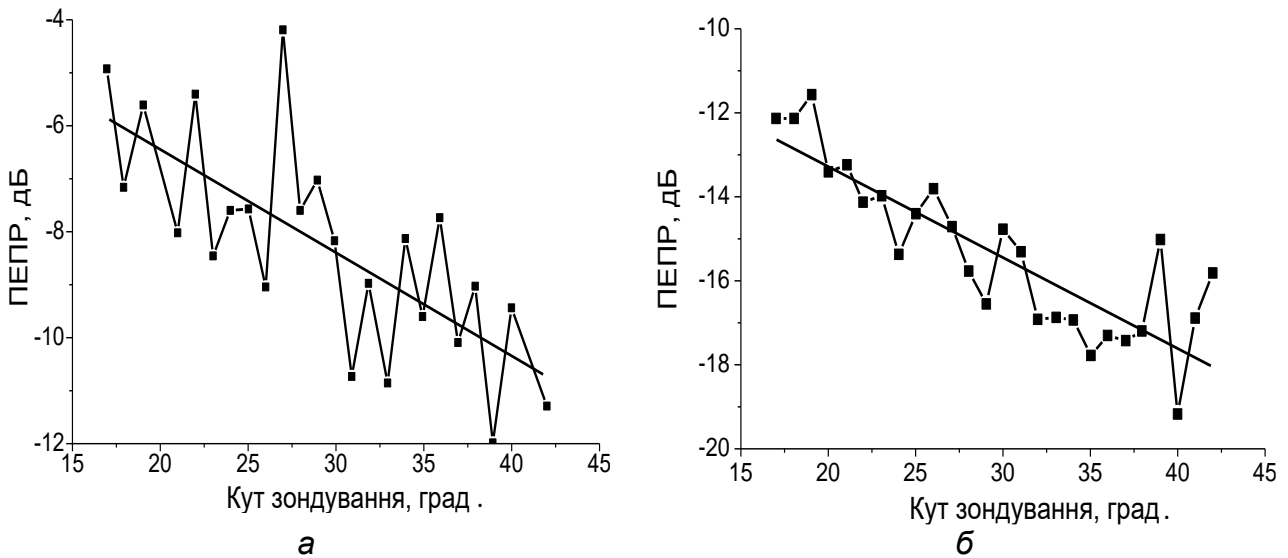


Рис. 3.8. Кутові залежності ПЕПР багаторічного й однорічного льоду, отримані за каліброваним РСА-зображенням з супутника Envisat:

а – багаторічний лід (нахил $-0,19$ дБ/град.), б – однорічний лід ($-0,24$ дБ/град.)

Алгоритм ідентифікації вікових видів морського льоду на супутникових радіолокаційних зображеннях складається з таких етапів: сегментація; вибір ознак; розпізнавання. Унаслідок сегментації зображення розбивається на зони з однорідними тоновими властивостями, які відповідають полям льоду, каналам, ополонками, ділянкам деформованого льоду тощо.

Для визначення часткової скупченості багаторічного льоду може застосовуватися метод байєсівської класифікації. Для кожного виду льоду розраховуються апостеріорні ймовірності. Рішення приймається на користь того виду льоду, для якого ця величина є максимальною. Оцінки часткової скупченості багаторічного льоду з супутника Envisat у виділених зонах відповідають оцінкам експертів з точністю до 3–4 % (рис. 3.9).

Алгоритми автоматизованого визначення дрейфу криги ґрунтуються на знаходженні максимуму коефіцієнта кореляції між різними блоками пікселів і розпізнаванні характерних деталей крижаного покриття на послідовних РСА-зображеннях.

Ідентифікація розривів у крижаному покритті. Використовується набір параметрів, що визначають характеристики розривів крижаного поля, для подальшого оцінювання суцільності льодових покриттів:

- питома довжина розривів – відношення сумарної довжини розривів у певному квадраті до його площі;
- нормована троянда-діаграма розривів – відношення сумарної довжини ділянок розривів у кожному діапазоні кутів до загальної довжини розривів у квадраті;
- парціальна питома довжина розривів – відношення сумарної довжини розривів у кожному діапазоні кутів до площі квадрата;
- середня відстань між розривами – середня відстань між двома перетинами з розривами під час руху в межах певного квадрата координатної сітки в заданому напрямку; курс відлічується відносно осьового меридіана $20^{\circ} \dots 200^{\circ}$.

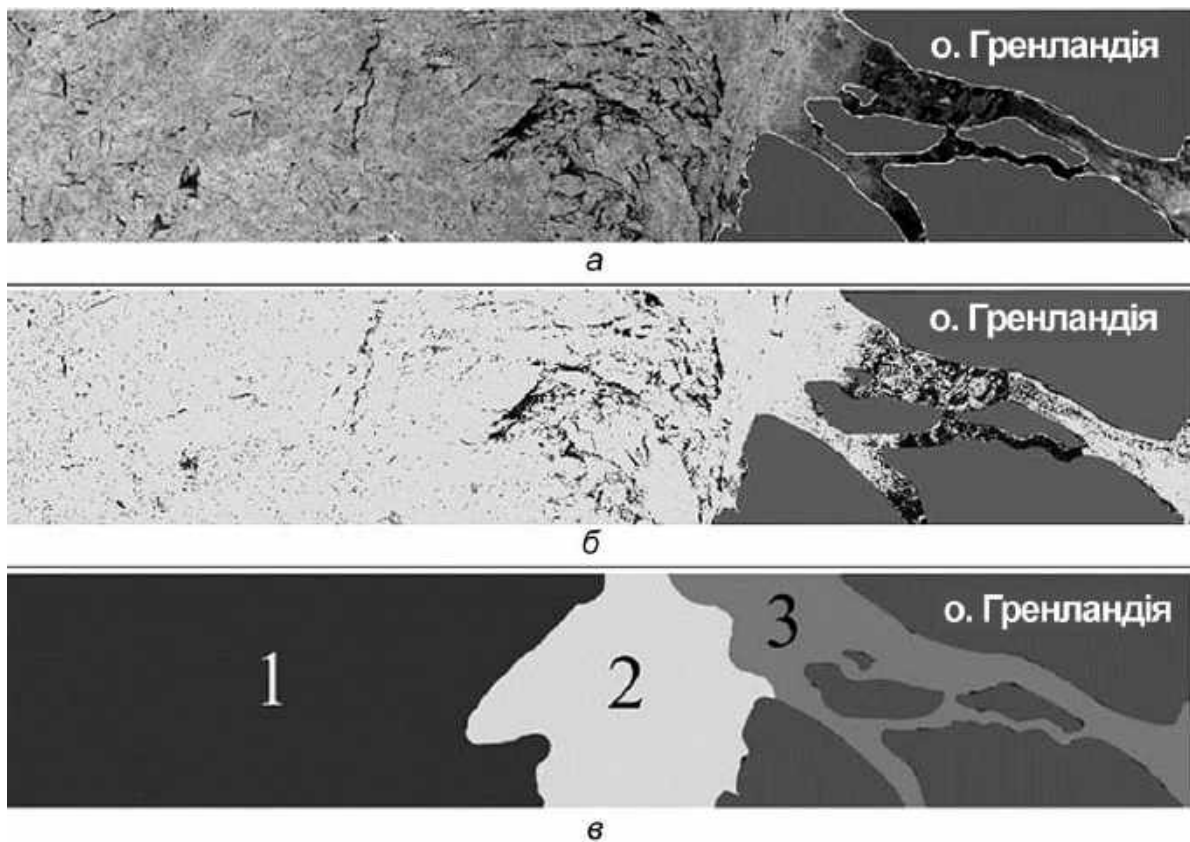


Рис. 3.9. Оцінки часткової скупченості багаторічного льоду за PCA-зображеннями з супутника Envisat 6 грудня 2005 р.: а – вихідне зображення, зведене до кута падіння 25° ; б – результат класифікації; в – виділення зон різної часткової скупченості багаторічного льоду: 1 – $C_{my} = 0,95$; 2 – $C_{my} = 0,81$; 3 – $C_{my} = 0,62$

3.4. Спільний аналіз супутникових зображень крижаного покриву в різних частотних діапазонах на різних поляризаціях

Порівняння зображень, отриманих із супутників ERS і RADARSAT, дало змогу встановити відмінності сигнатур водної поверхні, початкового і молодого льоду на HH(ГГ)- і VV(ВВ)-поляризаціях та їх схожість для інших видів льоду. Показано, що при спільній інтерпретації PCA-зображень на двох поляризаціях

краще виділяються початковий і молодий лід, а також однорічний лід у період танення. Під час аналізу каліброваних PCA-зображень, отриманих із супутника Envisat на трьох комбінаціях поляризацій (HH і HV, VV і VH, HH і VV) при кутах падіння від 15° до 45° , установлено, що деякі види льоду утворюють неперекривні кластери у двовимірному просторі (рис. 3.10).

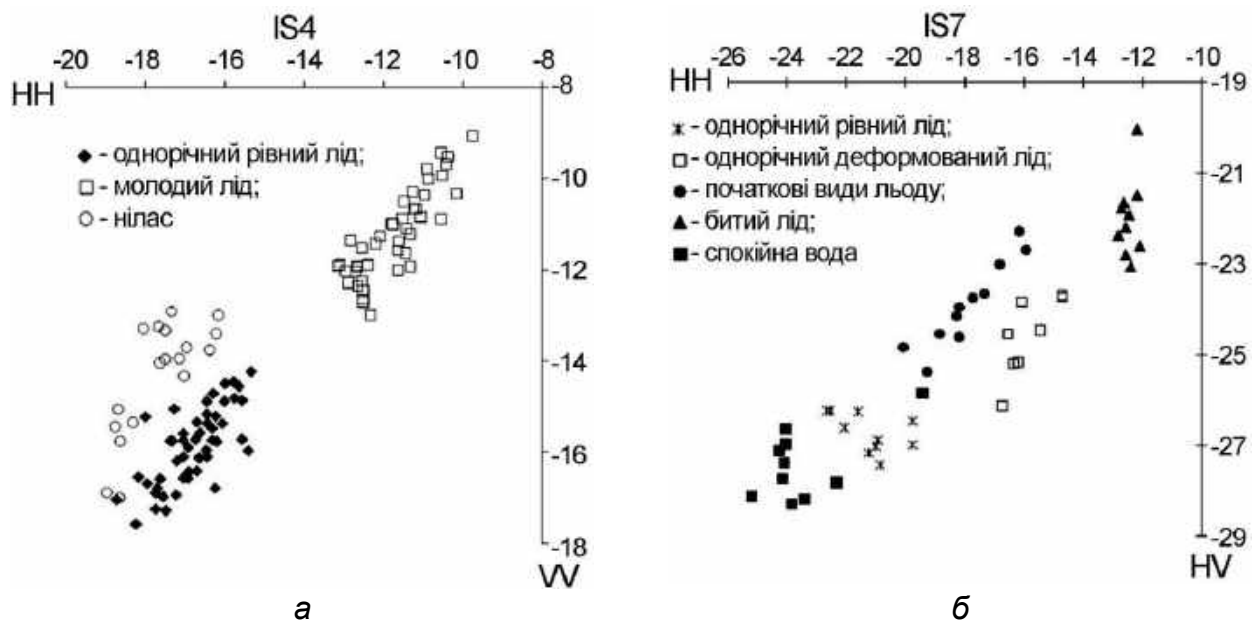


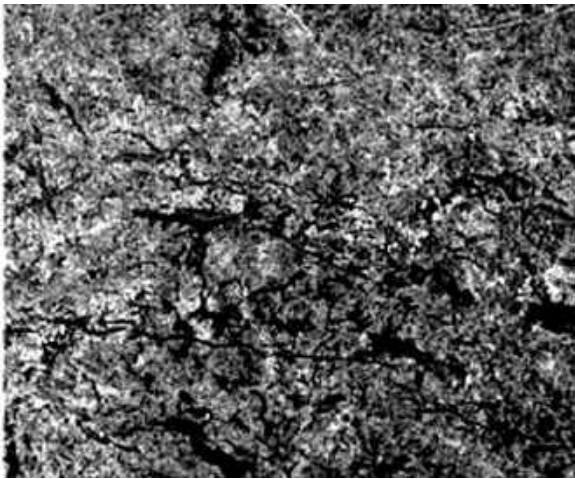
Рис. 3.10. ПЕПР різних видів морського льоду, обчислені за зображеннями, отриманими з супутника Envisat у режимі APM на HH–VV-поляризаціях (а) і HH–HV-поляризаціях (б)

На HH- і VV-поляризаціях краще поділяються однорічний рівний лід і нілас, водна поверхня й поля однорічного льоду, а на HH- і HV-поляризаціях – спокійна водна поверхня й рівний однорічний лід. Початковий і молодий лід більш вірогідно виділяється із зображень на двох поляризаціях (HH-VV, HH-HV і VV-VH).

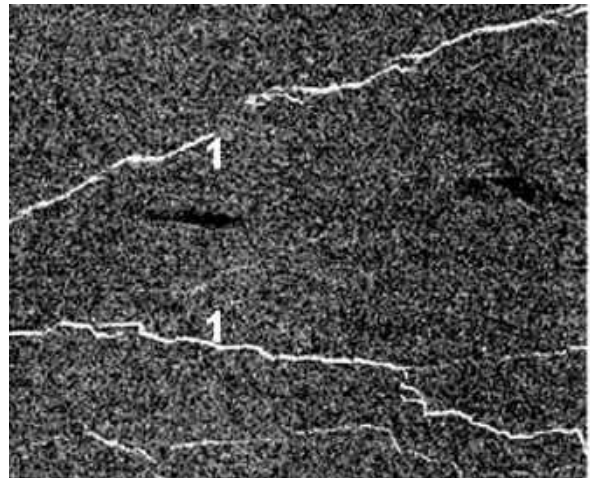
Режим альтернативної (крос) поляризації дає змогу виділяти ополонки й розриви в крижаному покриві. Рис. 3.11, б ілюструє, як використання кросполяризаційного відношення (VV/VH) для масиву багаторічного льоду дає змогу краще виявляти й розпізнавати розриви, покриті сірим льодом (1 на рис. 3.11, б), ніж це можна зробити за початковим зображенням (рис. 3.11, а).

Використання під час аналізу суміщених за смугою огляду супутникових радіолокаційних (3,15 см) і радіотеплових (0,8 см) зображень крижаного покриву, тобто активних і пасивних систем зондування, дає змогу уточнити визначення положення кромки льоду, загальної та часткової скупченості льоду, зон включення і переважання старого льоду в зимовий період, наявності молодого льоду серед старого й однорічного, а також деяких інших параметрів.

Використання багаточастотних режимів зондування дає змогу отримати додаткову інформацію для вирішення класифікаційного завдання.



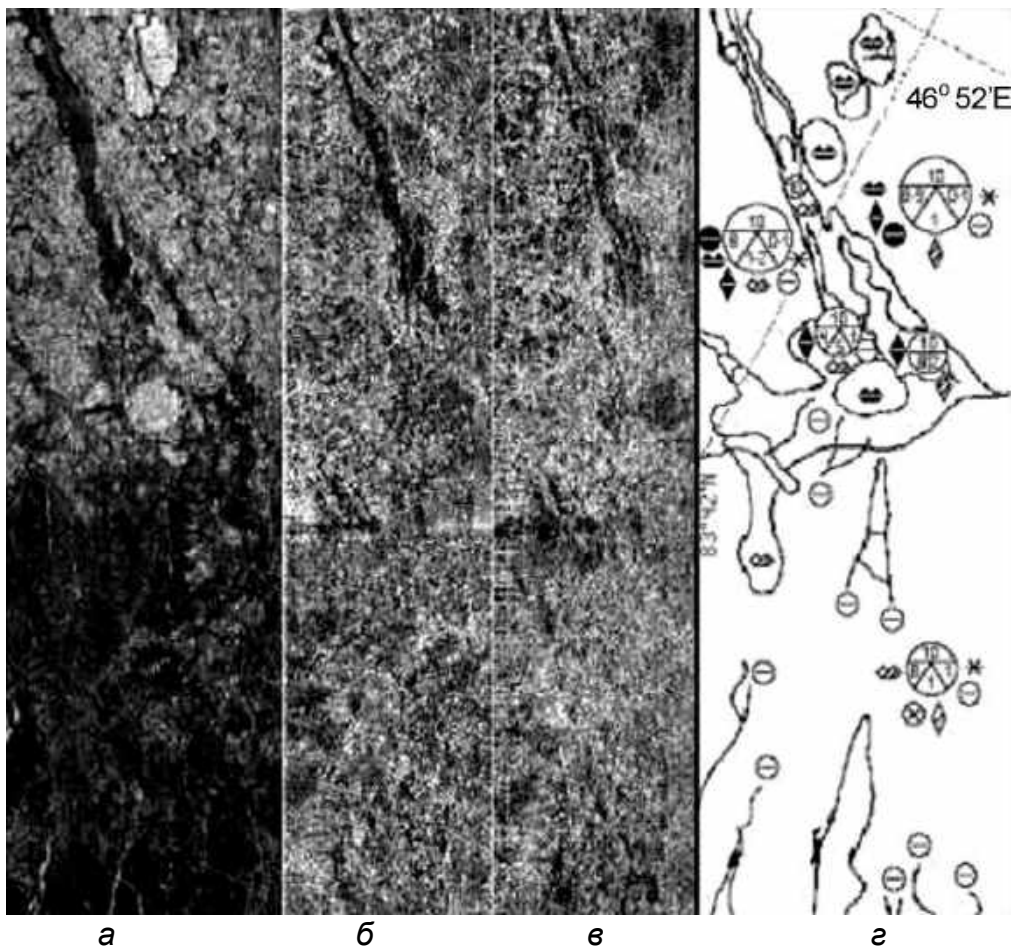
а



б

Рис. 3.11. Фрагмент зображення, отриманого з супутника Envisat:
а – HH-поляризація, *б* – поляризаційне відношення HH/VV; 1 – розриви льоду

На рис. 3.12 показано радіолокаційні зображення морського льоду, отримані з допомогою радіолокатора бокового огляду з довжиною хвилі 3 см (РБО 3), а також радіолокаторів із синтезованою апертурою з довжинами хвиль 23 і 180 см (РСА 23, РСА 180).



а

б

в

г

Рис. 3.12. Багаточастотні зображення морського льоду різного віку:
а – РБО 3; *б* – РСА 23; *в* – РСА 180; *г* – тематична карта віку льоду,
 виконана за міжнародними гляціологічними стандартами

3.5. Практичне застосування супутникових радіолокаційних зображень для забезпечення навігації в льодах

За супутниковими радіолокаційними зображеннями можна визначити вектор дрейфу льоду в інтервалі часу 1–5 діб, від 2 тижнів до 2 місяців і 3–6 місяців, а за послідовними радіолокаційними зображеннями супутників "Океан" і RADARSAT і даними карти дрейфу – винос льоду.

Установлено, що в період 1979–1995 рр.:

- 1) середньомісячний винос льоду з моря Лаптевих був позитивним протягом усього року з максимумом у лютому і мінімумом у серпні;
- 2) винос льоду через північну межу моря переважав з жовтня по травень, а надходження – з червня по вересень;
- 3) надходження льоду зі Східно-Сибірського моря переважало в квітні, травні, листопаді та грудні, а максимум виносу припадав на вересень;
- 4) у зимовий період переважав винос льоду, проте регулярно були періоди його надходження тривалістю кілька днів і навіть тижнів;
- 5) площа виносу льоду в зимовий період змінювалася від 251000 до 732000 км² і в середньому становила 483000 км²;
- 6) у літній період надходження льоду через північну межу моря Лаптевих становило в середньому 40000 км², винос льоду відбувався в 1982, 1985, 1987, 1991 і 1995 роках;
- 7) у літній період площа льоду, перенесеного з моря Лаптевих у Східно-Сибірське море, у середньому становила 69000 км².

