

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**І. Г. СЕМЕНОВА**

***СУПУТНИКОВА МЕТЕОРОЛОГІЯ***

(конспект лекцій)

Одеса  
„Екологія”  
2008

**ББК 26.23**  
**С 30**  
**УДК 551.507**

*Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол № 10 від 25.10.2007 р.).*

**Семенова І.Г.**

Супутникова метеорологія: Конспект лекцій. – Одеса: Екологія, 2008.  
– 77 с. (електронна версія)

В конспекті лекцій викладені відомості про основні особливості хмарних систем різних масштабів, що спостерігаються на супутникових знімках. Розглянуті питання щодо практичного використання окремих видів супутникової метеорологічної інформації в синоптичному аналізі, діагнозі і прогнозі явищ погоди.

Конспект лекцій призначений для студентів гідрометеорологічних інститутів, університетів, слухачів курсів підвищення кваліфікації, а також для метеорологічного персоналу.

In the Compendium of lectures the basic information about the various cloud types and cloud patterns of different scales observed on satellite images are presented. The recommendations are given for the application of some types of satellite data to weather analysis and for diagnosis and prognosis of meteorological phenomena.

The Compendium of lectures is intended for the students of hydrometeorological institutes, universities, for training courses and also for meteorological personnel.

© Одеський державний  
екологічний університет, 2008

## З М І С Т

	Стор.
ПЕРЕДМОВА	5
1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА СУЧАСНОЇ СУПУТНИКОВОЇ МЕТЕОРОЛОГІЧНОЇ ІНФОРМАЦІЇ	6
1.1 Відомості про систему спостережень з метеорологічних штучних супутників Землі	6
1.2 Принципи метеорологічного дешифрування супутникових знімків	12
1.2.1 Використання основних спектральних каналів	13
1.2.2 Використання комбінованих каналів	16
1.2.3 Використання штучних каналів	19
1.3 Розпізнавання хмарності на знімках	20
1.4 Дешифрування об'єктів підстильної поверхні, гідрометеорів і літометорів	22
2 ХМАРНІ СИСТЕМИ ПРОЦЕСІВ СИНОПТИЧНОГО МАСШТАБУ В ПОМІРНИХ ШИРОТАХ	25
2.1 Хмарні системи атмосферних фронтів	25
2.1.1 Хмарність холодних фронтів	26
2.1.2 Хмарність теплих фронтів	28
2.1.3 Хмарність фронтів оклюзії	30
2.1.4 Хмарність стаціонарних фронтів	32
2.1.5 Хмарність вторинних фронтів	33
2.2 Хмарні системи струминних течій	33
2.3 Хмарні системи фронтальних циклонів	36
2.4 Хмарні системи антициклонів та гребенів	41
3 МЕЗОМАСШТАБНІ ХМАРНІ СИСТЕМИ	43
3.1 Осередкова мезоструктура хмарності	44
3.2 Гряди конвективної хмарності	46
3.3 Мезомасштабні конвективні комплекси	48
3.4 Мезомасштабні скупчення купчасто-дощової хмарності	51
3.5 Хмарність мезомасштабних нефронтальних вихорів	53
3.6 Хмарні системи ліній шквалів	56
3.7 Хмарні системи, які пов'язані з механічною та термічною неоднорідністю підстильної поверхні	57
4 ЗАСТОСУВАННЯ СУПУТНИКОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ ДЛЯ ОЦІНКИ ЕВОЛЮЦІЇ АТМОСФЕРНИХ ПРОЦЕСІВ	61
4.1 Еволюція фронтальної хмарності	61

4.2	Прогноз виникнення і еволюції хмарності циклонів помірних широт	63
4.3	Прогноз переміщення баричних утворень	65
4.4	Застосування знімків хмарності для діагнозу зон опадів	67
4.5	Методики кількісного аналізу і прогнозу опадів з використанням супутникової інформації	70
	ОСНОВНА ЛІТЕРАТУРА	75
	ДОДАТКОВА ЛІТЕРАТУРА	75
	ПЕРЕЛІК ІНТЕРНЕТ-РЕСУРСІВ СУПУТНИКОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ	76

## ПЕРЕДМОВА

Дисципліна "Супутникова метеорологія" є складовою частиною державного стандарту освіти на рівні спеціаліста і магістра з напрямку підготовки "Гідрометеорологія" за спеціальністю "Метеорологія". Дисципліна включає до себе розглядання особливостей виникнення та еволюції хмарних систем атмосферних процесів різних масштабів і методи прогнозування їх розвитку за допомогою знімків хмарності і кількісних параметрів стану атмосфери, отриманих з метеорологічних супутників Землі (МСЗ). Завданням курсу лекцій з дисципліни „Супутникова метеорологія” є формування у студентів системи теоретичних знань щодо діагнозу і прогнозу атмосферних процесів різних масштабів і погодних умов з використанням інформації МСЗ.

Конспект лекцій містить стисле викладення основних тем згідно типової програми дисципліни „Супутникова метеорологія”.

В першому розділі конспекту наведені основні характеристики сучасної супутникової інформації з МСЗ та методи їх використання для дешифрування хмарності, об’єктів атмосфери і підстильної поверхні. В другому розділі розглянуті структурні особливості хмарних систем синоптичного масштабу в процесі їх еволюції - атмосферних фронтів, тропосферних струминних течій, циклонів та антициклонів помірних широт. В третьому розділі конспекту розглядаються процеси мезомасштабу і їх характерні хмарні системи, що спостерігаються на супутникових знімках, з рекомендаціями щодо оцінки стану атмосфери і явищ погоди в районах існування такої хмарності. В четвертому розділі приводиться стислий огляд тем стосовно застосування супутникової інформації в аналізі і прогнозі погоди. Розглядаються методики прогнозу виникнення, еволюції та переміщення об’єктів синоптичного масштабу за допомогою знімків хмарності, діагнозу зон опадів по знімкам хмарності та з використанням цифрової супутникової інформації. Наприкінці кожного розділу для більш повного розгляду викладених питань надана рекомендована література з списку основної літератури. Додаткова література призначена для поглибленого вивчення розглянутих в лекційному курсі тем під час самостійної роботи студентів. З цією ж метою в конспекті лекцій наданий перелік Інтернет-посилань для самостійного ознайомлення студентів з сучасними видами метеорологічної супутникової інформації.