З використанням даних про динаміку переміщення льоду можна проводити моніторинг льодових покривів в інтересах судноплавства й оцінювати потоки енергообміну в системі океан – атмосфера, які суттєво впливають на клімат як окремих регіонів, так і Землі в цілому.

1983 року з допомогою РБО «Космос 1500» врятовано караван суден у важких льодах Арктики, у протоці Лонга (рис. 3.13). 1985 року проведено операцію з порятунку судна «Михаил Сомов», затертого в льодах Антарктики (рис. 3.14). 1986 року в Антарктиді моніторився відкол шельфового льодовика разом із розташованою на ньому станцією «Дружная-1». Постійний моніторинг льодових полів у басейні Азовського моря за допомогою РБО «Січ-1» (див. рис. 3.6) дає змогу оптимізувати господарську діяльність у межах басейну в зимовий період. Як класифікаційна ознака використовувалася яскравість світіння як льоду різного віку, так і чистої води. Такий же підхід застосовувався для класифікації льодової ситуації за радіолокаційними зображеннями в регіоні Аляски (див. рис. 3.5).

Українські вчені ІРЕ НАНУ разом зі спеціалістами НАСА запропонували комплексувати інформацію РБО «Космос 1500 / Океан». Унаслідок спільних оптичних і радіолокаційних спостережень уперше виявлено дуже цікаві кільцеві підповерхневі структури. З допомогою радіолокаційних зображень РБО ШСЗ «Космос 1500» створено першу

радіолокаційну карту Антарктиди, на якій показано відколи льодовиків, айсберги, підповерхневі геологічні структури. Ця інформація потрібна для дослідження процесів в Антарктиді, що впливають на клімат Землі.

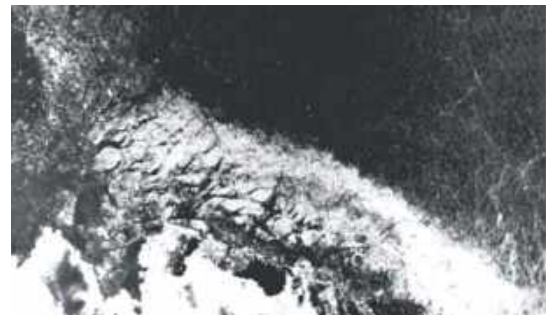


а



б

Рис. 3.13. Порятунок каравану суден у протоці Лонга (1983 р.):
 а – радіолокаційне зображення;
 б – тематична карта, на якій показано місце розташування суден і шлях їх виходу з льодового полону
 ■ молодий тонкий лід; □ льодовики; — канали в льоді; — шлях порятунку суден



а



б

Рис. 3.14. Порятунок судна «Михаїл Сомов» (1985 р.) у льодах Антарктики:
 а – радіолокаційне зображення;
 б – тематична карта, на якій показано місце розташування судна і шлях його виходу на чисту воду

Подальший розвиток системи і методів моніторингу морських льодів. Удосконалення технічних засобів отримання інформації щодо льодів, методів оброблення й комплексування даних, що надходять з різних супутникових, літакових і наземних систем дистанційного зондування. Перспективні супутникові РСА виконують зйомку крижаного покриву в Х-, С- і L-діапазонах на різних комбінаціях поляризацій з розрізненням одиниці – десятки метрів. Досвід інтерпретації зображень, одержаних з допомогою РЛСБО "Торос" і "Нитка" і супутників серії "Океан", показав, що Х-діапазон є оптимальним для визначення віку морських льодів, зокрема для розрізнення багаторічного й однорічного льоду, а також виявлення ніласу й сірого льоду. Тому отримання РСА-зображень цього діапазону із супутників TerraSAR-X і COSMO SkyMed, безперечно, має велике значення для розвитку моніторингу крижаного покриву в Арктиці. РСА супутників Sentinel працюють на таких самих частотах, поляризаціях і кутах падіння, що й РСА супутників ERS, RADARSAT і Envisat. Форми льодів і морфометрія їх поверхні найбільш точно визначаються за РСА-зображеннями дециметрового діапазону.

Найважливішим параметром морського льоду є його товщина. За даними РСА можна розрізнити однорічний і багаторічний льоди, проте їх товщина змінюється в дуже широкому діапазоні. Для обмежених ділянок ширину льоду можна визначати з допомогою сонара вертикального зондування, радіолокаційного відеоімпульсного вимірювача товщини, вимірювача електромагнітної індукції, проникного радара (GPR), а також шляхом одночасного використання кінематичної GPS і лазера. Запуск супутника CryoSat-2 2010 року, на борту якого встановлено радар-альтиметр нового покоління SIRAL, що працює на частоті 13,575 ГГц, дає змогу проводити зйомку всього Північного Льодовитого океану й визначати піднімання льоду шляхом розподілу імпульсів, відбитих від крижаних полів і водної поверхні в розривах.

Невизначеність значень щільності льоду та його піднімання – це найбільший внесок у помилку обчислення товщини, яка для однорічного льоду завтовшки 1 і 2 м може становити 60 і 41 % відповідно. Для багаторічного льоду основний внесок у помилку пояснюється невизначеністю значень щільності льоду, оскільки відносна помилка вимірювання піднімання є меншою, ніж для однорічного льоду. Для багаторічного льоду завтовшки 2,4 і 3,0 м помилка може становити 24 і 21 % відповідно. У цих обчисленнях передбачається, що помилка вимірювання піднімання становить +0,05 м як для однорічного, так і багаторічного льоду. При її зменшенні до 0,01 м шляхом осереднення кількох вимірювань CryoSat-2 помилка обчислення товщини зменшиться приблизно до 32 % для однорічного льоду завтовшки 1,0 м і до 18 % для багаторічного льоду завтовшки 2,3 м. Ці помилки обумовлені насамперед невизначеністю значень щільності льоду. Невизначеність обчислення товщини льоду обумовлена змінами висоти снігу. Порівняння з даними незалежних вимірювань на однорічному льоді показало, що різниця оцінювання не перевищує 0,7 м.

3.6. Дистанційні методи контролю розливання нафторечовин у морських акваторіях при вирішенні завдань охорони навколишнього середовища

Високі вимоги до безпеки навколишнього середовища для життєдіяльності людини неможливо забезпечити без вирішення широкого кола складних технічних проблем, пов'язаних насамперед з розробленням методів дистанційного моніторингу морської поверхні, а також без вжиття заходів, спрямованих на запобігання порушенням екологічної дисципліни й своєчасне усунення навмисного та ненавмисного забруднення морських акваторій нафтопродуктами. Аварії танкерів, що сталися протягом останніх 50 років, супроводжувалися розливанням нафтопродуктів, а найбільші з них спричинили екологічні катастрофи цілих регіонів. Аналіз цих аварій дав змогу оцінити такі статистичні характеристики, як середня площа розливу

та товщина плівки залежно від об'єму розлитої нафти (рис. 3.15). Аналіз показав, що найбільш імовірним є утворення на поверхні води плівок завтовшки близько 25 мкм. Площа плям при цьому від об'єму розлитої нафти може становити від одиниць–десятків до майже тисячі квадратних кілометрів.



Рис. 3.15. Характеристики розливів нафтопродуктів (1970–1996 рр.)

Так, під час найбільшої в історії США аварії танкера Exxon Valdez (1989 р.) у води затоки Принца Вільгельма (штат Аляска) вилилося більш ніж 10 тис. т нафти. У той час як вартість загубленого вантажу становила 3,4 млн дол., пошкодження

судна – 25 млн дол., екологічний збиток було оцінено у 9 млрд дол.

Статистику нафтових плям, що охоплює близько 10000 інцидентів за період з 1970 р. по 1996 р., наведено в табл. 3.5.

Таблиця 3.5

Параметри розливу нафтопродуктів

Рік аварії	Кількість плям при масі розлитої нафти		Загальна маса нафти, тис. т	Кошти на ліквідацію наслідків, млрд дол.	Рік аварії	Кількість плям при масі розлитої нафти		Загальна маса нафти, тис. т	Кошти на ліквідацію наслідків, млрд дол.
	від 7 т	більше 700 т				від 7 т	більше 700 т		
1970	6	29	301	271	1984	25	8	28	25
1971	18	14	167	150	1985	29	8	88	79
1972	49	24	311	280	1986	25	7	19	17
1973	25	32	166	149	1987	27	10	30	27
1974	91	26	222	200	1988	11	10	198	178
1975	97	19	342	308	1989	32	13	178	160
1976	67	25	369	332	1990	50	13	61	55
1977	65	16	298	268	1991	27	8	435	392
1978	54	23	395	356	1992	31	9	162	146
1979	59	34	608	547	1993	30	11	144	130
1981	49	6	44	40	1995	21	2	9	8
1982	44	3	11	10	1996	20	3	80	72
1983	52	11	384	346	Всього	1082	364		

Аналіз показує, що для ліквідації екологічних наслідків аварій потребуються значні ресурси, на 3–4 порядки вищі за вартість розлитої нафти.

Причиною забруднень є також заборонене інструкціями промивання танкерів у морських акваторіях, що зазвичай відбувається в темний час

добі на відстанях кілька десятків кілометрів від терміналів. Плями нафтопродуктів покривають площу, що становить сотні квадратних метрів.

У випадках забруднення нафтопродуктами морських акваторій, у тому числі біля портових і курортних зон, а також районів завантаження й перевантаження нафтоналивних суден, першочерговим завданням є оперативне їх виявлення, визначення координат і площі розливу з метою вжиття заходів для їх ліквідації. Таке завдання можна вирішити кількома методами: оптичними, пасивними радіометричними, радіолокаційними.

Виявити розливи нафтопродуктів можна оптичними методами у світлий час доби при ясній погоді. Але, як показує практика, аварійні ситуації на морі, у тому числі розливи нафтопродуктів, здебільшого виникають при відсутності або при обмеженій видимості, що унеможлиблює використання оптичних методів для їх виявлення.

Пасивні радіометричні (радіотеплові) методи, що базуються на вимірюванні радіояркісної температури (випромінювальної здатності) поверхні розділу “море – атмосфера”, є неефективними при ковзних кутах огляду, оскільки при таких кутах неможливо отримати високу роздільну здатність за дистанцією.

Найбільш перспективними є радіолокаційні методи виявлення розливів нафтопродуктів з допомогою РЛС, установлених на узбережжі, на пароплавах та аерокосмічних носіях.

Фізичною передумовою використання радіолокаційних методів для виявлення забруднень нафтопродуктами морських акваторій є вплив плівок поверхнево активних речовин, зокрема нафтопродуктів, на характеристики морського хвилювання і, як наслідок, на інтенсивність відбиття від забрудненої морської поверхні. Як ілюстрації на рис. 3.16, а показано вплив плівок на декремент згасання капілярних хвиль на морській поверхні, а на рис. 3.16, б – середній квадрат нахилу гравітаційних хвиль залежно від швидкості вітру.

Наявність на поверхні води плівки приводить до збільшення декременту згасання коротких капілярних хвиль, причому більшого для більш коротких хвиль (див. рис. 3.16, а, криві 2, 3). При швидкостях вітру понад 2 м/с поява на водній поверхні плівки нафтопродуктів спричиняє згасання високочастотних і низькочастотних складових морського хвилювання (капілярних і гравітаційних хвиль) (див. рис. 3.16, б), а отже, і зменшення інтенсивності зворотного вторинного радіовипромінювання порівняно з інтенсивністю відбиття від незабрудненої водної поверхні.

Величина радіоконтрасту як відношення інтенсивностей радіосигналів, розсіяних забрудненою нафтопродуктами й чистою поверхнею води, залежить від кута ковзання (кута опромінення поверхні) і довжини хвилі випромінювання. Зі зменшенням кута ковзання радіоконтраст підвищується при обох поляризаціях приймання радіосигналів з різними несними частотами. На одних частотах цей ефект виявляється сильніше, на інших – слабше.

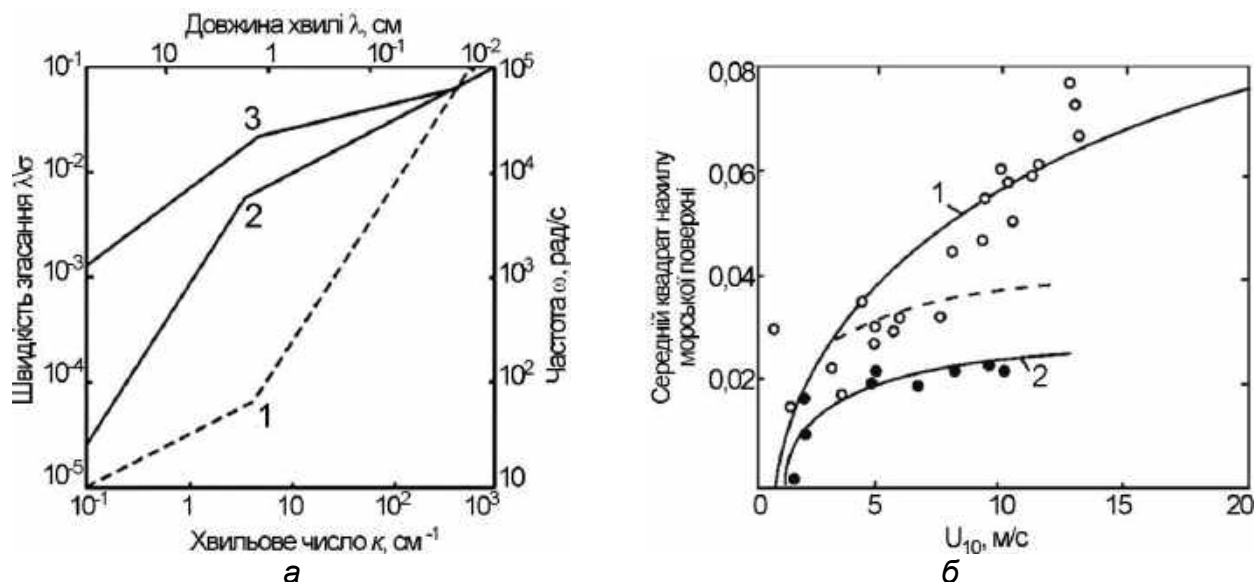


Рис. 3.16. Вплив забруднення поверхні води на декремент згасання капілярних хвиль (а): 1 – дисперсійна крива, 2 – чиста поверхня, 3 – поверхня, покрита неростяжною плівкою; середній квадрат нахилу гравітаційних хвиль (б): 1 – чиста поверхня; 2 – поверхня, покрита щільною плівкою

В одній з перших експериментальних робіт з радіолокаційного виявлення забруднень морської поверхні з допомогою літакової РЛС (кут ковзання $\psi = 60^\circ$, довжина хвилі $\lambda = 3$ см) встановлено, що відбиттям від нафтових розливів відповідає менша амплітуда сигналів, ніж відбиттям від чистої води, радіоконтраст становить 8...9 дБ. Аналогічні результати для кутів близько 60° отримано в інших дослідженнях. Експериментальні дослідження, проведені в Північному морі на хвилі з довжиною $\lambda = 2,96$ см при навмисному нанесенні мономолекулярної плівки олеїнового спирту, показали, що величина радіоконтрасту для кутів ковзання 47° і 41° відповідно становила 3,5 і 7,3 дБ. Характеристика спрямованості антени літакового радіолокатора голчастого типу "висвітлювала" поверхню моря площею 40×60 м². Коефіцієнт поверхневого натягу нанесеної плівки спирту становив 43 дин/см³, а морської води 74 дин/см³. Висота вітрових хвиль, покритих брижами, становила 1,5 м.

Літакова РЛС з лінійним розподілом за дальністю та азимутом в 50 м може виявляти розливи нафти об'ємом близько 1 л, а РБО ШСЗ "Космос 1500" – не менше 1 м³.

При спостереженні забруднень з берега заввишки 7 м (кути ковзання $\psi = 0,5^\circ \dots 3^\circ$) з допомогою РЛС сантиметрового діапазону ($\lambda = 3,2$ см) радіоконтраст становив 20...25 дБ. Вимірювання характеристик відбиття від ділянок поверхні моря, покритих плівкою нафти, проводилося на довжинах хвиль 8 мм, 10 см і 50 см. Тобто діапазон робочих хвиль, на яких проводилися вимірювання, охоплював як капілярні (завдовжки менше 2,5 см), так і гравітаційні хвилі на морській поверхні. Поляризація випромінювання була вертикальною, поляризація приймання – вертикальною й горизонтальною. Тривалість зондувальних імпульсів становила приблизно 50 нс, що відповідає мірі роздільної здатності за дальністю 7,5 м. Таке ж лінійне розділення за

азимутом мало місце при відстанях до плями 600 м. Експерименти проводилися при різному хвилюванні моря. У першій серії дослідів – хвилювання слабе (швидкість вітру 5 м/с, дрібні брижі на воді), у другій – близько 3 балів (вітер поривчастий, швидкість 7...10 м/с, на поверхні – гребені, баранці, піна). Забруднення поверхні відбувалося внаслідок розливання суміші в пропорції 1:1, що містить 125 см³ гасу і 125 см³ автолу-10, і утворення плівки завтовшки 0,1 мкм на площі 40 x 70 м². Зменшення амплітуди сигналів, відбитих від плями, спостерігалось при випромінюванні коливань усіх використовуваних довжин хвиль. Однак найбільш стійкою була картина на хвилях завдовжки 3,2 см і 10 см. На рис. 3.17 показано записи сигналів, відбитих морською поверхнею, на різних стадіях розвитку нафтової плями, що ілюструють діапазонні й поляризовані особливості зворотного розсіювання радіохвиль.