# 1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА СУЧАСНОЇ СУПУТНИКОВОЇ МЕТЕОРОЛОГІЧНОЇ ІНФОРМАЦІЇ

## 1.1 Відомості про систему спостережень з метеорологічних штучних супутників Землі

В останні два десятиліття великий об'єм супутникової інформації став доступним широкому колу користувачів завдяки глобальній комп'ютеризації. На екранах ПК ми можемо оглядати багато видимих і невидимих компонентів повітряної оболонки Землі, їх стан і еволюцію. Дані про стан атмосфери і океанів поступають з космічної підсистеми в головні наземні центри прийому інформації (рис. 1.1). Координуючу роль в міжнародному обміні інформацією виконує Всесвітня метеорологічна організація (ВМО).



Рисунок 1.1 - Мережа космічних спостережень за атмосферою і земною поверхнею

Спостереження в глобальному масштабі ведуться з полярно-орбітальних і геостационарних метеорологічних штучних супутників Землі (МШСЗ). У оперативному режимі міжнародний обмін здійснюється з МШСЗ серії NOAA (зараз на орбіті функціонує вже NOAA-18) і з МШСЗ МЕТЕОСАТ. На даний час в обмін включаються дані 5 геостационарних МШСЗ – МЕТЕОСАТ-5, 7, 8 (MSG-1), GMS-5 (замінений на GOES-9), GOES-EAST, GOES-WEST.

Інформація, що надходить з штучних супутників Землі, має дві основні властивості, які роблять її незамінною в сучасній метеорології. По-перше, це *глобальність* інформації, тобто можливість отримати одночасно метеорологічну інформацію майже з усієї земної кулі з використанням даних різних МШСЗ. По-друге, це *безперервність* інформації, тобто можливість отримання характеристик стану атмосфери та підстильної

поверхні в будь-якій точці без застосування інтерполяції, що вигідно відрізняє цей вид інформації від використання дискретних даних наземної мережі спостережень. Завдяки цим властивостям, ми маємо можливість отримання різноманітної метеорологічної інформації в глобальному масштабі в будь-який час доби, а саме: спостерігати великомасштабні та мезомасштабні системи погоди; проводити моніторинг і своєчасне сповіщення про зародження і наближення небезпечних циклонів та короткотривалих штормових зон; виявляти зони опадів та їх інтенсивність; визначати характеристики стану снігового і льодового покриву; отримувати дані про температуру підстильної поверхні і верхньої границі хмар (ВГХ), вологовміст різних шарів атмосфери тощо.

Новітні системи комунікацій (зв'язків), що інтегровані в нові серії супутників, дозволяють автоматично передавати дані вимірювань як з МШСЗ, так і через МШСЗ безпосередньо споживачам в оперативному режимі. Регулярні спостереження за допомогою приладів, встановлених на МШСЗ, об'єднуються в Глобальну систему спостережень (GOS – Global Observing System), яка є частиною Глобальної Системи стеження за погодою (World Weather Watch). Основною метою оперативної мережі МШСЗ є оцінка кінематики і динаміки атмосферної циркуляції в реальному режимі часу на регулярній основі. В оперативному режимі інформацію МШСЗ приймають в 125 країнах світу на більш ніж 1000 приймальних станцій. В Переліку Інтернет-ресурсів наприкінці конспекту лекцій наведені посилання на основні сайти супутникової інформації, що використовуються в професійній діяльності метеорологів.

### *Геостаціонарні супутники*

Геостаціонарні МШСЗ розташовуються в екваторіальній зоні на висотах близько 36000 км і забезпечують безперервний огляд погоди від 70° пн.ш. до 70° пд.ш. Меридіани 0...65° сх.д. закріплені за Європейським космічним агентством (EUMETSAT), меридіан 74° сх.д. – за Індією (інформація не транслюється через МЕТЕОСАТ-7), меридіан 140° сх.д. – за Японією, меридіани 105 і 135° з.д. – за США (2 МШСЗ) (див. рис. 1.1).

Для синоптичного аналізу дані вимірювань п'яти геостаціонарних МШСЗ доступні в трьох діапазонах (радіометр MVIRI). Вимірювання за допомогою радіометра SEVIRI на супутнику MSG-1 або МЕТЕОСАТ-8, запуск якого був здійснений в 2002 р., ведуться в 12 каналах.

Основні характеристики радіометра MVIRI (та SEVIRI):

- число спектральних каналів: 3 (12);
- центральні довжини хвиль в спектральних каналах: 0.7, 6.3, 11 мкм (0.6, 0.7, 0.8, 1.6, 3.9, 6.2, 7.3, 8.7, 9.7, 10.8, 12.1, 13.4 мкм);
- просторова роздільна здатність в центрі смуги огляду: 1-5 км у видимому (ТВ) каналі, 5-11 км в інфрачервоному (ІЧ) каналі і каналі випромінювання водяної пари (ВП);

- радіус диска огляду: 12000 – 14000 км.

У табл. 1.1 наведені відомості про спектральні канали, що використовуються на супутниках МЕТЕОСАТ.

Таблиця 1.1 – Інформація радіометра MVIRI супутникових систем МЕТЕОСАТ

Канал	Спектральний діапазон в мікрометрах	Застосування
VIS (ТВ)	0.5 - 0.9	Визначення хмарності і альbedo в денний час
IR (ІЧ)	10.5 - 12.5	Визначення хмарності вдень та вночі, а також температури підстильної поверхні
WV (ВП)	5.7 - 7.1	Характеристика вологовмісту водяної пари в синоптичних процесах; вміст водяної пари в верхній тропосфері

#### *Супутники серії NOAA*

Полярно-орбітальні МШСЗ серії NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration Polar Operational Environmental Satellites, США) вже понад 25 років є основною космічною ланкою метеорологічних служб всього світу. Кожні 2-3 роки запускається черговий супутник так, що на орбітах одночасно знаходиться не менше двох (а іноді і більше) діючих апаратів. Орбіта супутників – сонячно-синхронна, тобто кожен день супутник проходить над будь-якою територією приблизно в один і той же місцевий час. Висота орбіти – близько 800 км. Орбіти проходять поблизу полюсів Землі, і, з урахуванням широкої смуги огляду, це гарантує зйомку будь-якої ділянки підстильної поверхні з нормальною роздільною здатністю не менше 2-4 разів на добу з кожного супутника. Супутники виводяться на орбіти таким чином, щоб зйомка з різних супутників за часом розподілялася відносно рівномірно.

Основний об'єм супутникової інформації складають дані скануючого радіометра AVHRR, який з номінальної висоти орбіти формує зображення підстильної поверхні.

Основні характеристики радіометра AVHRR:

- число спектральних каналів: 5 (6 – починаючи з NOAA 15);
- центральні довжини хвиль в спектральних каналах: 0.6, 0.9, 3.7, 11, 12 мкм (додатковий – 1,5 мкм);
- просторова роздільна здатність в центрі смуги огляду - 1.1 км;
- ширина смуги огляду - 3000 км.