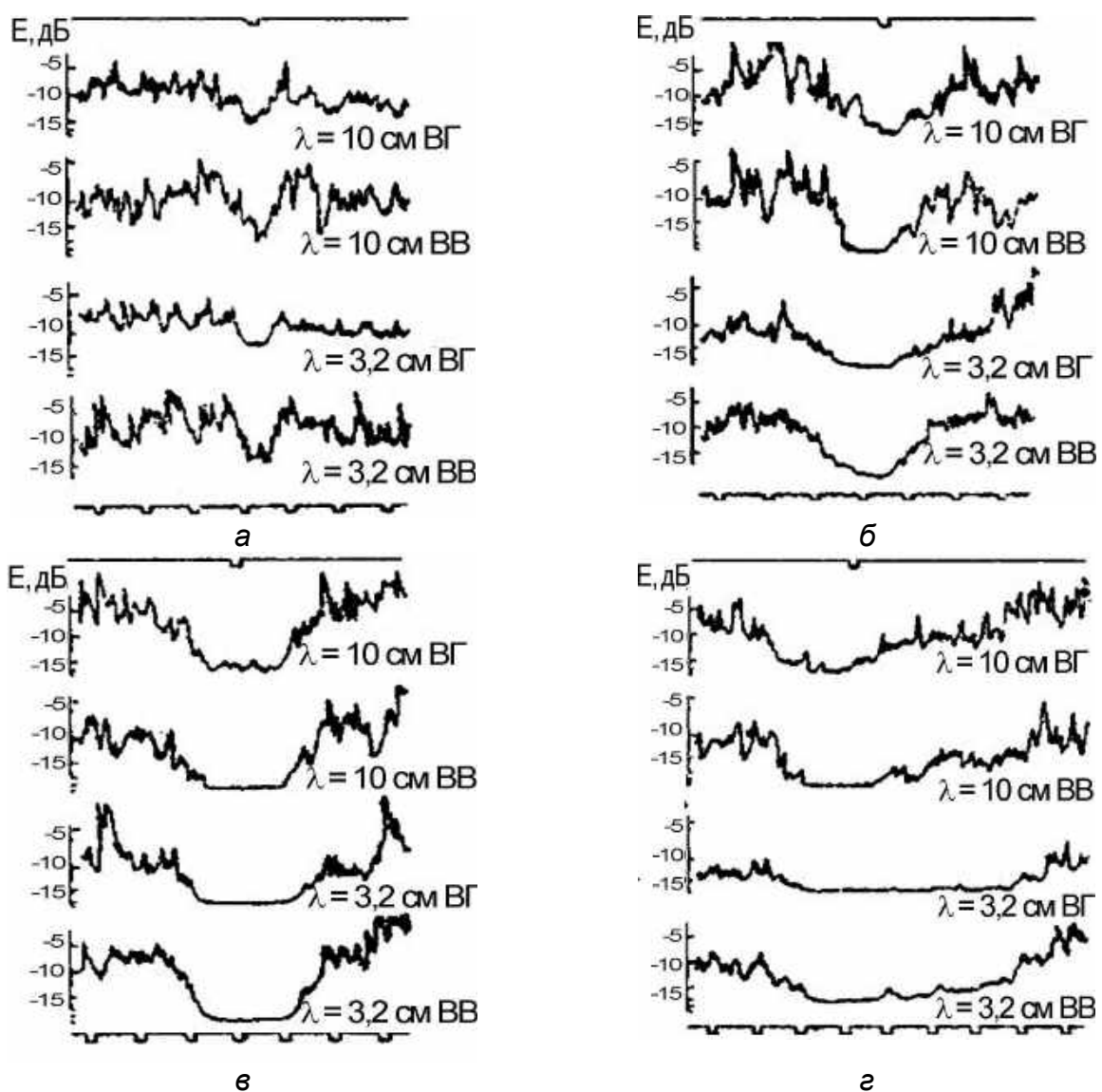


Рис. 3.17. Залежність сигналів, відбитих від морської поверхні, на різних стадіях розвитку нафтової плями для різних поляризацій (вертикальної В і горизонтальної Г) випромінювання (перший індекс) і приймання (другий) на хвилях 3 і 10 см

На рис. 3.17, а зображено лінійний розмір плями за азимутом 8 м, на рис. 3.17, б – 25 м, на рис. 3.17, в, г – 50 м і 250 м відповідно. Мітки під кожним записом, розставлені через 5^0 (приблизно 50 м – лінійна роздільна здатність на відстані 600 м), визначають положення характеристики спрямованості антени за азимутом при її проходженні через нафтову пляму. Верхня мітка визначає азимут центра забруднення. Порівняльний аналіз результатів, отриманих при кутах ковзання опромінення моря, показує, що зниження інтенсивності відбиття від нафтової плями з середньою товщиною плівки 0,1 мкм відносно інтенсивності відбиття від чистої води на хвилі завдовжки 10 см становить 15...17 дБ при вертикальній поляризації приймання і 12...15 дБ при горизонтальній.

На хвилі завдовжки 3,2 см радіоконтраст становить 20 дБ і більше.

Висновок, отриманий за результатами експериментальних досліджень, досить переконливо підтверджується раніше наведеними теоретичними залежностями декременту згасання (див. рис. 3.16, а) від довжини морської хвилі. Відомо, що зворотне розсіювання радіохвиль морською поверхнею при ковзних кутах опромінення формується морськими хвилями, довжина яких дорівнює половині довжини хвилі опромінювального поля. Отже, погашення нафтовою плівкою складових хвилювання завдовжки $\Lambda = 1,6$ см, відповідальних за зворотне розсіювання радіохвиль завдовжки $\lambda = 3,2$ см, відбувається сильніше (декремент згасання вище), ніж складових з довжиною $\Lambda = 5$ см ($\lambda = 10$ см).

З наведеної раніше залежності випливає, що сильніший радіоконтраст (більший декремент згасання) можна було б отримати при опроміненні забрудненої поверхні міліметровими радіохвилями, але через властиву їм високу чутливість до погодних умов при поширенні, зокрема, сильному поглинанні водяними парами, досягти більшого радіоконтрасту, ніж на сантиметрових і дециметрових хвилях, не вдається.

При виборі довжини хвилі радіолокатора слід також ураховувати динаміку розвитку вітрових хвиль. При слабкому вітрі ($V_v = 0,23$ м/с) на поверхні моря насамперед збуджуються гравітаційно-капілярні хвилі завдовжки менше 1,7 см, тому слід припустити, що для локації аномалій при слабкому й середньому хвилюванні моря доцільним є використання радіохвиль завдовжки близько 3 см. Але такий висновок потребує подальшого уточнення. Зі зростанням хвилювання розсіяння від нафтових плям при ковзних кутах випромінювання маскується сильними флуктуаціями завадового сигналу, розсіяного гребенями хвиль, бризками та піною, тому для їх надійного виявлення потребується спеціальне оброблення.

Радіолокаційні методи виявлення забруднень морської поверхні нафтопродуктами у НВЧ-діапазоні набули розвитку при створенні РЛС бокового огляду та РЛС з синтезованою апертурою для аерокосмічних носіїв (супутників серій "Океан", "Січ", літакового багаточастотного

комплексу «МАРС»). Установлена на них апаратура з унікальними характеристиками та можливостями може бути ключовою ланкою в системі оперативного екологічного моніторингу.

На рис. 3.18 показано радіолокаційне зображення ділянки Карибського моря біля о. Куба, отримане з допомогою радіолокатора бокового огляду ШСЗ "Січ-1". Досліджуються великомасштабні сліки, спричинені розливаннями поверхнево-активних речовин біля узбережжя.

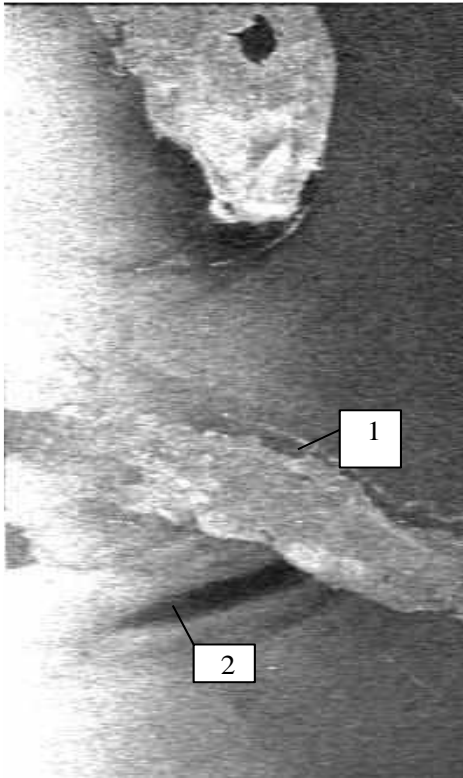


Рис. 3.18. Радіолокаційне зображення з РБО ШСЗ "Січ-1":
1 – о. Куба; 2 – винесення забруднень

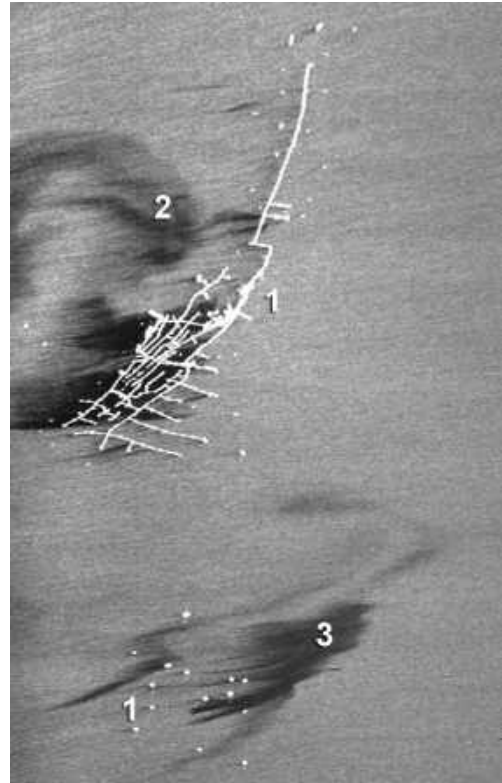


Рис. 3.19. Радіолокаційне зображення нафтодобувного району Каспійського моря:
1 – промислові платформи;
2, 3 – забруднення від витікання нафти

На рис. 3.19 зображено радіолокаційну обстановку нафтодобувного району Каспійського моря, отриману з допомогою багаточастотного літакового комплексу «МАРС». Добре видно промислові платформи і забруднення від витікання нафти. Результати спостережень та оцінювання контрастів сліків отримано з використанням супутникових радіолокаційних систем з синтезованою апаратурою, що працюють в діапазонах довжин хвиль 20, 6 і 3 см при різних поляризаціях випромінювання та приймання. Спостереження сліків проводилося в Північному морі. Аналіз отриманих результатів загалом підтверджує висновки, отримані раніше під час берегових вимірювань. Так, укорочення довжини хвилі вимірювання приводить до підвищення контрасту з 2...6 дБ (на хвилі 20 см) до 6...13 дБ (на хвилі 3 см). Разом з тим, немає істотної різниці між контрастами, отриманими при різних поляризаціях випромінювання та приймання.

Крім розглянутого фізичного явища погашення нафтовою плівкою амплітуди високочастотних компонент хвилювання, наявність плівки на водній поверхні може приводити також до змінення фазової швидкості вказаних компонентів і, як наслідок, до доплерівського зсуву частоти відбитого сигналу. На рис. 3.20 зображено залежність фазової швидкості руху розсіювальних брижів від довжини хвилі РЛС, кута ковзання для чистої поверхні (криві 1, 2, 3) і поверхні з плівкою нафтопродуктів (криві 4, 5, 6). Видно, що з появою аномальної плівки спостерігається зменшення фазової швидкості руху розсіювачів (зменшення доплерівської частоти розсіяного сигналу). Цей ефект виявляється в РЛС з робочою довжиною хвилі не більше 3,5 см при нульових кутах ковзання (берегові РЛС) і не більше 2...3 см у РЛС, установлених на аерокосмічних носіях, коли кути ковзання знаходяться в межах $60^\circ \dots 30^\circ$ відповідно.

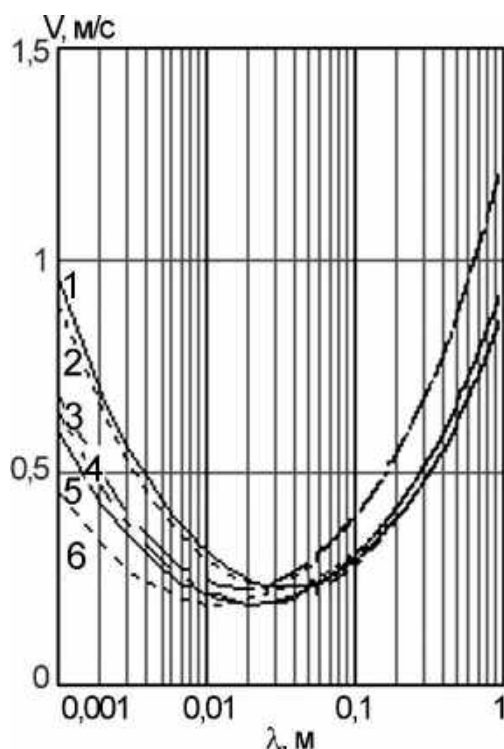


Рис. 3.20. Залежність фазової швидкості брижів від кута ковзання ψ :
чиста вода: 1 – $\psi = 0^\circ$; 2 – $\psi = 30^\circ$; 3 – $\psi = 60^\circ$;
плівка: 4 – $\psi = 0^\circ$; 5 – $\psi = 30^\circ$; 6 – $\psi = 60^\circ$

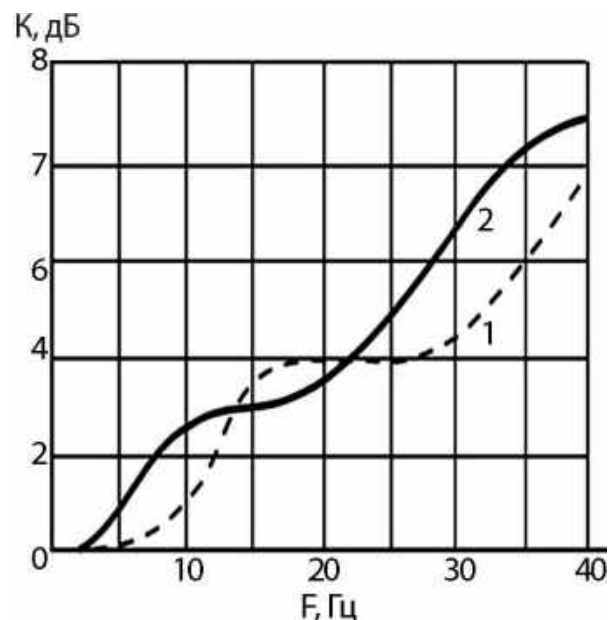


Рис. 3.21. Додатковий контраст спостереження сліків на водній поверхні:
1 – коефіцієнт погашення відбиття від сліку; 2 – середній за серією дослідів контраст

Зменшення доплерівської частоти сигналу, розсіяного водною поверхнею з нафтовою плівкою, може використовуватися як додаткова інформаційна ознака розливання нафтопродуктів, а також для підвищення контрастності їх спостереження на фоні незабруднених ділянок моря. Дослідження, проведені у відкритому водосховищі з допомогою когерентної РЛС сантиметрового діапазону (3 см) при кутах ковзання 45° і швидкості вітру 3...6 м/с, підтвердили можливість отримання додаткового контрасту спостереження плям на фоні водної поверхні шляхом режекції низькочастотних компонентів спектра розсіяного сигналу (рис. 3.21).

Розширення діапазону погашення частот до 40 Гц дає змогу отримати додатковий контраст близько 10 дБ.

Поряд з надвисокочастотними (НВЧ) радіолокаційними засобами берегового та аерокосмічного базування для виявлення техногенних забруднень можуть використовуватися РЛС поверхневої хвилі декаметрового діапазону (РЛС ПХ ДКМ, довжина хвиль 10...100 м), особливістю яких є можливість заобрійного виявлення об'єктів, що обумовлено явищем дифракції радіохвиль на добре провідній поверхні моря. Зворотне розсіяння радіохвиль цього діапазону формується гравітаційними морськими хвилями з довжиною, яка дорівнює половині довжини зондувальної радіохвилі. Як довели експериментальні дослідження, навіть при невеликих хвилюваннях межа спостереження відбиття від моря радіохвиль завдовжки 150 м може дорівнювати 200...250 км. Забруднення морської поверхні нафтопродуктами може приводити до помітної деформації спектральних компонентів вищих порядків у відбитому сигналі, що є інформативною ознакою для виявлення аномальних зон на відстанях до 200 км від РЛС.

3.7. Дальність спостереження відбиття сигналів від морської поверхні й розливів нафтопродуктів

Наявність на морській поверхні плівки нафтопродуктів приводить, як зазначалося раніше, до погашення резонансно-розсіювальних брижів і зрештою до зниження рівня сигналу, розсіяного поверхнею моря. Іншими словами, ділянки моря, забруднені нафтопродуктами, будуть мати негативний на 10...20 дБ (залежно від довжини хвилі РЛС, кута ковзання, поляризації випромінювання/приймання та товщини плівки) контраст порівняно з незабрудненими ділянками. Ця обставина і є фізичною основою для виявлення зон забруднення з певними характеристиками (імовірностями правильного виявлення й помилкової тривоги).

Таким чином, завдання виявлення зон забруднень зводиться до виявлення ділянок з негативним радіолокаційним контрастом відносно ділянок з незабрудненою поверхнею. Важливим моментом при цьому є розроблення методів оцінювання радіолокаційного спостереження відбиття сигналів від морської поверхні.

Питома ефективна поверхня розсіяння (ПЕПР) моря залежно від дальності визначається формулою

$$\hat{\sigma}^{\circ} = \sigma^{\circ} \frac{R_{кр}^4}{R_{кр}^4 + R^4}, \quad (3.3)$$

де σ° – ПЕПР моря в області насичення, яка залежить від бальності хвилювання, довжини хвилі, поляризації та азимутального кута опромінювання поверхні; $R_{кр} = 5h_{РЛС} H_{хв} / \lambda$ – критична дальність,

починаючи з якої спостерігається інтерференційне послаблення відбиття від моря; $h_{РЛС}$ – висота розміщення антени РЛС; H_B – середня висота морських хвиль; λ – довжина хвилі РЛС.

ЕПР ділянки поверхні моря в елементі розподілу РЛС визначається виразом

$$\hat{\sigma}_i = \hat{\sigma}^0 \frac{c\tau_i}{2} R \Theta_{05}, \quad (3.4)$$

де τ_i – довжина випромінюваного імпульсу; θ_{05} – ширина діаграми антени за азимутом.

Потужність прийнятого сигналу, відбитого від поверхні моря:

$$P_r = \frac{P_{Tr} G_A^2(\theta) \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \hat{\sigma}_i L(R), \quad (3.5)$$

де θ – кут ковзання при орієнтуванні максимуму діаграми спрямованості (ДС) антени на горизонт, при великих дальностях спостереження $\theta \approx 0$ і $G_A(\theta) = G_A$; P_{Tr} – потужність передавача; R – відстань до ділянки моря; L – витрати сигналу при поширенні через поглинання в газах, тумані, хмарах та опадах, причому

$$L = 10^{\frac{(\gamma_G + \gamma_T + \gamma_R) \cdot 2R}{10}}. \quad (3.6)$$

Тут $\gamma_G; \gamma_T; \gamma_R$ – погонне згасання в газах, тумані та опадах відповідно.

Нехай відношення сигнал/шум дорівнює μ , тоді

$$P_r = \mu P_N, \quad (3.7)$$

де P_N, P_r – потужність шуму та прийнятого сигналу відповідно.

Ураховуючи, що потенціал РЛС

$$\Pi = \frac{P_{Tr} G_A^2 \lambda^2}{P_r (4\pi)^3}, \quad (3.8)$$

можна записати вираз

$$\mu = \Pi \hat{\sigma}^0 \frac{c\tau_i}{2} \theta_{05} \frac{1}{R^3} \frac{R_{кр}^4}{R_{кр}^4 + R^4}. \quad (3.9)$$

Ця формула зв'язує дальність спостереження відбиття сигналів від моря R з характеристиками РЛС і геометрією її розміщення $\Pi, \tau_i, \theta_{05}, h_{РЛС}$, системи виявлення μ ; станом морської поверхні $\hat{\sigma}^0, H_B$ і тропосфери $\gamma_G, \gamma_T, \gamma_R$.

На рис. 3.22 зображено розрахункові залежності дальності виявлення відбиття сигналів від морської поверхні від висоти розміщення РЛС, поляризації, довжини хвилі випромінювання й дальності хвилювання.

Розрахунки проведено для “плоскої” Землі, імовірностей правильного виявлення 0,9 і хибної тривоги 10^{-3} , квадратичного детектора та повільних флуктуацій сигналу з експоненціальним розподілом ЕПР (перша модель флуктуацій сигналу за Сверлінгом). Під час розрахунків використовувалися такі дані: ПЕПР моря σ^0 , погонне згасання сигналу в газах $\gamma_{\text{г}}$ і тумані $\gamma_{\text{т}}$, висота морських хвиль H_e (див. розд. 2). Видно, що при висоті розміщення РЛС 50...100 м над рівнем моря можливим є виявлення розливів нафтопродуктів на відстанях до 20...30 км при хвилюваннях більше 3 балів.