Відмітні властивості радіометра AVHRR – широкий динамічний діапазон, висока радіометрична роздільна здатність і наявність безперервного бортового калібрування. Бортовий вимірювальний комплекс NOAA, крім радіометра AVHRR включає апаратуру вертикального зондування TOVS: це 20-канальний ІЧ-радіометр HIRS, 4-х канальний мікрохвильовий радіометр MSU, ряд інших відносно низько інформативних датчиків і засоби їх калібрування. У табл. 1.2 наведені зведені дані про інформацію скануючого радіометра AVHRR.

Таблиця 1.2 – Інформація скануючого радіометра AVHRR супутникових систем NOAA

Номер каналу	Спектральний діапазон в мікрометрах	Назва	Переважне використання
1	0.58 - 0.68	VIS 1	В денний час для аналізу розподілу хмарності і альbedo
2	0.725 - 1.1	VIS 2	В денний час для отримання зображення поверхні моря і розподілу хмарності над морем
3A	1.158 - 1.164	NIR 1.6	Розпізнавання снігу, льоду, хмарності, а також аерозолів
3B	3.55 - 3.93	NIR 3.7	Визначення хмарності в нічний час
4	10.3 - 11.3	IR 4	Денний та нічний розподіл хмарності, визначення температури підстильної поверхні
5	11.5 - 12.5	IR 5	Денний та нічний розподіл хмарності, визначення температури підстильної поверхні

Інформація з супутників NOAA передається по радіолініях в трьох форматах: HRPT (High Resolution Picture Transmission), APT (Automatic Picture Transmission ) і DSB (Direct Sounder Broadcasting). Зйомка уздовж супутникової траси і передача інформації ведеться безперервно. Дані (залежно від датчика вимірювань) можуть поступати на наземні приймальні станції в обробленому вигляді, або проводиться скидання інформації для обробки на Землі.

Практичне застосування даних супутникового дистанційного зондування залежить в першу чергу від типу вимірювань, тобто від спектрального діапазону.

У **видимому діапазоні** електромагнітного спектру (ТВ-знімки) апаратура МШСЗ фіксує сонячну радіацію, відбиту від земної поверхні або від верхньої границі хмар (ВГХ). У цьому «вікні прозорості» сонячна радіація трохи поглинається газовими складовими тропосфери. Тому вимірювання практично відповідає характеристикам відбиття радіації від підстильної поверхні і ВГХ. На основі цього виду сигналу складають зображення хмарності і альbedo в денний час доби, на яких кольорові відтінки показують різні значення альbedo (рис. 1.2).

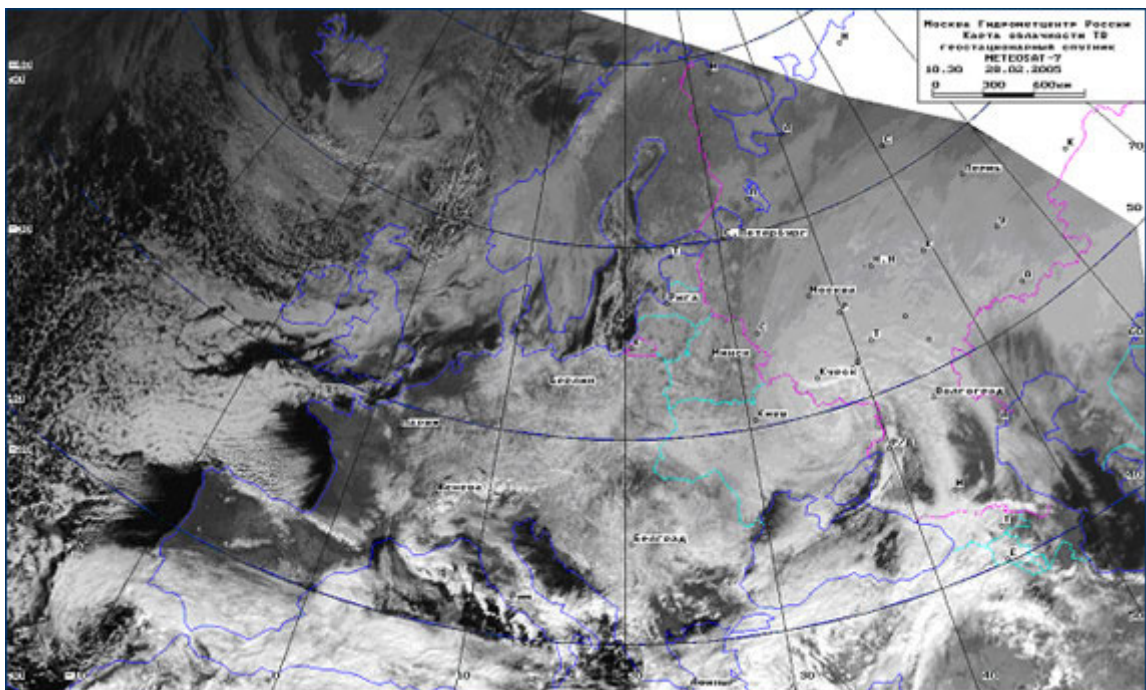


Рисунок 1.2 – Супутниковий знімок у видимому діапазоні (ТВ)

В **інфрачервоному діапазоні** (ІЧ-знімки) в денний і нічний час доби прилади фіксують радіацію, що випромінюється земною поверхнею і хмарами, тобто теплову складову електромагнітного спектру. Яскравість зображення будь-якого об'єкту на ІЧ-знімку визначається головним чином температурою його поверхні, тому ІЧ-зображення використовуються як для цілодобового представлення карт хмарності, так і для оцінки приземної температури і температури ВГХ. Відтінки кольору на чорно-білих зображеннях відповідають різній температурі ВГХ або земної поверхні (рис. 1.3). У синоптичній практиці для одноманітної інтерпретації знімків в ТВ і ІЧ діапазонах зазвичай розглядають негативні ІЧ-зображення.

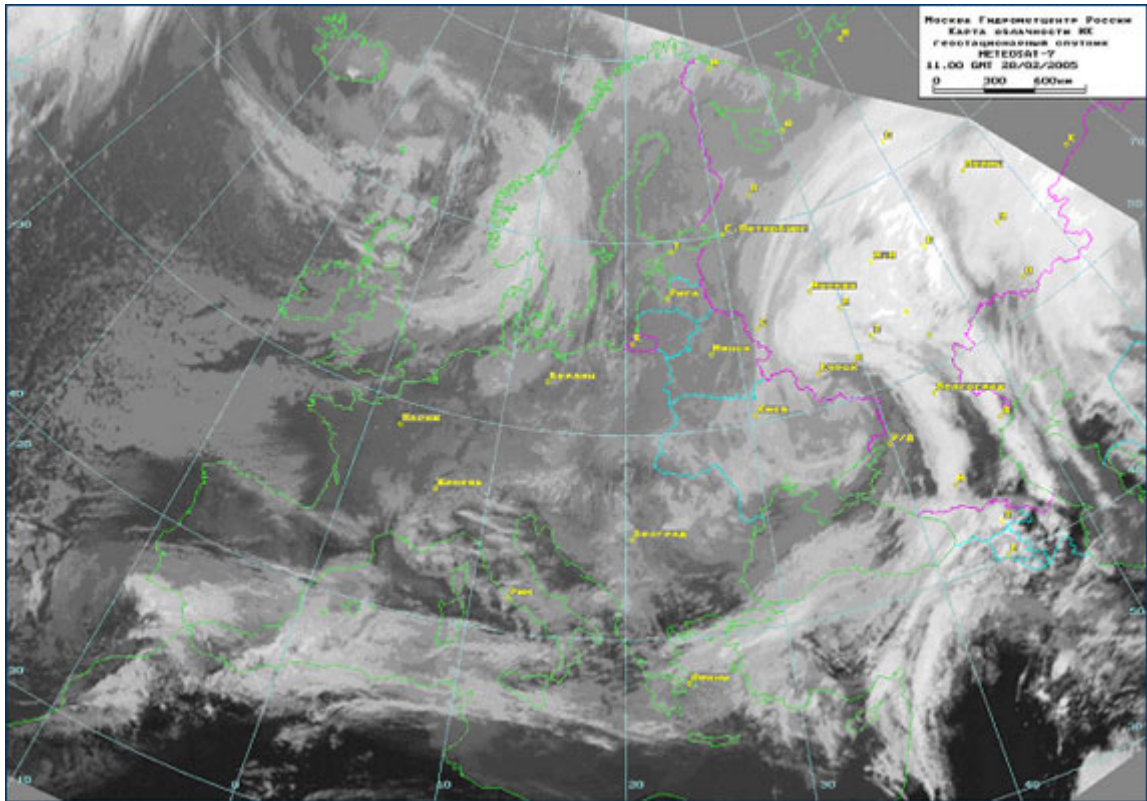


Рисунок 1.3 – Супутниковий знімок в інфрачервоному діапазоні (ІЧ)

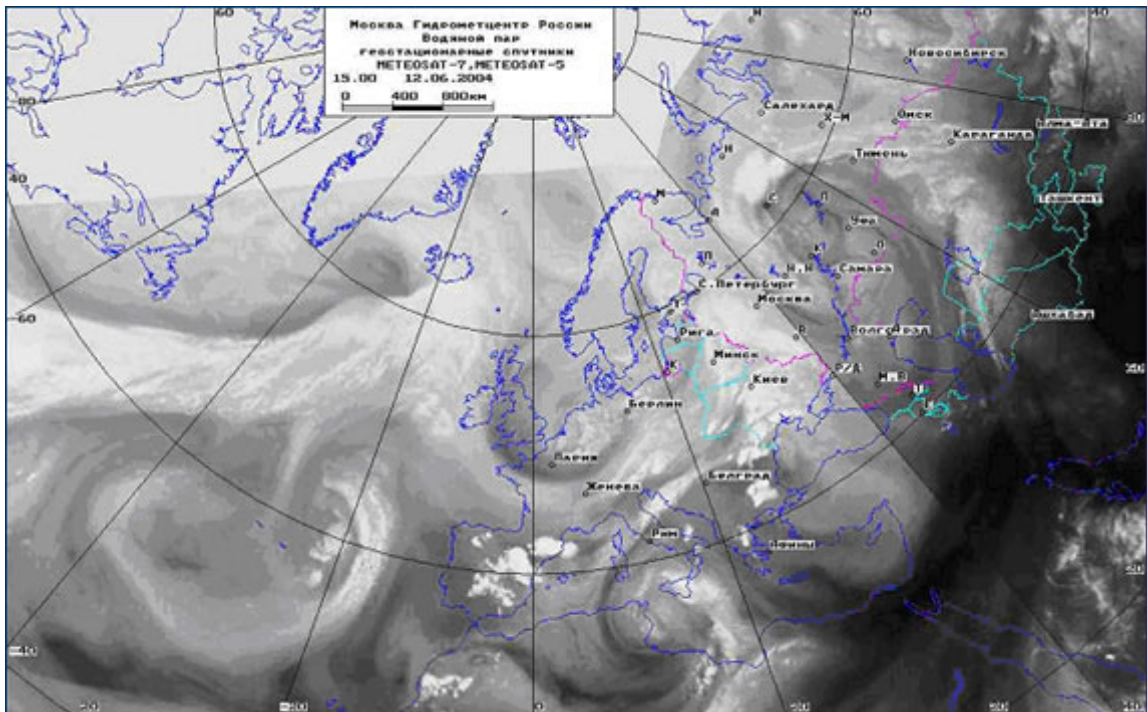


Рисунок 1.4 – Супутниковий знімок в діапазоні випромінювання водяної пари (ВП)

Спектральний канал в **діапазоні випромінювання водяної пари** (ВП-знімки). Водяна пара в стовпі атмосфери не є прозорою для діапазону хвиль, що використовується супутниковою апаратурою. Випромінювання радіації в шарі нижче 600 гПа повністю поглинається шаром водяної пари, розташованим вище. Водяна пара сама стає випромінюючим шаром, і випромінює радіацію відповідно до закону Кірхгоффа. Різні відтінки кольору ВП-зображень відповідають різним величинам вмісту водяної пари в шарі 600–300 гПа, а вміст, у свою чергу, є своєрідним трасером вертикальних атмосферних рухів (рис. 1.4).

Докладніше інформація про практичне використання даних різних спектральних каналів та їх комбінацій представлена у п. 1.2.

## **1.2 Принципи метеорологічного дешифрування супутникових знімків**

В синоптичній практиці першим етапом у процесі використання супутникового зображення є його *метеорологічне дешифрування*. *Дешифруванням* називається процес розпізнавання хмарності, снігу, льоду, об'єктів земної поверхні на космічних знімках. При дешифруванні необхідно отримати максимальну кількість характеристик, які дозволяють провести правильну якісну та кількісну оцінку об'єкта, що зображений на знімку. Для правильного та повного дешифрування необхідно знати основні фізичні закономірності процесів відбиття, поглинання та випромінювання в різних спектральних діапазонах, а також характерні структурні особливості метеорологічних об'єктів та підстильної поверхні.