Необхідно зазначити, що в умовах Чорного моря, як довели багаторічні експериментальні дослідження умов поширення, приблизно протягом 80 % пори року існують умови підвищеної рефракції, коли дальність до радіогоризонту в 1,5...1,6 раза є більшою, ніж при нормальній тропосферній рефракції. Збільшення висоти розташування РЛС до 200...300 м над рівнем моря приводить до збільшення дальності виявлення нафтових плям до 50...75 км.

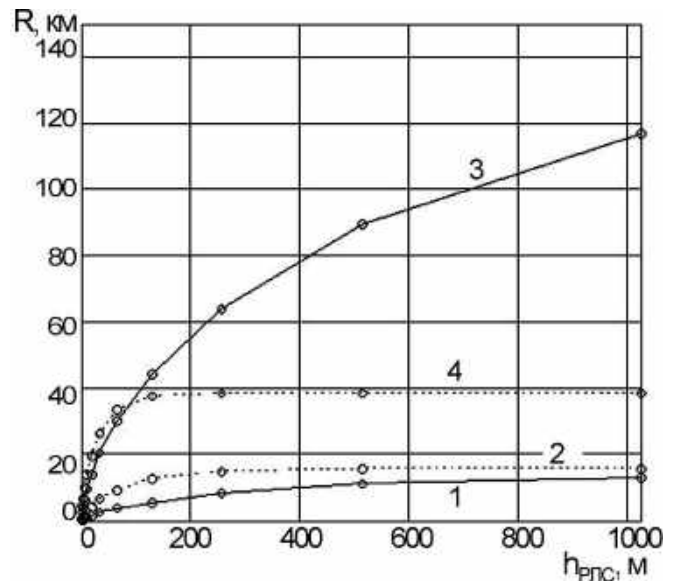


Рис. 3.22. Залежність дальності виявлення нафтових плям від висоти розміщення РЛС при хвилюванні 1 бал: 1 – $\lambda = 3,2$ см, 2 – $\lambda = 8$ мм; при хвилюванні 3 бали: 3 – $\lambda = 3,2$ см; 4 – $\lambda = 8$ мм

Контрольні запитання і завдання

1. Визначити рівень відбиття сигналів від поверхні води під крижаним покривом завтовшки 1 м на хвилях 0,78 і 7,9 см при різних солоності й температурі повітря.
2. З використанням узагальненої залежності ПЕПР морського льоду (див. рис. 3.2) визначити відносні дальності виявлення льодових покривів від їх віку.
3. Обчислити кутову залежність ПЕПР молодого льоду для частоти 5 ГГц. Визначити діапазон кутів падіння, для яких ця залежність буде правильною.
4. Обчислити кутову залежність ПЕПР старого льоду для частоти 5 ГГц.
5. З використанням даних ПЕПР різних видів морських льодів, які обчислено за зображеннями, отриманими із супутника Envisat (див.

рис. 3.10) записати рівняння для зон ідентифікації різних типів льоду.

6. З використанням даних про реальні забруднення (див. рис. 3.15) обчислити середнє значення товщини плівки забруднення.

7. З використанням експериментальних даних щодо сигналів, відбитих від морської поверхні, на різних стадіях розвитку нафтової плями (див. рис. 3.17) визначити залежність згасання сигналів на хвилях 3 і 10 см від розмірів плями, товщини плівки.

8. З використанням даних щодо реальним забруднень моря нафтопродуктами (див. табл. 3.4) побудувати регресійну залежність коштів на ліквідацію наслідків забруднень від кількості нафти.

9. Який додатковий контраст можна отримати внаслідок доплерівської режекції сигналу, відбитого від забрудненого моря?

Розділ 4. РОЗСІЮВАННЯ РАДІОХВИЛЬ ОБ'ЄКТАМИ

4.1. Характеристики розсіювання радіохвиль сантиметрового й міліметрового діапазонів надводними об'єктами

Ефективні поверхні розсіювання. Існує велика кількість типів надводних цілей, які є об'єктами радіолокаційного спостереження. Це можуть бути судна різного призначення й водотоннажності, плаваючі крижини, навігаційні буї, люди, тварини, птахи, випадкові предмети та ін. Більшість надводних цілей мають складну форму й розміри, що значно перевищують довжину хвилі РЛС. Відбитий ціллю сигнал є векторною сумою сигналів, відбитих від окремих її частин. Їх взаємні переміщення відносно РЛС, що виникають унаслідок впливу морського хвилювання або руху цілі, приводять до флуктуацій сигналу, відбитого від неї. Крім того, ці флуктуації є також результатом взаємодії відбиття від об'єкта з опроміненою морською поверхнею. Унаслідок цього статистичні характеристики ехо-сигналів надводних цілей будуть визначатися не тільки взаємними переміщеннями «блискучих» точок цілі, але й станом відбивної поверхні моря. Під час вивчення статистичних характеристик надводних об'єктів є доцільним їх умовний розподіл на два класи:

1. Точкові, або прості, цілі. Опромінення їх відбувається в межах однієї пелюстки інтерференційної структури поля.

2. Протяжні або розподілені цілі. Їх опромінення відбувається кількома пелюстками поля у вертикальній або горизонтальній площині.

До точкових цілей належать елементарні відбивачі, які мають порівняно невеликі геометричні розміри: кутові відбивачі, буї огорожі, плавці. Характеристики цих цілей в основному визначаються закономірностями змінення рівня опромінювального поля в області їх розташування. До складних (протяжних) цілей належать надводні кораблі різних класів. У міліметровому діапазоні до цього типу цілей можуть бути віднесені також катери, човни, яхти, надувні гумові човни, плавці на надувних матрацах, навігаційні знаки огорожі.

Для кількісного оцінювання властивостей відбиття сигналів від радіолокаційних цілей найбільш широко застосовується така характеристика, як ефективна поверхня розсіяння (ЕПР). ЕПР надводних цілей залежить від багатьох факторів, наприклад конфігурації надводної частини, кута спостереження, конструкційного матеріалу тощо. Однак найсуттєвіше на величину ЕПР впливають габарити об'єкта. Залежність ЕПР суден $\sigma_{Ц}$, м², від їх довжини в трисантиметровому діапазоні має такий вигляд:

$$\sigma_{Ц} = (5,5L^3 \dots 2,2L^4) \cdot 10^{-4}, \quad (4.1)$$

де L – довжина судна, м.

У практичних розрахунках як медіанне значення ЕПР від водотоннажності надводних цілей у НВЧ-діапазоні (1...10 ГГц) при ковзних кутах опромінення використовується емпіричне співвідношення

$$\sigma_{05} = 14 \cdot 10^{-4} f^{0,5} D^{1,5}, \quad (4.2)$$

де f – частота випромінювання, ГГц; D – водотоннажність надводної цілі, р. т (реєстрові тонни).

Часто ЕПР визначають у логарифмічному масштабі:

$$\sigma[\text{дБ/м}^2] = 10 \lg(\sigma[\text{м}^2]). \quad (4.2a)$$

Середні ЕПР надводних морських цілей досить повно досліджено в сантиметровому діапазоні хвиль, менш повно – у міліметровому. Найбільш вивченими є радіолокаційні характеристики великих морських цілей. Зазвичай їх середня ЕПР є досить великою, що дає змогу вирішувати завдання їх виявлення в межах дванадцятимильної зони (зони територіальних вод країни) без вжиття спеціальних заходів щодо селекції цих цілей на фоні відбиття від морської поверхні.

Величина ЕПР великих морських цілей слабо залежить від довжини хвилі, зокрема, у сантиметрових і міліметрових діапазонах радіохвиль. Зі збільшенням відстані до цілей їх середня ЕПР зменшується, що пов'язано з попаданням у зону тіні корпусів кораблів, проте в дванадцятимильній зоні є досить високою навіть для суден таких класів, як великий рибальський траулер.

Закони розподілу ЕПР великих морських цілей зазвичай добре узгоджуються з релеївською моделлю в області високих імовірностей значень. Разом з тим, «хвости» у законах розподілу, що характеризують імовірність великих значень ЕПР, зазвичай є більшими, ніж у стандартних сверлінгівських моделях. Експериментальні результати добре вкладаються в межі розподілу χ^2 з кількістю ступенів свободи $n \geq 2$.

Результати вимірювань ЕПР деяких малих надводних цілей, проведених на хвилі 2 см, наведено в табл. 4.1.

Таблиця 4.1

Середні ЕПР малих цілей на хвилі 2 см

Об'єкт	Середня ЕПР, дБ/м ²
Катер на підводних крилах, борт	19,7
Катер рейдовий, корма ніс	-1 7,4
Катер посильний	8
Катер «Араміс», корма	4
Катер «Кадет», борт	1
Яхта «470», ніс	-1
Віндсерф з однією людиною	4,5
Баркас 6-весловий, борт	10,3
Гумовий човен з двома веслярами	3
Шлюпка, ніс	-4
Матрац надувний з двома людьми	-7

Видно, що для більшості об'єктів характерними є невеликі значення ЕПР, що істотно ускладнює їх виявлення навіть в умовах спокійного моря.

Особливе місце серед малих морських цілей займають об'єкти типу морських буїв, що характеризуються тим, що вони знаходяться на якорі і під впливом морського хвилювання здійснюють зворотно-поступальні рухи з коливаннями по висоті. Зі збільшенням хвилювання середні ЕПР об'єктів зменшуються. Так, при змінненні хвилювання від 1 до 5 балів ЕПР середнього морського буя зменшується більш ніж на порядок, що обумовлено насамперед маскувальним ефектом морських хвиль.

Слід зазначити, що ступінь вивченості ЕПР цілей різних класів є неоднаковим. Так, накопичено досить багато статистичного матеріалу щодо ЕПР суден і кораблів тоннажністю понад 1000 т, і мало даних щодо суден невеликих розмірів, човнів і подібних плавзасобів. У літературі практично немає даних для міліметрового діапазону радіохвиль. Середні ЕПР деяких надводних об'єктів, отримані експериментально, наведено в табл. 4.2. Бачимо, що ці ЕПР мають широкий діапазон значень.

Таблиця 4.2

Середні ЕПР надводних об'єктів у міліметровому діапазоні хвиль

Об'єкт	Довжина хвилі, см	ЕПР, дБ/м ²
Сторожовий корабель	0,8	+26
Катер прогулянковий, катамаран водотоннажністю 200 р. т.	0,8	+29
Катер на підводних крилах типу «Комета»	0,4	+27
Ракетний катер	0,8	+38
Підводний човен у надводному положенні	0,8	+20
Катер моторний типу «Стриж»	0,4	+11
Ял під парусом	0,8	+11
Баркас	0,4	+10
Шлюпка з корми	0,8	+7
Шлюпка з борту	0,8	-2
Шлюпка з носу	0,8	-1
Човен надувний з носа	0,8	+1
Човен надувний з борту	0,8	+4
Човен надувний з корми	0,8	+3
Плавець на надувному матраці	0,8	-14- -17
Катер типу «БГК»	0,8	+18
Буй	0,8	+3
Буй	0,4	1,5
Навігаційний знак буй-віха	0,4	-1,5
Навігаційний знак буй-віха	0,8	-13

Опромінення надводних цілей здійснюється в умовах наявності перевідбиттів від моря. При цьому необхідно враховувати інтерференційну структуру поля, що опромінює ціль. Це можна зробити введенням множника

ослаблення поверхні V , визначивши спостережуване значення ЕПР надводної цілі $\sigma_{Ц}^*$ через її ЕПР $\sigma_{Ц}$ і множник ослаблення, який, своєю чергою, залежить від коефіцієнта відбиття поверхні, що визначається кутами її опромінення й середньоквадратичним значенням висот нерівностей:

$$\sigma_{Ц}^* = \sigma_{Ц} V^4. \quad (4.3)$$

Експериментально встановлено, що лише для просторово-розподілених цілей на дальностях, де вони займають кілька пелюсток інтерференційної структури поля, середні значення ЕПР не залежать від стану відбивної поверхні. Для точкових і розподілених цілей, які займають частину інтерференційної пелюстки, необхідно враховувати вплив на спостережуване значення ЕПР цілі множника ослаблення поверхні. У табл. 4.3 наведено отримані експериментально найменші значення множника ослаблення на дальностях 0,3...1,5 км для точкових і протяжних цілей у міліметровому діапазоні хвиль.

Таблиця 4.3

Мінімальні значення множника ослаблення для точкових і протяжних цілей

Об'єкт	ЕПР, дБ/м ²	V ⁴ , дБ
Кутовий відбивач	10	-15
Кутовий відбивач	-0,4	-14
Сфера діаметром 38 см	-9,4	-22
Човен гумовий з одним-двома веслярами	0	-10
Човен дерев'яний з чотирма веслярами	4	-7

Для точкових надводних цілей множник ослаблення поля є більшим (за абсолютною величиною), ніж для протяжних. При максимальних дальностях спостереження навіть для великих надводних цілей необхідно враховувати нерівномірність їх опромінення за висотою.

На рис. 4.1, а зображено приклади записів відбитих сигналів від кутового відбивача, розташованого на відстані $R = 0,4$ км і висоті $h = 0,5$ м, а на рис. 4.1 б – на нульовій висоті (верхні криві – амплітуда відбиття на хвилі 2 см, а середні й нижні – на хвилі 4 мм на ортогональній поляризації (ОП) і поляризації, узгодженій з випромінюваною поляризацією (УП)). Ці записи, отримані при одночасній роботі вимірювальних систем міліметрового і сантиметрового діапазонів, дають змогу проаналізувати тенденції змінення інтенсивності розсіяного сигналу залежно від висоти розміщення відбивача й довжини хвилі.

Видно, що зменшення висоти розташування кутового відбивача від 0,5 м до 0 м приводить до зменшення інтенсивності відбитого сигналу. Однак, якщо в міліметровому діапазоні на узгодженій поляризації (нижні криві на

рис. 4.1, а, б) практично немає глибоких завмирань, то в сантиметровому діапазоні вони є (верхні криві на рис. 4.1, а, б).

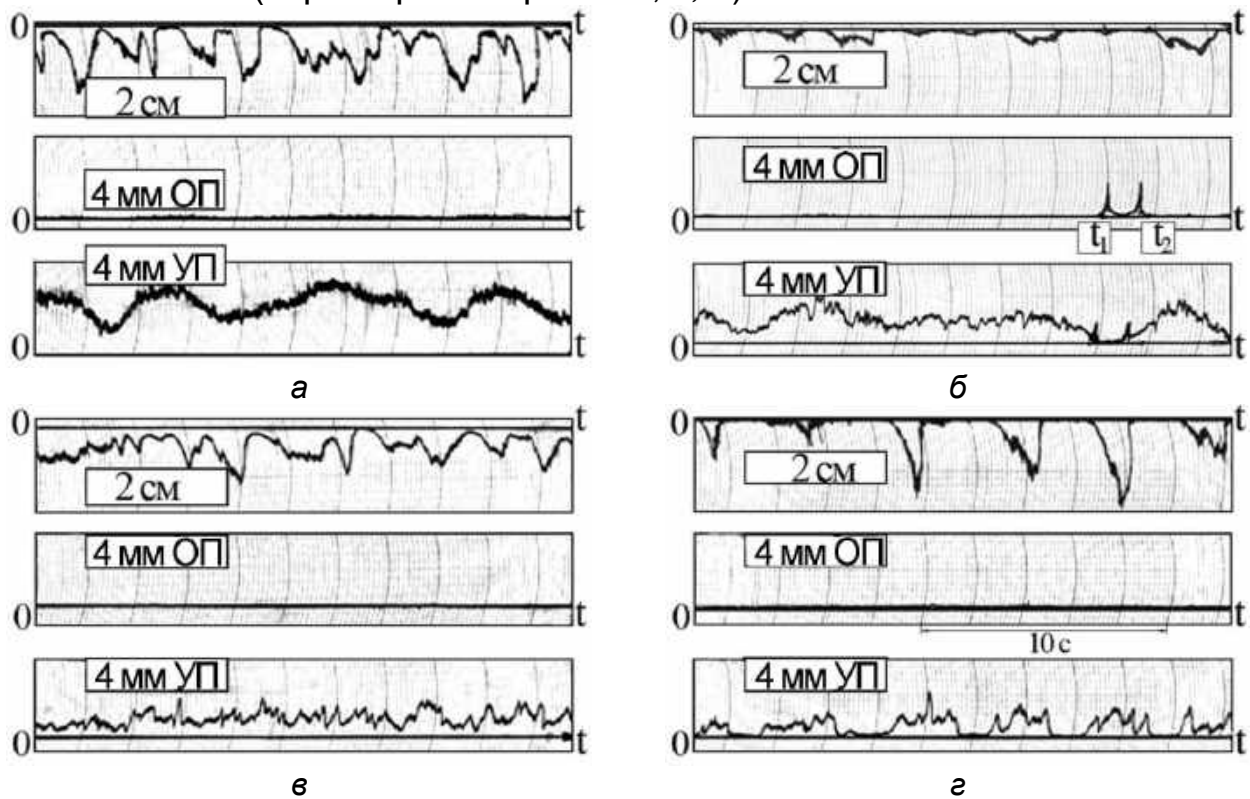


Рис. 4.1. Записи сигналів від кутового відбивача
 дальності: а, б – 0,4 км, в, г – 1,6 км;
 висота розміщення кутового відбивача: а, в – 0,5 м, б, г – 0 м;
 ОП – ортогональна поляризація; УП – узгоджена поляризація

Сигнал від кутового відбивача є істотно більшим на узгодженій поляризації, ніж на ортогональній, за винятком тих випадків, коли він відвернутий від РЛС (ділянка від t_1 до t_2 на рис. 4.1, б). Останню обставину можна використовувати для відбраковування дослідів з поганою орієнтацією кутового відбивача. При збільшенні дальності (рис. 4.1, в, г) у відбитому сигналі більшою мірою виявляється дискретна структура, особливо в сантиметровому діапазоні (верхні криві на рис. 4.1, в, г). Зменшення висоти відбивача приводить до збільшення часу зникнення сигналу. У міліметровому діапазоні ймовірність появи глибоких завмирань є меншою, ніж у сантиметровому (рис. 4.1, г).

Середні значення радіолокаційного множника ослаблення на хвилях 8 і 4 мм

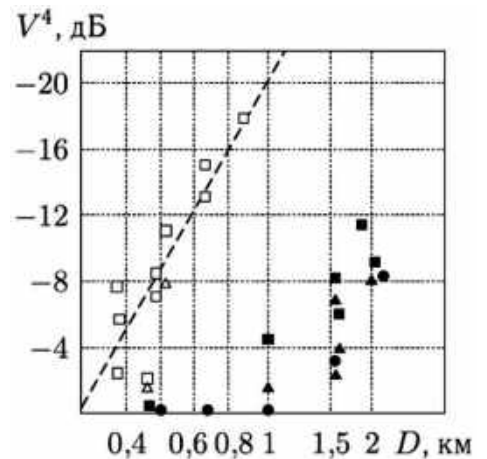


Рис. 4.2. Вплив дальності D на радіолокаційний множник ослаблення поля:
 $\lambda = 8$ мм, \square – $h = 0$ см, \triangle – $h = 50$ см; $\lambda = 4$ мм,
 \blacksquare – $h = 0$ см, \blacktriangle – $h = 50$ см,
 \bullet – $h = 100$ см

показано на рис. 4.2. Їх аналіз дає змогу зробити висновок про те, що зі зменшенням довжини хвилі відбувається зниження втрат через наявність множника ослаблення поверхні, і на хвилі 4 мм навіть при виявленні об'єктів, що безпосередньо є на поверхні на відстанях до 2 км, втрати не перевищують 12 дБ, тоді як на хвилі 8 мм втрати є більшими за 20 дБ.