Основними дешифрувальними ознаками, які дозволяють розпізнавати зображення хмарності різного типу та підстильної поверхні, є *яскравість* (тон) та *рисунок* (структура) зображення.

Яскравість зображення визначається як фізичними характеристиками об'єктів, так і способом отримання космічного зображення. Рисунок зображення формується змінами яскравості по полю знімка, тобто за рахунок просторової неоднорідності поля випромінювання. Рисунок (структура) зображення є більш стійким до факторів зйомки і більш інформативною характеристикою, ніж яскравість (тон) зображення.

Розміри і форма елементів хмарності утворюють структури різних масштабів, які є важливими характеристиками процесів в атмосфері і використовуються при дешифруванні знімків. В залежності від розмірів елементів хмарності на супутникових знімках виділяють три види *структури* (або *рисунку*) зображення: *текстуру*, *мезоструктуру* і *макроструктуру*.

Текстура зображення – це рисунок, утворений найдрібнішими деталями хмарності або підстильної поверхні, розміри яких порівняні з

роздільною здатністю супутникової апаратури. Якщо найменшими деталями є зерна (плями) світлого тону на темному фоні (або навпаки, темні зерна на світлому фоні), то скупчення їх утворює *зернисту текстуру*. Вона характерна для купчастих хмар, іноді для дрібно битої криги. Різновидністю зернистої текстури є *куполоподібна текстура*, яка характеризується більш крупними, білими, округлими плямами на темному фоні. Така текстура притаманна потужним купчастим та купчасто-дощовим хмарам.

*Волокнисту текстуру* утворюють скупчення тонких смужок світлого тону, витягнутих на десятки і сотні кілометрів. Така текстура характерна для хмарності верхнього, іноді середнього ярусу; її мають також смуги диму і пилу.

Для *матової текстури* характерна відсутність деталей, вона має однорідний тон зображення і є характерною для шаруватої хмарності на різних висотах, а також для туману.

Своєрідний рисунок із світлих елементів виникає на знімку в гірській місцевості, коли вершини гір вкриті снігом або льодом, а схили і долини - рослинністю. Така текстура носить назву *дендритової* за свою схожість з гіллям дерева (від дендрос – грецьк. дерево).

Мезоструктура зображення – це рисунок, який утворюється елементами хмарності розміром від десятків до кількох сотень кілометрів, які можуть мати свою текстуру. Існує ряд різновидностей мезоструктурних зображень хмарності: смуги або гряди, осередки, мезовихори, конвективні комплекси. Формування кожного з цих типів мезоструктури повною мірою визначається термодинамічними умовами, що складаються в тропосфері.

Макроструктура зображення - це найбільші за розмірами хмарні системи синоптичного масштабу, кожна з яких має свою текстуру і мезоструктуру. Розміри окремих елементів макроструктури на два-три порядки більше роздільної здатності супутникової апаратури. До цього виду структури відносять: хмарні вихори циклонів, фронтальні смуги, хмарність струминних течій, хмарні вихори тропічних циклонів, хмарність внутрішньотропічної зони конвергенції, хмарність холодних вторгнень в тропічній зоні.

*1.2.1 Використання основних спектральних каналів.* Основними об'єктами дослідження з супутників в **видимому діапазоні** є хмари та відкриті ділянки земної поверхні на освітленому боці Землі. При одній і тій же освітленості яскравість об'єктів з різними відбивними властивостями буде різною, що надає нам можливість розпізнавати на ТВ-знімках, наприклад, хмарність на фоні підстильної поверхні.

Основним фактором, який визначає освітленість поверхні об'єкта, є висота Сонця. Окрім освітленості, яскравість зображення також залежить від відбивних властивостей поверхні (альbedo), нахилу та шорсткості

освітленої поверхні, прозорості атмосфери, а також від взаємної орієнтації Сонця, об'єкта і супутника.

Альbedo хмар в основному визначається їх вертикальною потужністю, водністю, фазовим станом та висотою Сонця. Відповідно до середніх значень альbedo та з врахуванням водності, по відбивним характеристикам хмари розподіляються таким чином:

- перисті: альbedo в середньому складає 32-36%, водність 0.002-0.003 г·м<sup>3</sup>;
- шаруваті середнього ярусу: відповідно 40-50%; 0.07-0.09 г·м<sup>3</sup>;
- шарувато-купчасті і купчасті: відповідно 42-69%; 0.014-0.22 г·м<sup>3</sup>;
- купчасто-дошові: альbedo до 92%; водність до 1.70 г·м<sup>3</sup>.

Об'єкти земної поверхні, на відміну від хмар, не відбивають значної кількості радіації. Альbedo різних видів підстильної поверхні залежить від її фізичних властивостей, вологості і шорсткості: воно зменшується з ростом вологості та шорсткості. Поверхні ґрунту і рослинний покрив світлого кольору (білий і світлий пісок, світлий сірозем, жовта пшениця та ріж) мають більше альbedo – 18-20%, ніж поверхні ґрунту і рослинний покрив темного кольору (чорнозем, хвойний ліс) -11-18%. Альbedo свіжого сухого і чистого снігу досягає 86-95%. Альbedo відкритої морської поверхні – 2-6%.

При великій висоті Сонця можуть виникати труднощі при розпізнаванні хмар верхнього ярусу в видимому діапазоні, оскільки їх альbedo незначно (на 19-20%) відрізняється від альbedo підстильної поверхні.

При аналізі чорно-білих ТВ-знімків виділяють до 12 градацій відносної яскравості зображення. Яскраві білі тони характерні для високих значень альbedo, і відповідають потужним і високим хмарам, або покритій снігом і льодом підстильній поверхні. Сірі відтінки характерні для низьких значень альbedo, які відповідають тонким, напівпрозорим хмарам. Темно-сірі і чорні відтінки спостерігаються за умови майже відсутнього відбиття, що є характерним для хвойної або змішаної рослинності (ліси) і відкритої водної поверхні (озера, річки, моря).

Зображення в **інфрачервоному діапазоні** отримують завдяки наявності енергетичних контрастів між підстильною поверхнею і хмарами, тому ці знімки також називають тепловими. Звичайно в тропосфері температура зменшується з висотою, тому в більшості випадків, хмарність випромінює при більш низьких температурах, ніж підстильна поверхня, тобто у відповідності до закону Стефана-Больцмана, інтенсивність випромінювання хмар буде набагато менше інтенсивності випромінювання підстильної поверхні. Інфрачервона радіація поглинається багатьма компонентами атмосфери. Спостереження на ІЧ каналі проводяться в деяких ділянках спектру – „вікнах прозорості атмосфери”, на довжині хвилі від 8 до 12 мкм. В синоптичній супутниковій метеорології також

знайшли застосування зображення, що отримуються супутниками NOAA в так званому *ближньому інфрачервоному* (БІЧ) діапазоні, з довжиною хвилі близько 1.6 та 3.7 мкм. Цей канал знаходиться в тій частині спектру, де ще присутня відбита сонячна радіація в денний час. Але значну частку вносить теплове випромінювання хмар та підстильної поверхні. Тобто знімки, зроблені в цьому діапазоні, є частково тепловими, частково світлочутливими, можуть бути отримані тільки на освітленому боці Землі, та потребують значної уваги при інтерпретації.