Спектри розсіяних сигналів. Спектри флуктуацій амплітуд відбиття від точкових цілей – достатньо вузькосмугові. Як приклад на рис. 4.3, а криві 1, 2 – енергетичні спектри флуктуацій амплітуд кутових відбивачів з ЕПР на хвилі 8 мм близько 0 і +10 дБ/м², а крива 3 – сфери з ЕПР -9 дБ/м². Видно, що спектри сильно порізани. Основна енергія зосереджена на декількох дискретних частотах, що відповідають гармонікам енергонесної частоти морського хвилювання. Зникнення сигналу внаслідок затінення відбивача гребенями морських хвиль, ближче розташованих до РЛС, приводить до збагачення спектра. Сильніше це виявляється в спектрах відбивачів, що мають найменші розміри, – маленького кутового відбивача (крива 1) і сфери (крива 3). Зміна періоду хвилювання під впливом вітру спричиняє зміщення максимуму спектральної щільності в спектрі флуктуацій амплітуд. Спектри ехо-сигналів відбивачів, показані на рис. 4.3, б, отримано при менших швидкості вітру і хвилюванні, ніж на рис. 4.3, а. Бачимо, що відбувся зсув максимуму в спектрах від 0,25 до 0,4 Гц, що відповідають максимуму в спектрі морського хвилювання для нових умов проведення експериментів. Таким чином, у спектрах флуктуацій амплітуд відбиття від точкових надводних об'єктів максимуми спектральної щільності припадають на частоти енергонесного максимуму морського хвилювання.

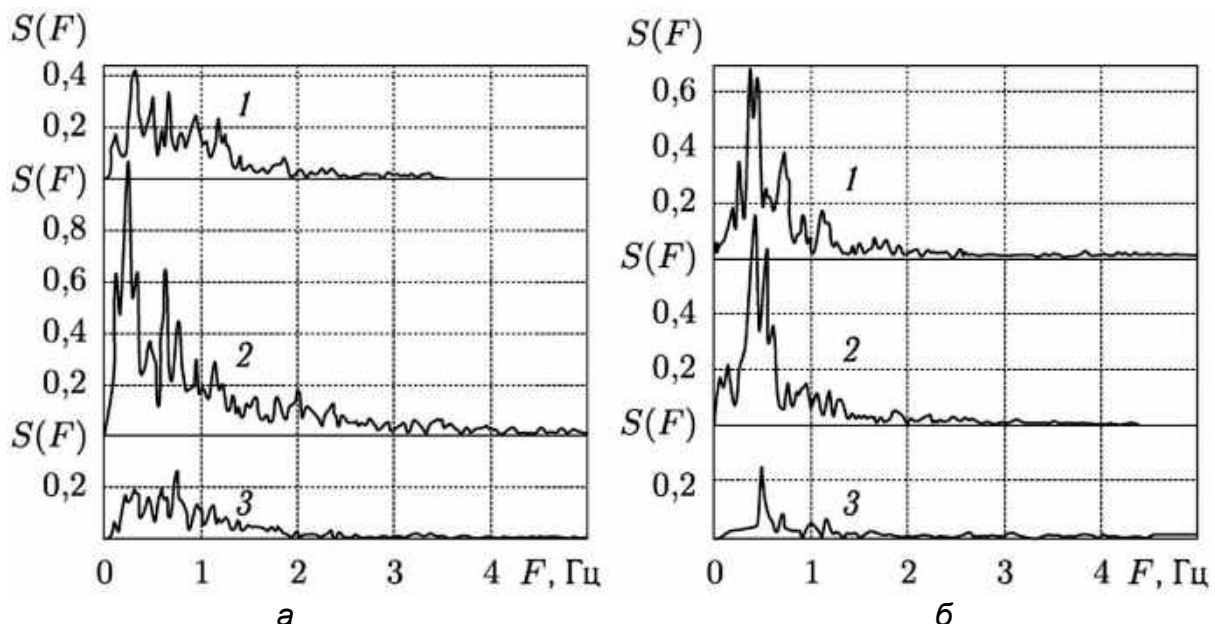


Рис. 4.3. Спектри відбиття від точкових надводних об'єктів:
кутовий відбивач з ЕПР: 1 – 0 дБ/м²; 2 – 10 дБ/м²; 3 – сфера з ЕПР 9 дБ/м²;
а – дальність 0,4 км; б – дальність 0,76 км

Незважаючи на більшу приблизно в два рази відстань до відбивачів (удвічі менший кут ковзання, ніж для даних, показаних на рис. 4.3, а), ефект збагачення спектра високочастотними гармоніками є слабшим, що пояснюється зменшенням висот морських хвиль і внаслідок цього зменшенням впливу ефекту затінення.

Унаслідок порізаності й мінливості спектра флуктуацій амплітуд як його ширину доцільно використовувати досить стійку характеристику – смугу частот, у якій міститься задана частка повної середньої потужності флуктуацій. Її можна знайти, розв'язавши рівняння

$$P(\delta F) = \frac{\int_0^{\delta F} S(F) dF}{\int_0^{\infty} S(F) dF}, \quad (4.4)$$

де $S(F)$ – спектр флуктуацій амплітуди.

Зокрема, у теорії сигналів часто використовується так звана ефективна ширина смуги, що визначається як

$$P(\delta F) = \frac{1}{2}, \quad (4.5)$$

тобто смуга частот, у якій міститься половина потужності розсіяного сигналу.

Частку потужності сигналу, розсіяного точковими об'єктами, залежно від смуги частот показано на рис. 4.4 (криві 1, 2 – кутові відбивачі, крива 3 – сфера). Криві отримано на хвилі 8 мм при хвилюванні на морі близько 1 бала. Бачимо, що половина енергії сигналу, відбитого точковими надводними об'єктами, укладається в смузі частот близько 0,75 Гц, а 90% – у смузі менше 2 Гц. При посиленні хвилювання відбувається істотне розширення спектра флуктуацій розсіяного сигналу. Це ілюструють криві 4, 5, що відображають залежності потужності від смуги частот для морського буя на хвилях 2 см і 8 мм відповідно при хвилюванні на морі 5–6 балів. Слід зазначити, що зменшення довжини хвилі від 2 см до 8 мм практично не позначається на ширині спектра амплітуд сигналу, розсіяного точковими об'єктами. Значно ширшими є спектри сигналів, розсіяних від

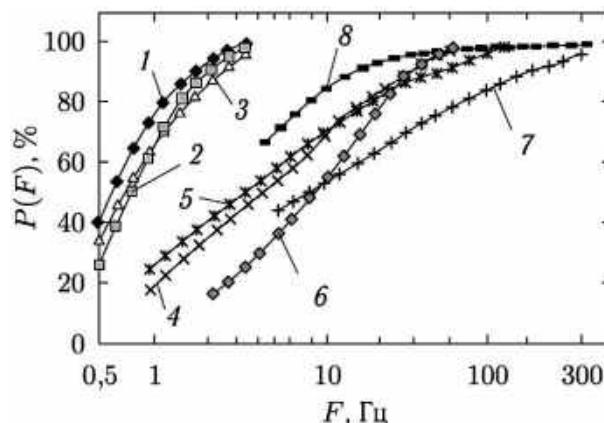


Рис. 4.4. Розподіл потужності сигналів від надводних об'єктів: $\lambda = 8$ мм, кутові відбивачі з ЕПР:
 1 – 0 дБ/м²; 2 – 10 дБ/м²; 3 – сфера з ЕПР 9 дБ/м²; 4 – буй, $\lambda = 2$ см; 5 – буй, $\lambda = 8$ мм; 6 – гумовий човен, $\lambda = 8$ мм; 7 – металевий човен, $\lambda = 2$ см; 8 – катер, $\lambda = 2$ см

малорозмірних надводних об'єктів (крива 6 – гумовий човен, хвиля 8 мм, хвилювання 3 бали; 7 – металевий човен, хвиля 2 см, хвилювання 2 бали; 8 – катер, хвиля 2 см, хвилювання 2 бали).

Як і для точкових об'єктів, спостерігається розширення спектра розсіяного сигналу при посиленні хвилювання на морі.

Дані про ефективну ширину смуги частот для різних типів об'єктів наведено в табл. 4.4.

Таблиця 4.4

Ефективна ширина смуги частот сигналу, розсіяного надводним об'єктом

Об'єкт	Хвилювання, бали	Довжина хвилі, см	Ширина спектра, Гц
Шлюпка з двома веслярами	1–2	0,8	8,5
Човен гумовий з двома веслярами	1–2	0,8	8
Навігаційний знак буй-віха	1–2	0,4	6,5
Малий моторний катер	1–2	0,8	13
Морський буй	5–6	2	4
Катер	1–2	2	4
Човен металевий з двома веслярами	1–2	2	15

Спектри флуктуацій амплітуди сигналу, розсіяного надводними об'єктами у високочастотній області, задовільно описуються залежністю

$$S(F) = S_0 \left(1 + \left| \frac{F}{\Delta F} \right|^n \right)^{-1}, \quad (4.6)$$

де S_0 – максимум спектральної щільності; $2\Delta F$ – ширина спектра флуктуацій; $n = 2...4$ – коефіцієнт, що враховує швидкість убавання спектра.

Інтервали кореляції сигналів розсіяних точковими надводними об'єктами, мають вигляд 50...75 мс і 250...400 мс за рівнями кореляційної функції 0,5 і 0 відповідно. Для малорозмірних і середніх об'єктів інтервали становлять 10...15 мс і 50...75 мс відповідно, тобто збільшення розмірів об'єкта приводить до зменшення інтервалів кореляції розсіяних сигналів, або іншими словами, до розширення спектра відбиття.

Для енергетичних спектрів, що описуються функцією (4.6), інтервал кореляції можна оцінити через ширину спектра флуктуацій:

$$\tau_{0,5} = \frac{1}{2\pi\Delta F}. \quad (4.7)$$

Необхідно зазначити, що ширина спектра й інтервал кореляції сигналів, розсіяних надводними об'єктами, не залежать від поляризації випромінювання й приймання і слабо залежать від довжини хвилі

опромінювального поля. Для точкових цілей, що стоять на якорі, характерним є зміна доплерівського зсуву частоти, спричиненого вертикальними й горизонтальними переміщеннями під впливом морських хвиль. При цьому доплерівська частота змінюється синхронно з погойдуваннями. Зупинці відповідає мінімальний доплерівський зсув частоти, а найбільшій радіальній швидкості переміщення відносно РЛС – максимальний.

Для точкового відбивача, що не рухається, характерною є періодична модуляція доплерівського зсуву частоти з частотами, які визначаються періодичністю морського хвилювання. За періодом змінення доплерівського зсуву частоти можна визначити середній період хитавиці точкової цілі. Ширина спектральної лінії за рівнем -3 дБ для точкових цілей не перевищує 10...20 Гц.

Під час руху цілі відносно РЛС у спектрі сигналу, відбитого від неї, відбувається доплерівський зсув частоти, що визначається радіальною швидкістю її переміщення відносно РЛС. На рис. 4.5, а зображено поточні доплерівські спектри сигналу, відбитого від великого корабля у два послідовні моменти часу.

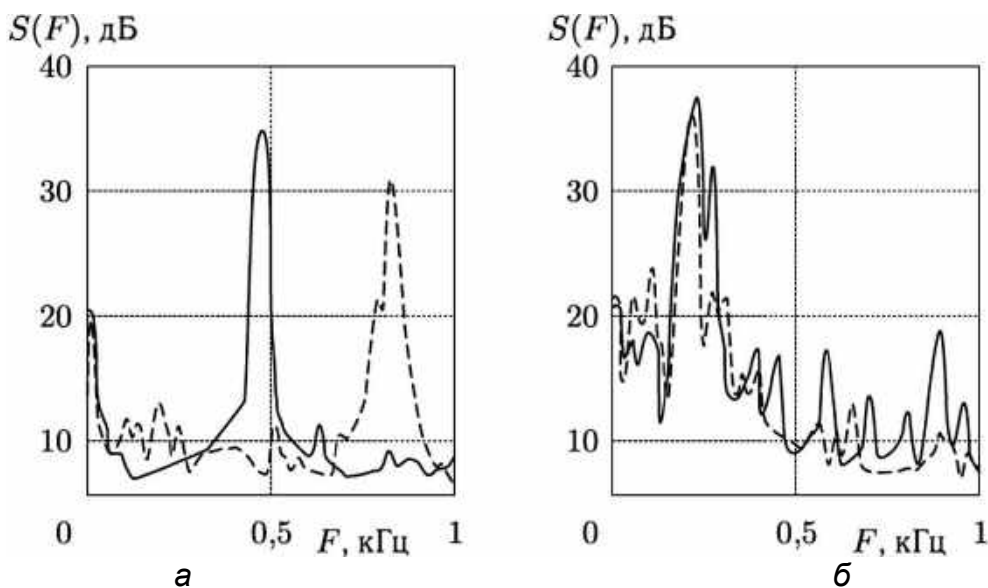


Рис. 4.5. Доплерівські характеристики відбиття від великого корабля ($\lambda = 8$ мм):
а – спектр при прямолінійному русі; б – спектр при циркуляції

Ці спектри є типовими для надводних суден водотоннажністю понад 10 р. т. Доплерівська лінія корпусу у відбитому сигналі переважає над фоновим рівнем на 20...25 дБ. При циркуляції надводних цілей відбувається розширення доплерівського спектра відбитого сигналу (рис. 4.5, б) унаслідок взаємного переміщення відбивних точок цілі.

Через мінливість (нестационарність) доплерівського зсуву частоти сигналу, відбитого цілями, використання для їх опису енергетичних спектрів протягом великого часу спостереження є малоефективним. Найбільш

виправданим є використання поточних спектрів і вивчення динаміки їх розвитку в часі, а також законів розподілу доплерівської частоти.

Закони розподілу флуктуацій квадратур та амплітуд. Сумарна амплітуда відбитого сигналу буде визначатися відносними фазами й амплітудами сигналів, відбитих елементарними вторинними випромінювачами, з урахуванням фаз та амплітуд множника ослаблення поверхні. У тих випадках, коли протяжна ціль складається з декількох відбивних точок, що знаходяться в різних пелюстках інтерференційної структури поля, можна очікувати, що статистики ехо-сигналу будуть описуватися гавсовою щільністю розподілу для квадратур (на виході фазового детектора) і релеївською – для амплітуд. На хвилі 8 мм при висоті розміщення РЛС близько 12 м і відстані до об'єкта спостереження 0,3...1,5 км розміри першої інтерференційної пелюстки дорівнюють 10...50 см, а отже, практично всі малорозмірні цілі (надувні гумові човни, прогулянкові катери, рибальські човни) в умовах експериментів займали кілька інтерференційних пелюсток поля. На рис. 4.6 зображено функції розподілу ехо-сигналу гумового надувного човна, що стоїть на якорі (криві 1, 2), і нерухомого моторного катера (криві 3, 4) для різних поляризацій випромінювання/приймання.

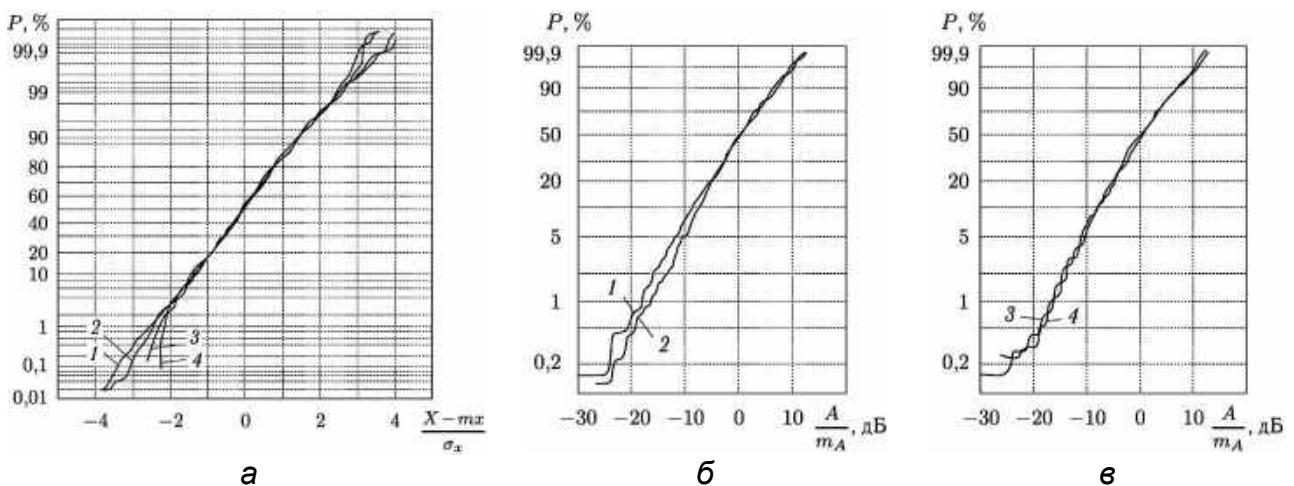


Рис. 4.6. Функції розподілу відбиття від надводних цілей:

а – квадратури; б, в – амплітуди; 1, 2 – човен; 3, 4 – катер; 1, 3 – *HH*; 2, 4 – *VH*

На рис. 4.6, а показано квадратури ехо-сигналу в масштабі, що спрямляє нормальний закон розподілу з нормуванням значень на середньоквадратичне значення процесу, а на рис. 4.6, б, в – амплітуди ехо-сигналу в масштабі, що спрямляє релеївський закон розподілу з нормуванням на медіанне значення процесу. Криві 1, 3 відповідають поляризації, узгодженій з випромінюваною (для наведеного прикладу горизонтальній випромінювання й приймання), а 2, 4 – ортогональній (вертикальній випромінювання й горизонтальній приймання). Слід зазначити, відмінностей у законах розподілу розсіяного сигналу на різних поляризаціях немає.

ЕПР малорозмірних надводних цілей до рівнів забезпеченості 10^{-3} ...0,999 задовільно описується стандартною сверлінгівською моделлю радіолокаційної

цілі, що флукує, з нормальним законом розподілу квадратур, релеївським амплітуд та експоненціальним ЕПР.

Істотно відрізняються від наведених статистики ехосигналів точкових надводних радіолокаційних цілей (кутових відбивачів, сфери). Як приклад на рис. 4.7, а показано функції розподілу квадратур, а на рис. 4.7, б, в – амплітуд ехо-сигналів від кутикового відбивача з розміром грані близько 8 см (ЕПР на хвилі 8 мм близько 1 м^2 (криві 1, 2) і сфери діаметром 38 см (криві 3, 4) – ЕПР близько $0,11 \text{ м}^2$).

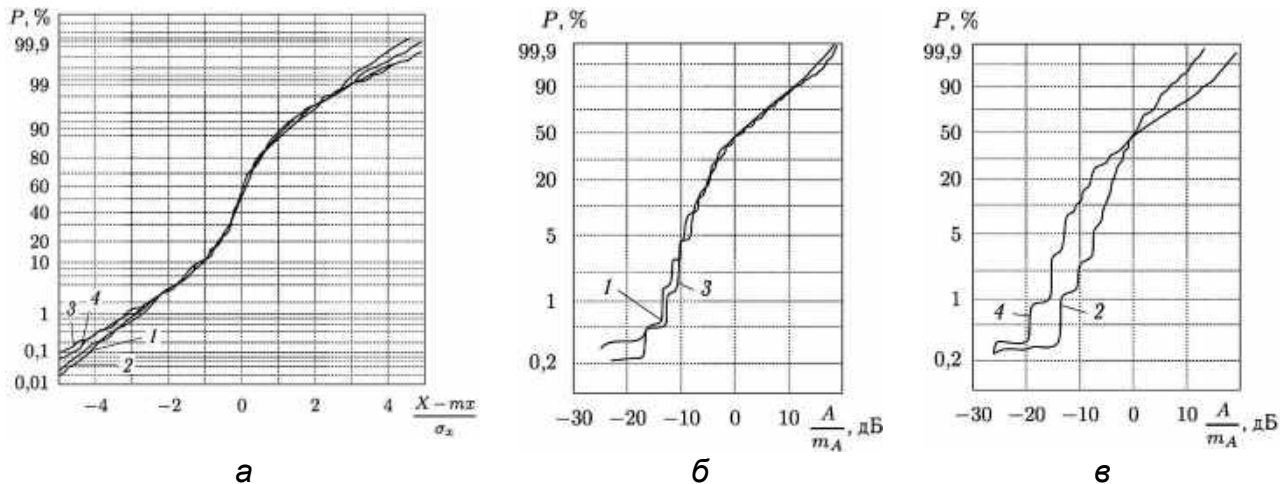


Рис. 4.7. Розподіли відбиття точкових цілей: а – квадратури; б, в – амплітуди; 1, 2 – кутові відбивачі з ЕПР = 1 м^2 ; 3, 4 – сфера з ЕПР = $0,11 \text{ м}^2$; 1, 3 – *HH*; 2, 4 – *VH*

Бачимо, що характеристики відбитого сигналу істотно відрізняються від гавсового шуму, причому негавсові статистики сигналу, відбитого від сфери, є вищими, ніж для сигналу, відбитого від кутикового відбивача.

На рис. 4.8 зображено інтегральні функції розподілу квадратур негавсівського процесу, отриманого як композиція двох гавсівських процесів, що існують на інтервалах, що не перетинаються в часі.

Більш інтенсивний процес (стан – сплески) мав більшу дисперсію, ніж процес у стані паузи, і ймовірність існування P . Кожну з функцій розподілу отримано за вибіркою обсягом не менше 10^5 некорельованих відліків. Змінюючи значення параметрів, можна простежити їх вплив на вигляд функції розподілу. Так, зміна ймовірності існування сплеску приводить в основному до зміщення точки перегину на S-подібній кривій функції розподілу (рис. 4.8, а). Водночас збільшення співвідношень дисперсій спричиняють затягування «хвостів» розподілів (рис. 4.8, б). Функцію розподілу, одержану в ході моделювання, аналітично описує складовий нормальний закон розподілу. Аналогічним чином ці параметри впливають і на вигляд закону розподілу амплітуд двокомпонентного процесу. При цьому функція розподілу амплітуд результатівного процесу описується складовим релеївським законом розподілу. Необхідно зазначити, що отримані в ході моделювання закони розподілу квадратур та амплітуд сигналів точкових надводних цілей відповідають законам, отриманим у натурному

експерименті. Статистики сигналу, відбитого точковими надводними цілями, задовільно описуються складовим нормальним законом розподілу для квадратур і релеївським законом для амплітуд в інтервалі рівнів забезпеченості від 10^{-3} до 0,999. Їх негавсовість фізично пояснюється затіненням відбивача елементами морської поверхні, ближче розташованими до РЛС, що приводить до істотного зниження в ці моменти рівня відбитого від нього сигналу.

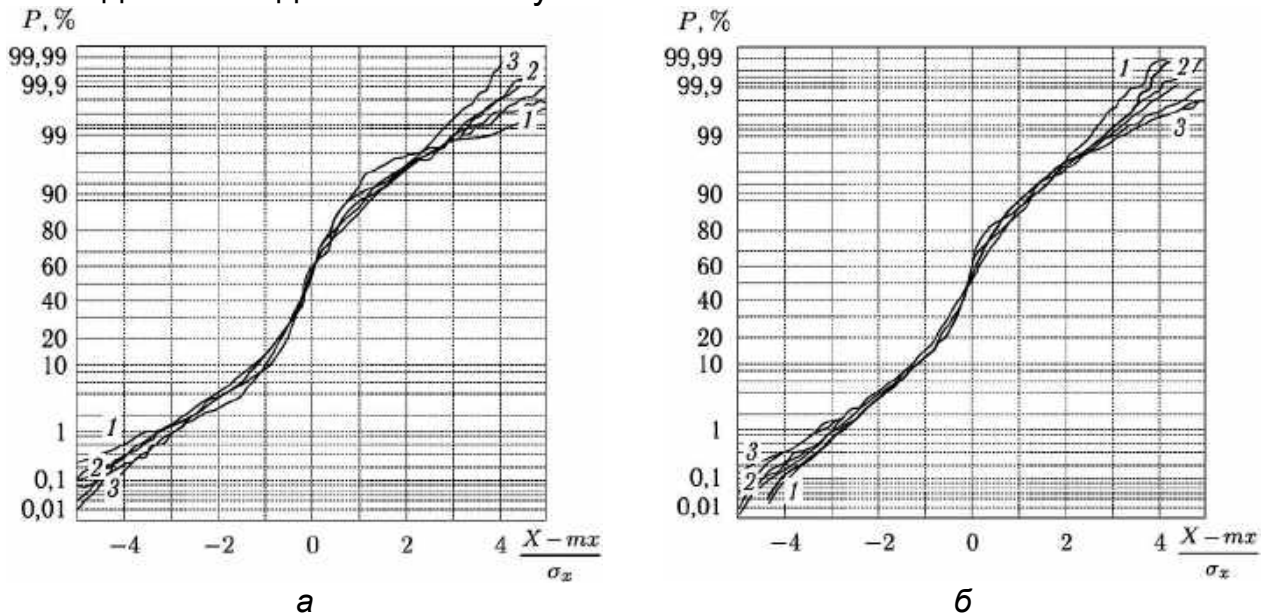


Рис. 4.8. Функції розподілу при фізичному моделюванні складеного нормального процесу:

а – $\gamma = 12$ дБ; 1 – $P = 0,1$; 2 – $P = 0,3$; 3 – $P = 0,5$; б – $P = 0,5$; 1 – $\gamma^0 = 6$ дБ;

2 – $\gamma^0 = 12$ дБ; 3 – $\gamma^0 = 18$ дБ

Поляризаційні й діапазонні особливості відбиття. Великий обсяг інформації про особливості електромагнітного поля, відбитого від надводних об'єктів, міститься в його поляризаційних характеристиках. Проведено дослідження на імпульсних вимірювальних системах з довжинами хвиль 8 і 4 мм при випромінюванні лінійної з кутом нахилу 45° або вертикальної поляризації і поімпульсному перемиканні поляризації приймання. Імпульсні вимірювальні РЛС мали лінійні розміри елемента розрізнення за дальністю й азимутом (на дальностях спостереження), сумірні з розмірами невеликих надводних об'єктів. Це забезпечувало отримання досить високих значень відношення сигнал/завада від моря внаслідок просторового розрізнення. Водночас діапазон однозначно вимірюваних доплерівських зсувів частоти в них обмежується значеннями частоти повторення імпульсів. Для збільшення динамічного діапазону вивчення спектральних характеристик розсіювання ЕМХ на різних поляризаціях від надводних цілей використовувалися РЛС безперервного випромінювання з довжинами хвиль 3 см і 8 мм. Установлено, що середнє значення коефіцієнта деполіризації сигналів, відбитих від надводних об'єктів, що рухаються під різними кутами відносно РЛС, практично

дорівнює коефіцієнту деполаризації завадового відбиття від поверхні моря. Значення коефіцієнта деполаризації сигналу, розсіяного надводними об'єктами на хвилях 4 і 8 мм при їх опроміненні лінійно поляризованою хвилею, наведено в табл. 4.5. Для порівняння наведено значення коефіцієнтів деполаризації для відбиття від моря і суші поблизу берегової лінії. Бачимо, що в міліметровому діапазоні різниця середніх коефіцієнтів деполаризації сигналів, відбитих від корпусу надводних об'єктів і від моря, зазвичай не перевищує 3...5 дБ.

Таблиця 4.5

Коефіцієнти деполаризації сигналів, розсіяних надводними об'єктами

Об'єкт	Дальність, км	Довжина хвилі, мм	Коефіцієнт деполаризації, дБ
Катер	0,47	4	-8,8
Баркас	0,52	4	-6,5
Яхта під парусом	1...1,5	4	-3,5
Великий катер	1...3	4	-4,1
Морський буй	1,1	4	-6,1
Буй-віха	0,92	4	-5,9
Море:			
хвилювання 2–3 бали	0,4	4	-8,8
хвилювання 5–6 балів	0,2	30	-5,5
Море та берегова смуга	0,94	4	-8,5
Сніг пластівцями	0,3...1	8	-5
Зливовий дощ	0,3...1	8	-8

Тому вибором поляризації випромінювання й приймання в міліметровому діапазоні хвиль неможливо істотно підвищити контраст спостереження об'єктів на фоні водної поверхні.

Під час пошуку особливостей поляризаційних характеристик поля, відбитого малорозмірними надводними об'єктами, які могли б використовуватися для вирішення завдань селекції й розпізнавання, становить інтерес вивчення поточних спектрів, а також статистичного взаємозв'язку між окремими спектральними компонентами на різних поляризаціях. На рис. 4.9

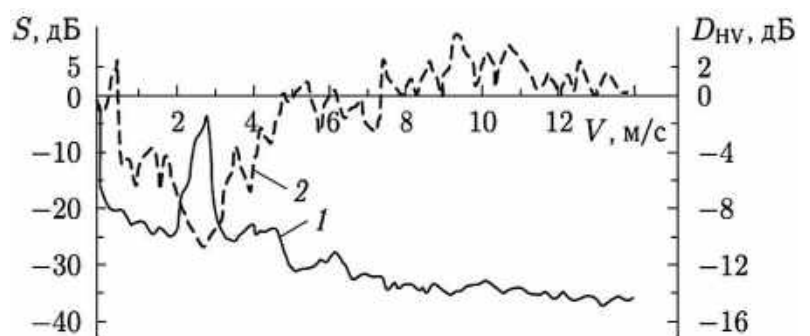


Рис. 4.9. Спектр і коефіцієнт деполаризації спектральних компонент сигналів, розсіяного катером: 1 – спектр; 2 – коефіцієнт деполаризації

зображено поточний спектр сигналу, відбитого від катера, що рухається зі швидкістю близько 3 м/с.

Його отримано на хвилі 3 см і вертикальній поляризації приймання при випромінюванні вертикально поляризованої хвилі (суцільна лінія). Коефіцієнт деполаризації окремих спектральних компонент відбитого сигналу показано пунктиром. Лінія корпусу на 20...30 дБ перевищує рівень окремих спектральних компонент і має малий рівень деполаризації.

На крилах спектра коефіцієнт деполаризації збільшується до -4...- 6 дБ. В області, де відношення спектральної компоненти сигналу цілі до спектральної щільності шуму є малим, значення коефіцієнта деполаризації наближується до нуля. Деполаризація окремих спектральних компонент розсіяного сигналу може бути інформативною ознакою для виділення ділянок спектра, пов'язаних з вібраціями корпусу внаслідок роботи рухових установок.

Спектри відбиття від надводних цілей є приблизно однаковими на ортогональних поляризаціях. Надводні об'єкти мають достатню жорсткість, і під час їх руху у спектрах розсіяних сигналів на обох поляризаціях виникають однакові частотні компоненти, обумовлені радіальною складовою швидкості переміщення розсіювачів відносно РЛС. При еволюціях цілей під впливом морських хвиль (хитавиця) або зміні ракурсу, при циркуляції спостерігаються зміни доплерівського зсуву частоти розсіяних сигналів, які є синхронними на обох поляризаціях.

Взаємні спектри ортогонально поляризованих компонент, як і взаємкореляційні функції, мають такі самі характеристики (ширину, центральний зсув, швидкість убутання спектральної щільності), як і спектри (автокореляційні функції) кожної з ортогонально поляризованих компонент. Для точкових надводних об'єктів інтервал кореляції за рівнями значень кореляційної функції 0,5 і 0 становить 50...75 мс і 250...400 мс відповідно. Для малих надводних об'єктів інтервал кореляції становить відповідно 10...15 мс і 50...75 мс. Збільшення розмірів цілі приводить до зменшення інтервалів кореляції розсіяних сигналів, а отже, до розширення спектрів відбиття. На ортогональних поляризаціях немає значущих відмінностей в інтервалах кореляції і спектрах. Для сигналів, відбитих від надводних об'єктів, характерним є більш високий, ніж для моря, рівень кореляції сигналів з виходу як амплітудного, так і синхронного детекторів на ортогональних поляризаціях.

Порівнявши з раніше отриманими результатами вивчення взаємної кореляції ортогонально поляризованих компонент відбиття від моря, бачимо, що відбиті від об'єктів сигнали є частково корельованими, і це може використовуватися для поліпшення їх спостереженості. У цілому ортогонально поляризовані компоненти сигналів, відбитих від цілей, особливо малорозмірних, мають більш високий рівень кореляції, ніж сигналів, відбитих від моря, тобто сигнали надводних цілей є частково поляризованими, тоді як радіолокаційні відбиття від моря – випадково

поляризовані. Ця обставина може використовуватися при побудові систем виявлення й розпізнавання надводних об'єктів на фоні моря.

Міжспектральні зв'язки на ортогональних поляризаціях оцінювалися з використанням матриць кореляції спектральних компонент (МКСК). Установлено, що для об'єктів найбільші значення мають діагональні елементи, тобто найбільш корельовані однакові частотні компоненти. На рис. 4.10 зображено матрицю коефіцієнтів кореляції спектральних компонент відбиття від катера на хвилі 3 см при випромінюванні сигналу з горизонтальною поляризацією.

Найбільші значення кореляції (0,5...0,85) спостерігаються для діагональних елементів, що відповідають лініям корпусу і супутним лініям, обумовленим вібрацією, а також для елементів матриці, що відповідають їх комбінаціям. Ширина області кореляції при зміщенні від діагональних елементів для сигналів об'єктів не перевищує десятків Гц. Аналогічний вигляд мають матриці коефіцієнтів кореляції спектральних компонент на ортогональних поляризаціях для відбиття від веслових човнів. Це пояснюється частотною модуляцією сигналу, що виникає під час руху весел. Наявність кореляції на декількох частотах "спалахів" спектральної щільності може використовуватися як для виявлення цих об'єктів на фоні місцевості, так і для їх розпізнавання. Високий рівень кореляції однакових спектральних компонент на різних поляризаціях дає змогу зробити висновок про загальну природу джерел розсіювання радіохвиль і доцільність спільного оброблення кросполяризованих сигналів при вирішенні завдань розпізнавання типів цілей.

Спільні вимірювання на хвилях 2 см і 4 мм показують, що миттєві значення відбиття від надводних цілей з виходів фазових детекторів систем сантиметрового й міліметрового діапазонів є практично некорельованими, тоді як флуктуації амплітуд є частково корельованими (коефіцієнт кореляції – до 0,4).

Флуктуації кутів приходу. Дослідження проведено з використанням імпульсної РЛС з довжиною хвилі 8 мм. Вимірювалися послідовно в часі амплітуди сигналів, прийнятих двома зміщеними в просторі променями діаграми спрямованості приймальної антени, що перемикалися з частотою повторення зондувальних імпульсів 1000 і 2000 Гц. Ширина парціальних діаграм за рівнем половинної потужності становила 7,3 мрад (близько 0,4°) при розкіді близько 3,7 мрад (близько 0,2°). Вимірювання охопили діапазон

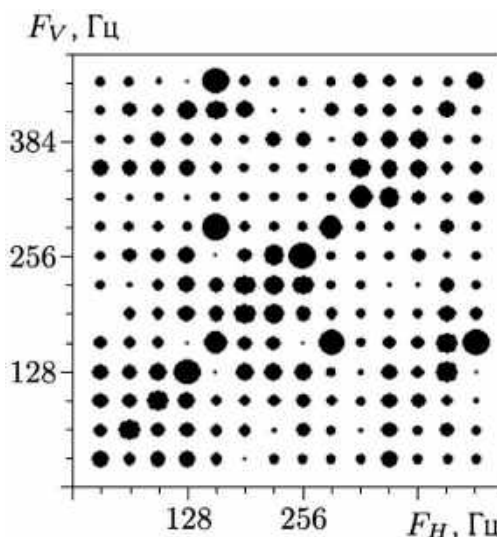


Рис. 4.10. МКСК відбиття від корабля на ортогональних поляризаціях:
 • – 0,3; ● – 0,6; ● – 0,9

хвилювань до 3 балів. Установлено, що для малорозмірних надводних об'єктів характерним є істотно менший, ніж для відбиття від моря, діапазон азимутальних флуктуацій прийнятих сигналів. Якщо для надводного об'єкта середнє значення пеленга є близьким до істинного напрямку на об'єкт, який визначався з допомогою оптичних засобів, і має порівняно невелику дисперсію флуктуацій, то для морської поверхні його переміщення спостерігаються в межах усїєї підсвіченої ділянки. Числові характеристики кутового шуму відбиття від моря, усереднені за серіями дослідів, наведено в табл. 4.6.

Таблиця 4.6

Характеристики кутового шуму

Процес	Характеристики кутового шуму відбиття від надводних об'єктів і морської поверхні								
	Швидкість вітру, м/с	Азимут відносно вітру	Дальність, км	Кількість дослідів	Характеристики пеленга				
					Середньо-квадратичне	Коефіцієнт асиметрії	Коефіцієнт ексцесу	Коефіцієнт кореляції	Кутовий розмір
Море	5...6	-40...+30	0,42	4	0,31	0,15	-0,31	0,12	–
Море	4	-30...+30	0,43	4	0,3	0,11	-0,54	0,08	–
Море	1...2	0	0,8...1,3	4	0,22	0,22	1	0,21	–
Кутовий відбивач з ЕПР 10 м ²	4	–	0,38	2	0,093	-3	49,5	0,31	–
Човен гумовий	0	0...360	0,45...0,5	8	0,26	0,29	1,08	0,085	0,2...0,4
Човен	3,5	0...360	0,5...0,53	8	0,35	0,43	0,28	0,18	0,3...0,7
Корабель	4	135...270	8,8...9,2	4	0,125	-0,03	1,8	0,24	–
Корабель з ворсом	4	135...270	8,8...9,2	3	0,093	0,64	1,31	0,03	–
Підводний човен	4	90	3,9	1	0,24	-0,54	3,14	0,27	–
Баркас	2	45	0,7	1	0,38	0,22	-0,17	0,008	–

Розподіли кутів приходу є досить симетричними (значення коефіцієнтів асиметрії – від 0,11 до 0,22) і мають невеликі значення коефіцієнтів ексцесу. Це означає, що щільність розподілу кутів приходу можна апроксимувати нормальним законом. Необхідно зазначити слабку кореляцію амплітуди й пеленга сигналу, розсіяного морем. Значення коефіцієнта кореляції не перевищує 0,3. Середньоквадратичне значення пеленга відбиттів від моря становить 0,2...0,3. У спектрах флуктуацій пеленга й амплітуди сигналу, розсіяного морем, спостерігаються дискретні

лінії, що відповідають гармонікам енергонесної частоти морського хвилювання. Для точкових надводних об'єктів характерними є істотно менші, ніж для морської поверхні, значення розкиду кутів приходу відносно істинного напрямку на об'єкт. У діапазоні рівнів значущості від 0,1 до 0,9 для кутових відбивачів ці значення не перевищують 0,5 мрад. Причому слід зазначити, що зі зменшенням ЕПР точкового об'єкта відбувається розширення діапазону флуктуацій кутів приходу, що пов'язано зі зростанням впливу відбиття від моря.