Як вже зазначалось вище, на практиці використовують негативні ІЧ-зображення. На цих знімках більш холодна хмарність має світлий тон, а тепла підстильна поверхня – темний тон зображення. Для яскравих білих тонів характерні низькі температури, які відповідають високим значенням верхньої границі перистої хмарності. Сірі відтінки (середні значення від’ємних температур) характерні для хмарності середнього ярусу. Темно-сірі до чорного кольору відтінки (високі температури) характерні для теплої підстильної поверхні (наприклад, акваторії моря або території пустель). Необхідно пам’ятати, що відносний відтінок сусідніх поверхонь моря-суша змінюється на протилежний протягом доби завдяки різній теплоємності ґрунту та води.

При потужних приземних нічних інверсіях в холодний період року, внаслідок сильного вихолоджування, верхня границя шаруватої хмарності може мати більш високу температуру, ніж підстильна поверхня. Тоді на ІЧ-знімку ці хмари виглядають темніше, ніж безхмарні простори, і їх називають чорними шаруватими хмарами. Туман, що має східні з шаруватою хмарністю фізичні умови формування, на ІЧ-знімках не розпізнається.

На зображеннях, отриманих в спектральному каналі в **діапазоні випромінювання водяної пари (ВП)**, інтенсивність сигналу відбиває особливості просторового розподілу водяної пари в верхньому шарі тропосфери. Яскраві білі тони відповідають рідко-краплинній фазі, характерній для основних типів хмарності і висхідних вертикальних рухів. Сірі півтони відповідають різному ступеню насичення стовпа повітря водяною парою у верхній тропосфері. Темні тони відповідають низьким значенням вмісту водяної пари, тобто сухій тропосфері і низхідним вертикальним рухам.

Границі між світлими (вологими) і темними (сухими) районами характеризують особливості розподілу основних потоків синоптичного масштабу в верхній тропосфері. При аналізі ряду послідовних за часом знімків, еволюція границь потоків (як і будь-яка тенденція взаємодії між світлими і темними ділянками знімка) свідчить про розвиток динамічних процесів. Зіставлення зображень з МШСЗ у ВП-діапазоні з модельними полями метеорологічних величин показує зв’язок структури зображення з динамічними структурами синоптичного масштабу. Особливо наочно

простежується зв'язок зображень у ВП-діапазоні з розрахованим для верхньої тропосфери за модельними даними динамічним параметром – потенційним вихором швидкості (ПВ), який, як відомо, на порядок відрізняється для тропосфери і стратосфери. В синоптичних об'єктах – циклонах та пов'язаних з ними верхньотропосферних струминних течіях, в зонах вторгнення сухого та холодного стратосферного повітря спостерігаються низхідні вертикальні рухи, отже, на ВП-знімках ці зони виглядають яскраво вираженими темними плямами на циклонічному боці струминної течії. Одночасно, на теплому боці струминної течії в області дивергенції відбувається підйомом вологішого тропосферного повітря, і ця зона набуває білого кольору та становиться світліше від одного строку до другого на ВП-знімках. Таким чином, з використанням ВП-знімків синоптичний аналіз набуває наочного інструменту для швидкої і безпосередньої (без розрахунків) оцінки динамічних структур синоптичного масштабу.

*1.2.2 Використання комбінованих каналів.* З розвитком комп'ютерних технологій в синоптичному аналізі почали застосовуватися комбіновані (композитні) супутникові знімки, які отримують шляхом накладання зображень, отриманих в різних ділянках спектру. Кожний з видів зображення містить свої властивості, притаманні тому чи іншому об'єкту спостереження, тому в комбінованих знімках в кольоровій палітрі проявляються всі особливості тривимірної структури хмарності, які неможливо отримати на одному каналі.

***Комбінація видимого і інфрачервоного каналів (ТВ+ІЧ) супутника МЕТЕОСАТ.*** Така комбінація дозволяє швидко і легко розділити тонку і щільну хмарність в різних шарах тропосфери. В цьому випадку, ТВ-знімок відображається в жовтих тонах відповідно до інтенсивності сигналу, ІЧ-знімок відображається в блакитних тонах. Потім, після накладення двох зображень, жовті відтінки представлятимуть теплу, низьку хмарність, блакитні відтінки - тільки високу і холодну хмарність; відтінки від білого до сірого тону виявляються в тому випадку, якщо сигнал поступає з обох каналів, і відповідають щільній і/або багат шаровій високій холодній хмарності. Для інтерпретації інформації цих знімків застосовують наступні кольори:

<b>Темно-жовтий</b>	Суша
<b>Синій</b>	Море
<b>Білий/сірий</b>	Щільні, багат шарові, високі хмари
<b>Жовтий</b>	Низька хмарність або сніг
<b>Голубий</b>	Тонкі, високі перисті хмари



Для представлення комбінованих знімків, отриманих на трьох різних каналах *скануючого радіометра AVHRR супутника NOAA*, застосовується так звана RGB композиція кольорів – червоний (R)+зелений (G)+голубий (B). Кожний з кольорів присвоюється одному з каналів комбінації. Суміш основних кольорів з різною інтенсивністю сигналу дає в кожному випадку свою палітру, в якій кожний з нових відтінків відповідає якійсь структурній особливості хмарності або підстильної поверхні.