На рис. 4.11 показано середньоквадратичні значення флуктуацій пеленга сигналів, розсіяних гумовим надувним човном з двома веслярами, дерев'яним човном (суцільні лінії), а також протяжними надводними об'єктами (кораблем і підводним човном). Штриховою лінією показано змінення кутових розмірів човнів на різних дальностях їх радіолокаційного спостереження. Середньоквадратичне значення флуктуацій кутів приходу сигналів, розсіяних малорозмірними об'єктами, становить 0,5–0,7 від їх кутового розміру. Приблизно таким же є середньоквадратичне значення пеленга кутів приходу відносно кутового розміру для протяжних об'єктів: корабля водотоннажністю близько 2 тис. р. т. і підводного човна (рис. 4.11, в). У деяких дослідах з кораблем відбивні точки закривалися з допомогою радіопоглинальних матеріалів, однак це не приводило до істотного зменшення ЕПР і діапазону флуктуацій кутів приходу відбитих сигналів.

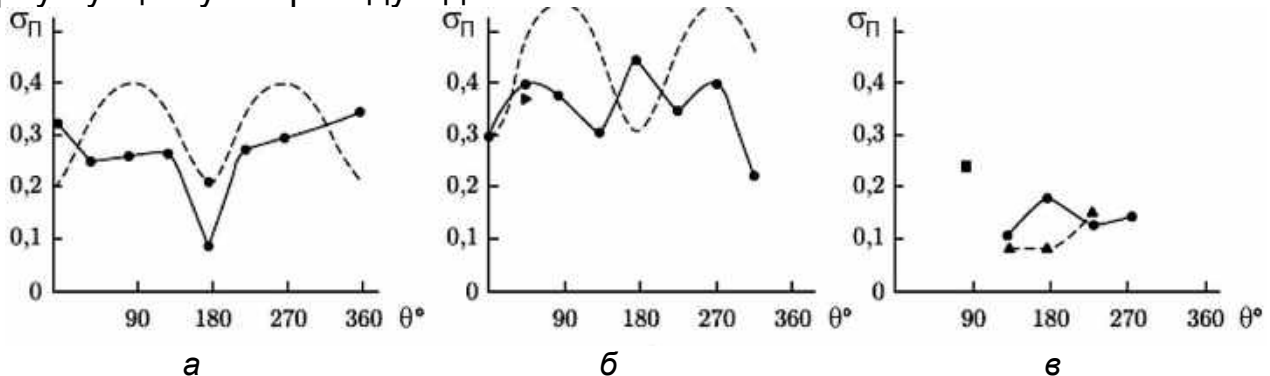


Рис. 4.11. Середньоквадратичне значення пеленга кутів приходу залежно від азимута опромінення:

а – ● човен гумовий, $r = 0,45 \dots 0,5$ км; б – ● човен, ▲ баркас, $r = 0,5$ км;
 в – ● корабель, ▲ корабель з ворсом, $r = 0,5$ км; $r = 8,8 \dots 9,2$ км; ■ підводний човен, $r = 3,9$ км

Аналіз показує, що для всіх типів об'єктів коефіцієнт асиметрії розподілів кутів приходу має невеликі значення, а для малорозмірних надводних об'єктів невеликими є й коефіцієнти ексцесу. Це означає, що розподіл кутів приходу для них задовільно апроксимується гавсівською щільністю. Для великих надводних об'єктів коефіцієнт ексцесу розподілу кутів приходу є великим, що пов'язано з наявністю стабільних блискучих точок.

Спектри флуктуацій азимутального пеленга точкових надводних відбивачів – вузькосмугові. Основна енергія зосереджена в смузі до 1 Гц на декількох дискретних частотах, кратних частоті енергонесного

максимуму морського хвилювання, що становить 0,25...0,35 Гц для тих умов, у яких проводилися експерименти. На частотах понад 1 Гц відбувається убування спектральної щільності за степеневим законом зі швидкістю, що спостерігається і в амплітудних спектрах, тобто $n = 2...3$. Енергетичні спектри флуктуацій пеленга багатоточкових об'єктів (човнів, баркасів) – більш широкосмугові, їх енергетична область простягається до частот 2...3 Гц.

Статистичні моделі. Якщо об'єкт знаходиться поблизу поверхні розділу (над морем або на поверхні моря), то потужність сигналу на вході приймача РЛС, відбитого від кожного елемента об'єкта, є пропорційною значенню інтерференційного множника поверхні для певного елемента. Сумарний сигнал на вході приймача РЛС \dot{V}_Σ є пропорційним \dot{S}_Σ , причому

$$\dot{S}_\Sigma = \sum_{i=1}^m \dot{S}_i \dot{V}_{0i}^2, \quad (4.8)$$

де \dot{S}_i – коефіцієнт розсіяння i -го елемента об'єкта з модулем $|\dot{S}_i| \sim \sigma_i^{1/2}$; σ_i – ЕПР елемента об'єкта; \dot{V}_{0i} – інтерференційний множник для i -го елемента.

У тих випадках, коли об'єкт засвічується декількома пелюстками інтерференційної структури поля, а діапазон переміщення його окремих відбивних елементів дорівнює розмірам пелюстки, то з допомогою співвідношення (4.8) нескладно показати, що незалежно від законів розподілу флуктуацій кожного окремого відбивача результатівне поле буде описуватися нормальним законом, а його амплітуда – релеївським законом розподілу. При цьому для опису флуктуацій ЕПР об'єкта можна використовувати I модель Сверлінга [4]. У тих же випадках, коли розміри об'єкта та його переміщення у вертикальній площині є значно меншими від ширини інтерференційної пелюстки поля,

$$\dot{S}_\Sigma = V_0^2 \sum_{i=1}^m \dot{S}_i. \quad (4.9)$$

Якщо у співвідношенні (4.9) перейти до ЕПР, то можна записати

$$\sigma_\Sigma^* = \sigma_\Sigma V_0^4, \quad (4.10)$$

де σ_Σ – ЕПР об'єкта, що знаходиться у вільному просторі ($V_0 = 1$), а σ_Σ^* – ЕПР об'єкта, що спостерігається.

Як вихідні можна взяти моделі розподілу ЕПР об'єктів за Сверлінгом [4]:

$$\begin{aligned}
\text{I модель} - P_I(\sigma_{\Pi}) &= \frac{1}{\bar{\sigma}_{\Pi}} \exp\left(-\frac{\sigma_{\Pi}}{\bar{\sigma}_{\Pi}}\right); \\
\text{III модель} - P_{III}(\sigma_{\Pi}) &= \frac{4\sigma_{\Pi}}{\bar{\sigma}_{\Pi}^2} \exp\left(-\frac{2\sigma_{\Pi}}{\bar{\sigma}_{\Pi}}\right),
\end{aligned}
\tag{4.11}$$

де $\bar{\sigma}_{\Pi}$ – середнє значення ЕПР об'єкта.

Оскільки флуктуації множника ослаблення і σ_{Π} є статистично незалежними, використовуючи відомі співвідношення для густини ймовірності добутку двох випадкових величин σ_{Π} і V_0^4 , після нескладних обчислень отримуємо вирази для I і III моделей Сверлінга:

$$\begin{aligned}
P_I(z) &= A \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\mu^{2n}}{2^{2n} (n!)^2} \left(\frac{z}{B}\right)^{\frac{n}{2}} K_{\Pi}(2\sqrt{zB}); \\
P_{III}(z) &= 8zA \left[\sum_{n=1}^{\infty} \frac{\mu^{2n}}{2^{2n} (n!)^2} \left(\frac{z}{B}\right)^{\frac{n-1}{2}} K_{\Pi-1}(2\sqrt{zB}) + \left(\frac{z}{B}\right)^{\frac{1}{2}} K_1(2\sqrt{zB}) \right],
\end{aligned}
\tag{4.12}$$

де K_{Π} – функція Макдональда;

$$A = \frac{1}{2\rho_d^2} \exp\left(-\frac{V_{0g}^2}{2\rho_d^2}\right), B = \frac{1}{2\rho_d^2}, \mu = \frac{V_{0g}^2}{\rho_d^2}, z = \frac{\sigma_{\Pi}}{\bar{\sigma}_{\Pi}}, V_{0g}^2 = 1 + \rho_S^2 - 2\rho_S \cos\varphi;$$

$\varphi = \frac{4\pi h_a h_{\Pi}}{\lambda R_{\Pi}}$ – різниця фаз між прямою та дзеркально відбитою хвилею;

ρ_S, ρ_d – коефіцієнти дзеркального й дифузного відбиття.

При $\frac{V_{0g}}{\rho_d} \gg 1$, що виконується для слабошорсткої поверхні в інтерференційних максимумах поля, а також на великих відстанях для поверхонь зі значними нерівностями розподіли ЕПР об'єктів (4.12) зводяться до вигляду:

$$P_I(z) = \frac{1}{\bar{\sigma}_{\Pi}^*} \exp\left(-\frac{\sigma_{\Pi}}{\bar{\sigma}_{\Pi}^*}\right); P_{III}(z) = \frac{4\sigma_{\Pi}}{(\bar{\sigma}_{\Pi}^*)^2} \exp\left(-\frac{2\sigma_{\Pi}}{\bar{\sigma}_{\Pi}^*}\right),
\tag{4.13}$$

де $\bar{\sigma}_{\Pi}^* = \bar{\sigma}_{\Pi} V_{0g}^4$.

Таким чином, отримуємо щільності розподілу, аналогічні початковим, але зі зміненим масштабом.

Якщо $V_{0g}/\rho_d < 1$, що характерно для околів інтерференційних мінімумів, то щільності розподілу ЕПР мають вигляд

$$P_I(\sigma_{Ц}) = \frac{1}{\sigma_{Ц}^*} K_0 \left(2\sqrt{2} \sqrt{\frac{\sigma_{Ц}}{\bar{\sigma}_{Ц}^*}} \right); P_{III}(\sigma_{Ц}) = 4\rho_d^2 \frac{\sigma_{Ц}}{(\bar{\sigma}_{Ц}^*)^2} K_1 \left(2\sqrt{2} \sqrt{\frac{\sigma_{Ц}}{\bar{\sigma}_{Ц}^*}} \right), \quad (4.14)$$

де $\bar{\sigma}_{Ц}^* = \bar{\sigma}_{Ц} \rho_d^4$.

Як видно з (4.12)–(4.14), закони розподілу ЕПР у цьому випадку істотно відрізняються від початкових. Причому швидкість спадання «хвоста» розподілу для розглянутих моделей об'єктів визначається співмножником і є меншою, ніж у вихідних розподілів. Проведений аналіз показує, що при багатопроменевому поширенні радіохвиль суттєво змінюється закон розподілу флуктуацій ЕПР об'єктів.

Для надводних об'єктів, таких, наприклад, як кутові відбивачі, морські буї, флуктуації розсіяного ними сигналу повністю визначаються, як видно з (4.10), закономірностями флуктуацій множника ослаблення, оскільки їх переміщення відбуваються синхронно з коливаннями морської поверхні. Тому є виправданим використання для опису властивостей сигналу, відбитого від них, такої ж моделі, як і для радіолокаційного відбиття від моря (див. розд. 2). Відповідно до моделі сигнал, розсіяний точковими надводними об'єктами, може існувати в одному з фазових станів: H_0 – нульовому (паузи), H_1 – одиничному (сплески). У кожному з них сигнал описується щільністю розподілу флуктуацій амплітуд і миттєвих значень, а також спектром. Змінення станів задається густиною ймовірності переходів. Під нульовим станом H_0 будемо розуміти ті моменти часу, коли спостерігається значне зниження інтенсивності сигналу, розсіяного об'єктом, у зв'язку з його затіненням гребенями хвиль, а під одиничним станом H_1 – знаходження точкового об'єкта в зоні прямої видимості РЛС. Якщо позначити ймовірність затінення через $P_{ЗАТ}$, то середнє значення ЕПР точкового надводного об'єкта буде таким:

$$\begin{aligned} \bar{\sigma}_{Ц} &= P_{ЗАТ} \sigma_0 + (1 - P_{ЗАТ}) \sigma_1; \\ \gamma_E^2 &= \frac{\sigma_1}{\sigma_0}; \quad P_{ЗАТ} = 1 - P_{ВИД}, \end{aligned} \quad (4.15a)$$

де γ_E^2 – відношення ЕПР компонентів процесу в станах H_1 і H_0 ; $P_{ВИД}$ – ймовірність знаходження об'єкта в зоні спостереження РЛС.

Для знаходження функцій розподілу значень (квадратур або амплітуд), спектрів при різних значеннях часу спостереження процесу можна використовувати співвідношення (2.13), що описують аналогічні характеристики для відбиття від моря.

Запропонована модель дає змогу пояснити експериментальні результати, отримані під час дослідження відбиття сигналів від точкових надводних об'єктів:

1. Статистики відбиття від точкових об'єктів через наявність двох компонентів з різними ЕПР істотно відрізняються від нормальних. Зі збільшенням відстані до об'єкта унаслідок підвищення ймовірності затінення їх негавсово зростає. Відбувається розширення спектра флуктуацій ЕПР.

2. При використанні гавсівської моделі для опису статистик окремих компонентів процесу функції розподілу квадратур та амплітуд апроксимуються складовими: нормальною й релеївською густиною ймовірності.

У НВЧ-діапазоні з прийнятною для практики похибкою можна вважати ЕПР затіненого гребенями хвиль об'єкта такою, що дорівнює нулю ($\sigma_0 = 0$). Тоді середнє значення ЕПР

$$\bar{\sigma}_\Pi = (1 - P_{ЗАТ})\sigma_1. \quad (4.156)$$

При такій ситуації максимально досяжна ймовірність правильного виявлення буде обмежуватися ймовірністю знаходження об'єкта в зоні видимості РЛС. Для точкових надводних цілей, аналогічно морю, при описі статистик флуктуацій у кожному з фазових станів гавсівською моделлю щільності розподілу при великих інтервалах спостереження будуть описуватися складовим нормальним законом розподілу для квадратур і складовим релеївським законом розподілу для амплітуд розсіяного сигналу, що й спостерігалось під час експериментів.

4.2. Інформативні ознаки відбиття сигналів від надводних об'єктів

Енергонесна частина спектра. Серед інших класів цілей (вертоліт, реактивний, турбогвинтовий або поршневий літак) корабель має мінімальну ширину поточного спектра. Це пов'язано насамперед з жорсткістю конструкції (відсутністю елементів, що коливаються або обертаються). Можна припустити, що для кораблів у зв'язку з істотними відмінностями поздовжнього й поперечного розмірів будуть спостерігатися відмінності і в спектрі при різних ракурсах спостереження. Однак великий обсяг вимірювань, виконаних під час руху кораблів фіксованими бічними курсами, показав, що ракурсні відмінності є незначними. Не мали успіху спроби виявити відмінності в енергонесних ділянках спектрів ехо-сигналів від кораблів, що мають різну водотоннажність. Разом з тим, при здійсненні надводним об'єктом циркуляцій експериментально спостерігалось розширення спектра відбитого сигналу. Це пов'язано з тим, що при виконанні маневру, наприклад циркуляції, ціль крім поступального руху, здійснювала ще й обертання навколо своєї осі. При цьому частина відбивних точок наближається до РЛС, а частина віддаляється. Неважко

оцінити, що на хвилях 3...4 см при лінійних розмірах корабля 100 м і більше розширення спектра може становити десятки і сотні герців.

Слід зазначити, що в процесі циркуляції доплерівський зсув частоти може змінюватися від 0 до f_{go} . Сигнал, розсіяний об'єктом, що виконує циркуляцію, є частотно модульованим з девіацією частоти $\Delta f = f_{go}$, де

$f_{go} = \frac{2V_0}{\lambda}$ – доплерівський зсув при русі об'єкта радіальним до РЛС курсом, і приблизно такою ж шириною спектра, оскільки індекс фазової модуляції $m_\xi = 2kR_0 \gg 1$, де R_0 – радіус циркуляції. При часі спостереження розсіяного

об'єктом сигналу, істотно меншому від $\Delta t \leq T_{\text{об}} = \frac{2\pi}{\Omega}$ – періоду циркуляції, ширина спектра буде визначатися співвідношенням

$$\Delta f \approx \frac{2V_0^2}{\lambda R_0} \Delta t \sin \frac{V_0}{R_0} t = \frac{2a_0 \Delta t}{\lambda} \sin \frac{V_0}{R_0} t, \quad (4.16)$$

де $a_0 = \frac{V_0^2}{R_0}$ – доцентрове прискорення.

Видно, що якщо максимальний доплерівський зсув частоти спостерігається при курсових кутах цілі 0° і 180° , то найбільша ширина спектра при 90° і 270°

$$\Delta f = \frac{2V_0^2 \Delta t}{\lambda R_0} = \frac{f_{go}^2 \lambda \Delta t}{2R_0}. \quad (4.17)$$

Характерною особливістю спектральних характеристик ехо-сигналів від надводних цілей, як уже зазначалося, можна вважати значне розширення спектрів при виконанні кораблем розвороту, циркуляції та інших маневрів. Можна визначити, принаймні, два механізми такого розширення спектра. Перший механізм пов'язаний з діаграмою переопромінювання корабля, яка своїми пелюстками модулює прийнятий сигнал. Вимірювання, що виконуються на декількох довжинах хвиль, показали, що порушується пропорційність розширення спектра флуктуацій при зменшенні довжини хвилі (на некогерентних РЛС). Це є непрямим доказом того, що запропонований механізм не є визначальним у формуванні такого значного розширення спектра. Аналіз експериментально отриманих результатів підтверджує висновок про домінування розглянутого вище механізму у формуванні розширеного спектра.

Особливості, пов'язані зі збуреннями морської поверхні й роботою гребного гвинта. Визначальним фактором є відбиття від кильватерного сліду, зокрема від піни й бризок (бурунів), що утворюються в області брашпиля і в кормовій частині внаслідок роботи гребного гвинта або іншого рушія. Рух судна за інерцією, тобто коли є тільки корабельні хвилі без піни і бризок, створює розширення спектра на рівнях, що на 2–3 порядки нижче

порівняно з режимом, коли працює гребний гвинт.

Зазначені особливості спектральних характеристик ехо-сигналів, відбитих від надводних цілей, добре виражені на малих дистанціях. Зі збільшенням дистанції ЕПР кильватерного сліду зменшується значно швидше, ніж корабля, повторюючи дистанційну залежність ПЕПР моря. Вимірювання на вертикальній, горизонтальній і круговій поляризаціях випромінювання показали, що характеристики ехо-сигналів від кильватерного сліду схожі з характеристиками сигналів, відбитих від збуреної поверхні моря. На рис. 4.12, а, б криві 1 – це спектри ехо-сигналів від корабля на хвилі 3 см при опроміненні поверхні моря горизонтально-поляризованою хвилею і горизонтальною й вертикальною поляризаціями приймання.

Корабель типу «БГК-22» – великий гідрографічний катер – рухався від РЛС. Крім вузькосмугової лінії корпусу нижче неї по частоті спостерігаються ділянки спектра, зумовлені відбиттями від корабельних хвиль, а на більш високих частотах відбиттями бризок, що створюються брашпилем.