**Комбінація видимого і інфрачервоного каналів (ТВ+ІЧ).** В даному випадку використовується RGB композиція каналів ТВ(1)+ТВ(2)+ІЧ(4) в денні години, коли інформація ТВ(1) представляється червоним кольором, ТВ(2) - зеленим кольором, ІЧ(4) - голубим кольором. При отриманні комбінації каналів нові кольори будуть мати наступні значення:

<b>Хмарність або поверхня</b>	<b>Колір</b>
Тонкі і холодні хмари (перисті)	Білий або синювато-червоний
Щільні і холодні хмари	Ясно-блакитний
Хмари середнього рівня	Білий або жовто-білий
Хмари нижніх рівнів	Жовтий або коричнево-пісочний
Поверхня суші	Темно-зелений
Поверхня моря	Синій
Лід або сніг	Жовто-білий

Оскільки зображення містить видимий діапазон, його застосування обмежене тільки денним часом доби. Також, в зимовий період з поганою денною освітленістю, для розташованих на півночі територій застосування такої комбінації каналів непродуктивне, оскільки за відсутності сонячного освітлення в зображенні присутній тільки блакитний компонент. Аналогічно, при низькій висоті Сонця кольори також ставатимуть більш блакитними. Багатоканальні зображення дають найкраще тривимірне зображення хмарних полів і велику деталізацію структури поверхні хмар. Найбільш холодні хмари виглядають білими з синюватим відтінком. Хмари середнього ярусу білі або іноді з жовтуватим відтінком. Низькі хмари жовті або жовто-білого відтінку. Маленькі окремі осередки купчастих хмар, а також гряди, мають коричнево-пісочний відтінок. На такому комбінованому знімку також легко виявляються берегові лінії, на відміну від знімку на каналі ТВ(1).

**Комбінація ближнього інфрачервоного БІЧ(3.7) та інфрачервоних каналів ІЧ(4) і ІЧ(5).** Коли в RGB композиціях використовуються канали 3, 4 і 5, зображення може бути отримане як вдень, так і вночі. В таких комбінаціях інформацію каналу БІЧ(3.7) представляють червоним

кольором, каналу ІЧ(4) – зеленим кольором, каналу ІЧ(5) – голубим кольором. Об’єкти на отриманих комбінованих зображеннях будуть відрізнятися своїми відтінками вдень і вночі.

В нічний час кольорова палітра в RGB композиціях каналів 3, 4 і 5 має наступний вигляд:

<b>Хмари або поверхня</b>	<b>Колір</b>
Тонкі і холодні хмари	Білий
Щільні і холодні хмари	Білий або синюватий
Хмари середнього ярусу	Світло-червоний до сірого
Хмари нижнього ярусу	Червоно-сірий до темно-сірого
Поверхня суші	Від сірого до червоно-сірого (або світло-сірий, якщо суша дуже холодна)
Поверхня моря	Чорний або темно-червоний
Лід і сніг	Світлий червоно-сірий

Оскільки дуже щільні і холодні хмари виявляються холоднішими на каналі 5, ніж на каналі 4, цей тип хмарності має синюватий відтінок в нічний час. Колір хмарності нижніх рівнів змінюється від сіро-блакитного в денний час до темно-червоного в нічний час доби. Цей факт викликає труднощі при визначенні щільних перистих хмар вночі. Особливо ця проблема актуальна при визначенні щільних Сі, що покривають низьку хмарність над холодною підстильною поверхнею.

В денний час кольорова палітра в RGB композиціях каналів 3, 4 і 5 має такий вигляд:

<b>Хмари або поверхня</b>	<b>Колір</b>
Тонкі і холодні хмари	Білий або синюватий
Щільні і холодні хмари	Від яскраво-червоного до ясно-бірюзового
Хмари середнього ярусу	Бірюзовий
Хмари нижнього ярусу	Темно-бірюзовий до темно-блакитного
Поверхня суші	Темно-червоний
Поверхня моря	Від світло- до темно-червоного
Лід і сніг	Світло-червоний

У денний час холодніші хмари верхнього ярусу, що складаються з крижаних кришталіків, мають переважно синюватий відтінок, проте такий же вигляд можуть мати і низькі хмари, що складаються з крупних водяних крапель. Тому, інтерпретація композитного знімка каналів 3, 4 і 5

виявляється важчою, ніж знімка на каналах 1, 2 і 4. У разі тонких перистих хмар, що просвічують, колір залежить від підстильної поверхні (або шару хмарності, що розташований нижче). Над сушею або морем перисті хмари можуть мати світло-червоний колір, над хмарами, що розташовані нижче, - бірюзовий колір. Майже всі хмари нижнього і середнього ярусу, що складаються з крапель води, мають відтінок від бірюзового до темно-блакитного.

Іноді в аналізі використовують комбінації двох близьких каналів *скануючого радіометра AVHRR супутника NOAA*. Як правило, такі комбінації каналів дозволяють чітко визначати окремі особливості об'єктів, інтерпретація яких зазнає труднощів або є неоднозначною в інших комбінаціях чи окремих каналах.

**Комбінація каналів ІЧ(4)+ІЧ(5).** Відмінність радіаційних температур на ІЧ(4) і ІЧ(5) каналах в більшості випадків викликана відмінністю випромінюючої здатності різних поверхонь. Тобто, відмінності в інформації, що отримується на каналах ІЧ(4) і ІЧ(5), дозволяють визначати об'єкти, які на даних довжинах хвиль істотно розрізняються по інтенсивності випромінювання. Так, для поверхні суші і моря випромінювальна здатність на даних довжинах хвиль відрізняється незначно, тому ми можемо визначати інші об'єкти на цьому фоні, наприклад, лід або сніг, які істотно відрізняються своєю випромінювальною здатністю в даній ділянці спектру. Таким же чином, можна визначати наявність перистих хмар на фоні моря або суші, навіть якщо вони оптично тонкі (напівпрозорі).

**Комбінація каналів ІЧ(4)+БІЧ(3.7).** Спектральні відмінності у випромінювальній здатності маленьких рідких крапель води приводять до відмінності отримуваних сигналів на цих двох каналах, тоді як поверхня суші і води не розрізняються по характеру випромінювання на цих каналах. У разі, коли відсутня відбита сонячна радіація, що приймається каналом БІЧ(3.7), а саме, в нічний час, стає можливим визначати наявність хмар, що складаються з маленьких крапель води, тобто, низьку хмарність.

**1.2.3 Використання штучних каналів.** Сервісна служба EUMETSAT пропонує для вільного використання в оперативній практиці нові інтерпретації супутникових зображень, які включають до себе елементи аналізу динаміки хмарних систем синоптичного масштабу. Це так звані ІЧ-знімки з еволюцією (*enhanced color*). Принцип їх складання базується на урахуванні горизонтального руху атмосфери (горизонтальної адвекції), який відбувається між двома послідовними строками супутникових спостережень. Зображення складається за декілька кроків.

- Для отримання поля атмосферних рухів – так звані вектори руху атмосфери (ВРА), використовуються два послідовні зображення.

- Друге зображення відтворюється зворотним кроком за часом за допомогою отриманого поля ВРА; таке обчислення створює *скоректоване рухом* зображення.
- Від першого зображення віднімається скоректоване зображення. Якщо зміни в хмарності між двома послідовними знімками були тільки за рахунок адвекції (горизонтального перенесення), то різниця сигналів буде дорівнювати нулю. Але, якщо фактична різниця сигналів не дорівнює нулю, значить, існували додаткові процеси, які призвели до зміни хмарності - її новому розвитку або руйнуванню.