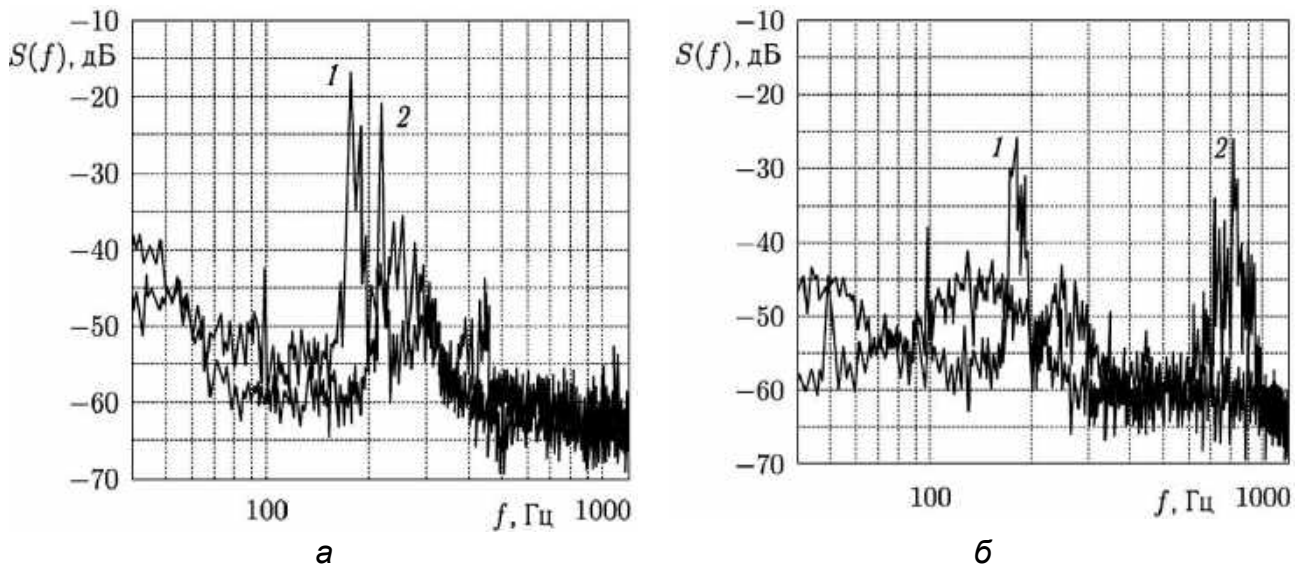


Рис. 4.12. Спектри ехо-сигналів корабля і корабельних хвиль при різних поляризаціях і довжинах хвиль випромінювання й приймання:
1 – 3 см HH; 2 – 3 см VV (а); 1 – 3 см HV; 2 – 8 мм VV (б)

Спектрограма 2 на рис. 4.12, б, отримана при одночасній роботі РЛС з довжинами хвиль 3 см і 8 мм по кораблю, ілюструє змінення характеристик розсіювання від робочої частоти. Спостерігається пропорційне частоті випромінювання змінення доплерівського зсуву відбиття як від лінії корпусу, так і від корабельних хвиль.

Значне розширення спектра і збільшення ЕПР спостерігається у суден на підводних крилах (СПК) типу «Комета» (рис. 4.13, а).

Це можна пояснити насамперед значним підвищенням енергооснащеності для цього типу кораблів. Енергооснащеність СПК типу «Комета», «Ракета», «Метеор» та ін., що мають швидкість близько

70...80 км/год, становить 85...40 к.с./т. Енергооснащеність кораблів на повітряній подушці (КПП), що мають швидкість 110...130 км/год, дорівнює 100...135 к.с./т, тобто майже в 100 разів вище порівняно з ескадреним міноносцем (к.с. – кінська сила).

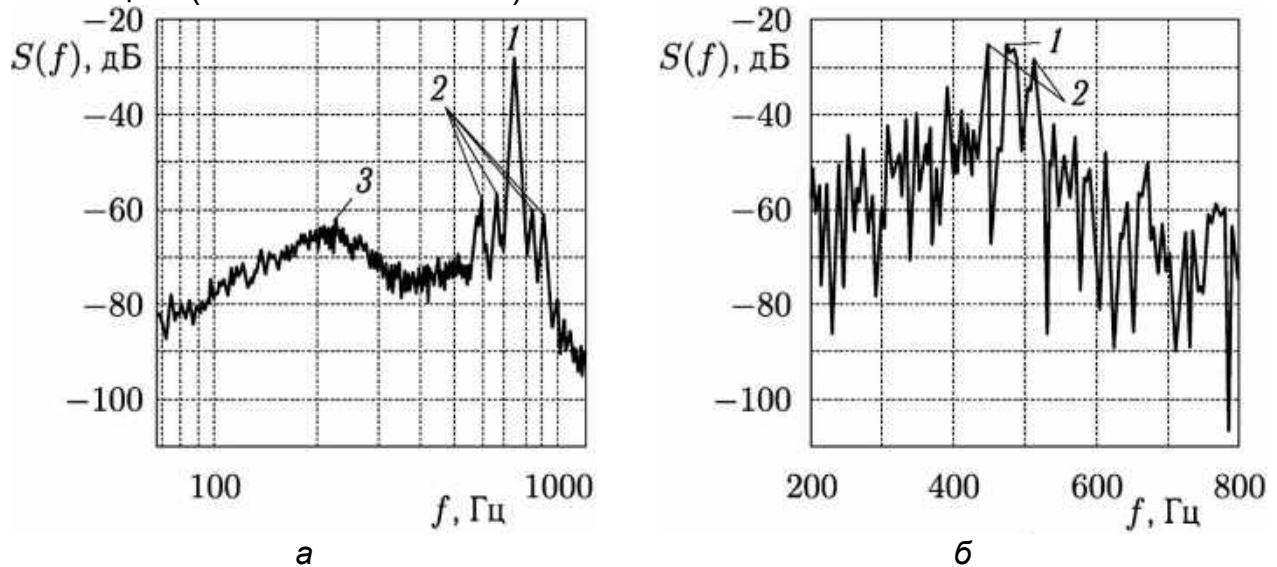


Рис. 4.13. Вплив вібрацій корпусу на спектр ехо-сигналу корабля:
1 – корпус, 2 – вібрації, 3 – хвилі; а – $\lambda = 4$ см, СПК «Комета»; б – $\lambda = 4$ мм, БГК

Це приводить до того, що ширина спектра і ЕПР кільватерного сліду у КПП перевищуватимуть відбиття від збурень, спричинених переміщенням кораблів на підводних крилах і суден з гідростатичним способом підтримки. Слід зазначити, що для відбиття від корабельних хвиль характерними є ті ж особливості, що й для відбиття від моря, зокрема спектр задовільно апроксимується степеневою залежністю вигляду (4.6). Зменшення довжини хвилі випромінювання практично не позначається на ЕПР лінії корпусу, але спричиняє деяке збільшення ЕПР корабельних хвиль.

Вплив вібрації обшивки при роботі рухової установки. Вібрації корпусу корабля спричиняються трьома основними видами навантажень:

- навантаження внаслідок неповної зрівноваженості головних і допоміжних механізмів, через дефекти виготовлення гребного гвинта, неточності його центрування й монтажу;

- навантаження, пов'язані з роботою гребних гвинтів поблизу корпусу;

- навантаження на судно, спричинені впливом морського хвилювання.

Перший і другий типи навантаження є періодичними і спричиняють сталі коливання конструкцій суден і корпусу в цілому.

Гвинти передають на корпус періодичні зусилля безпосередньо через вал. Крім того, при роботі гребних гвинтів виникає пульсуюче поле гідродинамічних тисків, що діють на обшивку. Найбільшої величини ці тиски набувають у місці розташування гребних гвинтів. Дія на корпус періодичних зусиль може спричинити коливання корпусу в цілому або коливання його окремих конструкцій, елементів. У першому випадку коливання називають

загальною вібрацією судна, у другому – місцевою вібрацією.

Складна ціль може подаватися у вигляді сукупності N блискучих точок з ЕПР σ_i , що знаходяться на відстанях R_i від РЛС. Якщо амплітуду вібрацій кожної з точок позначити ΔR_i , то розсіяний сигнал можна записати у такому вигляді:

$$E_{\Sigma}(t) = \sum \sigma_i^{1/2} \cos \left[\omega_0 t - \varphi_i + \omega_D t + \Delta_i \cos \Omega \left(t - \frac{2T_i R_i}{C} \right) \right], \quad (4.18)$$

де $\varphi_i = 2kR_i + \Delta\varphi_i$ – набіг фази при поширенні до цілі і відбитті від неї; $\omega_D = 2kU_0$ – доплерівський зсув частоти; U_0 – швидкість руху цілі; $T_i = \frac{2R_i}{C}$ – запізнювання при поширенні; $\varphi_{i\Omega} = \Omega T$ – набіг фази за модульовальною частотою Ω ; $\Delta_i = k\Delta R_i$ – індекс фазової модуляції.

Тоді спектр розсіяного сигналу запишемо в такому вигляді:

$$E_{\Sigma} = \sum_{i=1}^N \sigma_i^{1/2} \{ J_0(D_i) \cos(\omega_D t + \varphi_i) + \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n J_{2n+1}(D_i) \{ \sin[(2n+1)\Omega(t-T_i) + \omega_D t + \varphi_i] - \sin[(2n+1)\Omega(t-T_i) - \omega_D t - \varphi_i] \} + \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n J_{2n}(D_i) \{ \cos[(2n+2)\Omega(t-T_i) + \omega_D t + \varphi_i] + \cos[(2n+2)\Omega(t-T_i) - \omega_D t - \varphi_i] \} \}, \quad (4.19)$$

де $J_n(D_i)$ – функція Бесселя n -го порядку дійсного аргументу, а $D_i \cong \Delta R_i$.

Аналіз співвідношення (4.19) показує, що вібрація буде приводити до появи додаткових спектральних ліній, зміщених відносно доплерівської частоти f_D на величину $\pm n f_m$, де f_m – частота вібрації.

Амплітуда цих ліній визначається значенням функції Бесселя відповідного порядку з аргументом, що визначається індексом фазової модуляції. При малих індексах модуляції функція Бесселя визначається

формулою $J_n(D_i) \cong \left(\frac{2\pi\Delta R_i}{\lambda} \right)^{2n}$, з якої випливає, що амплітуда додаткових

спектральних ліній, пов'язаних з вібрацією, буде збільшуватися зі зменшенням довжини хвилі. Це підтверджують спектри ехо-сигналів від кораблів типу «Комета» і «БГК-22» на хвилях 4, 3, 0,8 і 0,4 см (див. рис. 4.12, 4.13). Якщо на хвилях 4 і 3 см співвідношення між лінією корпусу і лініями вібрацій становить близько 30 дБ (див. рис. 4.12, 4.13, а), на хвилі 8 мм – 10...15 дБ (див. рис. 4.12, б), то на хвилі 4 мм ці лінії є приблизно однаковими (див. рис. 4.13, б). Для оцінювання амплітуд компонент кутової модуляції можна використовувати співвідношення (4.19). Результати проведених розрахунків дають змогу зробити висновки:

1. Вібрації обшивки корабля з амплітудою, наприклад, 0,25 мм (що трапляється вкрай рідко) приводять до появи ліній у спектрі (першої гармоніки

частоти модуляції A_1) відбитого сигналу на хвилі 4 см на рівнях -40 дБ.

2. В області лінійних переміщень окремих вузлів і деталей кораблів, які експериментально спостерігалися, амплітуди додаткових компонент у спектрі лінійно зв'язані з цими переміщеннями.

3. Зменшення довжини хвилі електромагнітних коливань приводить до збільшення амплітуди компонент додаткових ліній у спектрі. При переході з хвилі 4 см на хвилю 8 мм амплітуда A_1 збільшується на 16 дБ. Експериментально встановлено, що на суднах, що мають дизельні рухові установки (РУ), у спектрі можна виділити лінії, пов'язані з роботою двигуна, а саме гвинтовою вібрацією S -го порядку, де S – кількість лопатей гребного гвинта.

Рівень і стан ліній вібрації для суден з гідростатичним і гідродинамічним способами підтримки задовільно відповідають розрахунковим значенням.

Унаслідок проведених вимірювань встановлено, що для різного класу кораблів і суден енергетична частина спектра вкладається в смугу декількох герців і практично не залежить від довжини хвилі й напрямку руху.

За інтенсивністю максимуму спектра, характерними його зсувами при наявності хвилювання можна отримувати дані про ЕПР, а отже, і про водотоннажність корабля, його середню швидкість, нерівномірність переміщення. При виконанні кораблем різних еволюцій спектр розширюється, що пов'язано з частотною модуляцією розсіяного сигналу. Зі зменшенням довжини хвилі випромінювання розширення спектра збільшується. Аналіз поточних та усереднених спектрів дав змогу виявити особливості, пов'язані з відбиттями від корабельних хвиль і бурунів, на що впливають ракурс спостереження, швидкість переміщення корабля, його енергооснащеність, стан поверхні моря. Для кораблів з дизельними установками (ДУ) у спектрі відбитого сигналу можна виділити лінії, пов'язані з вібрацією корпусу й надбудов корабля. Для плавзасобів під вітрилом з механічним рушієм і гребних суден характерними є змінення в часі доплерівського зсуву частоти й амплітуди розсіяного сигналу, що можна використовувати для розпізнавання їх типу.

Контрольні запитання і завдання

1. Визначити ЕПР основних типів військових суден країн НАТО за їх тоннажністю та розмірами.

2. Оцінити рівень спектральних компонент, пов'язаних з вібрацією на довжинах хвиль РЛС 4 см і 4 мм, для корабля й літака. Дані про рівні вібрації взяти з довідника конструктора РЕА.

3. Визначити діапазон змінення радіальної швидкості й доплерівського зсуву частоти для корабля, що здійснює циркуляцію з радіусом 800 м при довжині хвилі РЛС 4 см і 4 мм.

4. При яких кутах під час циркуляції корабля доплерівські зсуви є найбільшими, а при яких найменшими?
5. Як доплерівський зсув частоти залежить від довжини хвилі РЛС і радіуса циркуляції?
6. Яким чином слід моделювати спектри відбиття від точкових і малорозмірних цілей?
7. Яким чином слід моделювати сигнал зі щільністю розподілу, характерною для цілей на поверхні моря?
8. Як параметри кутового шуму відбиття від моря та цілей зв'язані з характеристиками антен?
9. Як лінії спектрів, пов'язані з вібраціями корпусу, залежать від довжини хвилі опромінювальної РЛС?
10. У чому полягає відмінність спектрів відбиття на різних поляризаціях для моря та цілей?
11. РЛС яких діапазонів необхідно використовувати для більш детального вивчення особливостей руху цілей?

БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИСОК

1. Хвильова оптика : підручник. У 2 ч. Ч. 1. Електромагнітна теорія світла та інтерференція / уклад. В. Г. Колобродов. – Київ : НТУУ «КПІ ім. І. Сікорського», 2017. – 208 с.
2. Элементарный учебник физики : учеб. пособие. В 3 т. Т. 3. Колебания и волны. Оптика. Атомная и ядерная физика / под ред. Г. С. Ландсберга. – М. : ФИЗМАТЛИТ, 2009. — 656 с.
3. Кравченко, В. Ф. Рассеяние радиоволн морем и обнаружение объектов на его фоне / В. Ф. Кравченко, В. И. Луценко, И. В. Луценко. – М. : ФИЗМАТЛИТ, 2015. – 448 с.
4. Сколник, М. Справочник по радиолокации. В 4 т. Т. 1. Основы радиолокации / М. Сколник; под ред. Я. С. Ицхоки. – М. : Сов. радио, 1976. – 456 с.
5. Загородников, А. А. Радиолокационная съемка морского волнения с летательных аппаратов / А. А. Загородников. – Л. : Гидрометеиздат, 1978. – 239 с.
6. Кулемин, Г. П. Рассеяние миллиметровых радиоволн поверхностью Земли под малыми углами / Г. П. Кулемин. В. Б. Разказовский. – Киев : Наукова думка, 1987. – 232 с.
7. Иванов, В. К. Развитие методов дистанционного зондирования Земли в ИРЭ НАН Украины / В. К. Иванов, С. Е. Яцевич // Радиофизика и электроника. – 2008. – Т. 16. – С. 333–343.
8. Радиолокация поверхности Земли из космоса. Исследования морской поверхности, ледяного и ледникового покровов с помощью спутниковой радиолокационной станции бокового обзора / под ред. М. Митника, С. В. Викторова. – Л. : Гидрометеиздат, 1990. – 200 с.
9. Александров, В. Ю. Спутниковый радиолокационный мониторинг морского ледяного покрова : автореф. дис. канд. техн. наук : 25.00.28 / Александров Виталий Юрьевич. – СПб., 2010. – 38 с.
10. Применение радиолокации Земли из космоса в гидрометеорологии / В. Б. Ефимов, И. А. Калмыков, О. А. Краснов, А. С. Курекин, В. Н. Цимбал, В. А. Комяк, С. Е. Яцевич // Космічні науки і технології. – 2000. – Т. 6, № 5/6. – С. 16–28.
11. Морская радиолокация / под ред. В. И. Винокурова. – Л. : Судостроение, 1986. – 256 с.
12. Степанов, Ю. Г. Противорадиолокационная маскировка / Ю. Г. Степанов. – М. : Сов. радио, 1968. – 144 с.

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА.....	3
Розділ 1. ВСТУП ДО ДИСЦИПЛІНИ.....	4
1.1. Основні поняття.....	4
1.2. Комплексне вивчення природних ресурсів та екологічні дослідження.....	9
1.3. Фізичні ефекти, що використовуються під час дистанційного зондування й моніторингу: відбиття, заломлення, поглинання випромінювання	9
Розділ 2. РОЗСІЯННЯ РАДІОХВИЛЬ МОРЕМ.....	19
2.1. Характеристики морської поверхні.....	19
2.2. Теорія зворотного розсіювання хвиль НВЧ-діапазону поверхнею моря.....	21
2.3. Модель ПЕПР зворотного розсіювання сантиметрових і міліметрових радіохвиль морем при малих кутах ковзання	24
2.4. Закони розподілу сигналу, розсіяного морем.....	30
2.5. Модель оцінювання доплерівського спектра сигналу, розсіяного морем, при ковзних кутах опромінення	34
Розділ 3. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВІДБИТТЯ ВІД ЛЬОДУ Й НЕОДНОРІДНОГО МОРЯ	48
3.1. Електрофізичні характеристики морського льоду	48
3.2. Діагностика морського льоду космічними радіолокаторами бокового огляду	49
3.3. Основи радіолокаційного зондування морського льоду	54
3.4. Спільний аналіз супутникових зображень крижаного покриву в різних частотних діапазонах на різних поляризаціях	58
3.5. Практичне застосування супутникових радіолокаційних зображень для забезпечення навігації в льодах	61
3.6. Дистанційні методи контролю розливання нафторечовин у морських акваторіях при вирішенні завдань охорони навколишнього середовища.....	63
3.7. Дальність спостереження відбиття сигналів від морської поверхні й розливів нафтопродуктів	71
Розділ 4. РОЗСІЮВАННЯ РАДІОХВИЛЬ ОБ'ЄКТАМИ.....	75
4.1. Характеристики розсіювання радіохвиль сантиметрового й міліметрового діапазонів надводними об'єктами.....	75
4.2. Інформативні ознаки відбиття сигналів від надводних об'єктів...	95
БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИСОК	102

Навчальне видання

**Бабаков Михайло Федорович
Луценко Владислав Іванович
Луценко Ірина Владиславівна**

**РАДІОЕЛЕКТРОННІ ЗАСОБИ ДИСТАНЦІЙНИХ
АЕРОКОСМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ**

**Частина 1
РАДІОФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ СЕРЕДОВИЩ ДИСТАНЦІЙНОГО
ЗОНДУВАННЯ**

Редактор Т. О. Іващенко

Зв. план, 2021

Підписано до друку 10.12.2021

Формат 60×84 1/16. Папір офс. Офс. друк

Ум. друк. арк. 5,8. Обл.-вид. арк. 6,5. Наклад 30 пр.

Замовлення 296. Ціна вільна

Видавець і виготовлювач

Національний аерокосмічний університет ім. М. Є. Жуковського

«Харківський авіаційний інститут»

61070, Харків-70, вул. Чкалова, 17

<http://www.khai.edu>

Видавничий центр «ХАІ»

61070, Харків-70, вул. Чкалова, 17

izdat@khai.edu

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготовлювачів і розповсюджувачів
видавничої продукції сер. ДК № 391 від 30.03.2001