Скоректоване рухом зображення є знімком еволюції хмарних систем. На таких знімках чорно-білі кольори мають наступне значення:

Білий сигнал	Новий розвиток хмарності
Чорний сигнал	Руйнування хмарності
Сірий сигнал	Немає неадвективних змін

Додатково на чорно-білий знімок еволюції накладають одноканальне ІЧ-зображення за один строк в кольоровій палітрі температур. Практика використання таких еволюційних знімків відносно нова і потребує подальшого дослідження для деталізації процесів, проте вже є певні досягнення, які дозволяють виділити важливі моменти життєвого циклу деяких об'єктів, таких як, розвиток фронтальних хвиль і мезомасштабних конвективних систем.

### 1.3 Розпізнавання хмарності на знімках

Зображення хмарності, що отримуються з супутників, дають цілісну картину розподілу хмарності над великими територіями і можливість розпізнавати хмарність найважливіших синоптичних об'єктів. Але, при дешифруванні знімків хмарності не завжди є можливість точно визначити форми морфологічної класифікації хмарності через фотографічну схожість більшості з них. Окрім того, необхідно враховувати те, що апаратура, яка встановлена на метеорологічних супутниках, як правило, неспроможна розрізнити предмети розміром менше за 1 км (відповідно до роздільної просторової здатності), тобто окремі хмари та хмарні поля з дрібних елементів можуть не розпізнаватися і виглядати на знімку як однорідна світла пелена. Для врахування всіх умовностей та особливостей розпізнавання хмарності на космічних знімках, в супутниковій метеорології при дешифруванні використовують умовну класифікацію (типізацію) форм хмарності, яка використовує інформативні можливості космічних знімків.

Відповідно до цієї класифікації, виділяють такі основні *типи хмарності*: *купчасто-подібна, шарувато-подібна, шарувато-купчасто-подібна, перисто-подібна і купчасто-дощова.*

*Купчасто-подібна хмарність* на знімках утворюється купчастими, високо-купчастими і перисто-купчастими хмарами. Тон зображення на знімках в видимій ділянці спектра є світло-сірий або білий, неоднорідний. На знімках в інфрачервоному діапазоні купчасто-подібні хмари мають відносно рівний світло-сірий або сірий тон зображення. Характерна текстура цієї хмарності – зерниста. Купчасто-подібні хмари можуть бути безсистемно розкидані по території або організовані в смуги, гряди, осередки. Розвиток їх чітко залежить від того, над якою поверхнею і в який сезон вони виникають. Так, над рівною і однорідною поверхнею морів, тепловий стан яких змінюється повільно, поля конвективних хмар мають однотипну і стійку структуру на великих площах. В протилежність цьому, над сушею вони менш упорядковані і стійкі. Купчасто-подібна хмарність частіше спостерігається в зонах холодних та оклюдованих фронтів, в тилкових частинах циклонів, а також над водною поверхнею чи сушею при наявності умов розвитку конвекції.

*Шарувато-подібна хмарність* на знімках утворюється шарувато-дощовими, шаруватими, високошаруватими і перисто-шаруватими хмарами. Поля шарувато-подібної хмарності мають значні горизонтальні розміри, матову текстуру і тон від білого до сірого на ТВ-знімках в залежності від вертикальної протяжності і висоти Сонця. На знімках в інфрачервоному діапазоні тон шарувато-подібної хмарності змінюється від білого до темно сірого. Білий тон має шарувато-дощова фронтальна хмарність, а світло-сірий тон спостерігається у високошаруватих хмар. Низькі шаруваті хмари на ТВ-знімку зображуються рівним білим або світло-сірим тоном, а на ІЧ-знімку – сірим або темно-сірим. В тому випадку, коли шарувата хмарність знаходиться під інверсією з відносно високою температурою, а біля поверхні Землі в результаті радіаційного охолодження температура нижче, то хмарність на ІЧ-знімку буде виглядати темнішою, ніж підстильна поверхня.

*Туман*, який за своїми фізичними характеристиками подібний до шаруватої хмарності, на ТВ-знімках має матову текстуру і однорідний тон, який змінюється від світло-сірого до білого. Відрізнити туман від хмарності можна за такими ознаками: а) чіткі межі без волокнистої текстури; б) межі туману, який виник біля берегів річок, озер, морів, збігаються з положенням берегових ліній; в) навіть невисокі орографічні підвищення можуть знаходитись вище поверхні туману і на ТВ-знімку мати вид темних об'єктів. Відрізнити туман від шаруватої хмарності допомагає також сумісне дешифрування ТВ та ІЧ-знімків. На ІЧ-знімках туман практично не розпізнається. Тільки при значних приземних інверсіях, коли температура на поверхні туману вища за температуру

підстильної поверхні, туман має більш темний тон - це так званий “чорний туман”.

*Шарувато-купчастоподібна хмарність* утворюється тільки шарувато-купчастими хмарами, організованими в закриті осередки. Шарувато-купчаста хмарність формується в холодному вологому повітрі в підінверсійному шарі і має невелику вертикальну протяжність. Розміри окремих елементів хмарності коливаються від 10 до 100 км і залежать від інтенсивності розвитку турбулентності. Шарувато-купчаста хмарність є однією з найбільш поширених різновидностей як над водною поверхнею, так і сушею. На ТВ-знімках тон шарувато-купчастої хмарності змінюється від білого до світло-сірого, а на ІЧ-знімках – від світло-сірого до темно-сірого, причому часто окремі елементи не розрізняються і тому хмарність має вид суцільного сірого покриву. Текстура зображення цієї хмарності зерниста.

*Перисто-подібна хмарність* утворюється всіма видами перистих хмар. Тон хмарності на ТВ-знімку – від світло-сірого до сірого, а на ІЧ-знімках від сірого до білого. Текстура зображення переважно волокниста або матова. Останнє залежить від вертикальної протяжності хмарності. При невеликій протяжності хмари майже пропускають випромінювання земної поверхні, а при значній – шар перистої хмарності з низькими температурами ВГХ є визначальним в потоці довгохвильового випромінювання атмосфери.

*Купчасто-дощові хмари* значно відрізняються за своїми розмірами в залежності від умов розвитку конвекції. Невеликого розміру хмари в діаметрі досягають кількох кілометрів і часто організовані в осередки. При злитті окремих хмар в осередках утворюються хмарні об’єкти розміром від десятків до 100 км і більше в низьких широтах. Купчасто-дощові хмари мають зернисту або характерну куполоподібну текстуру зображення та виділяються на загальному фоні своєю яскравістю (від білого до яскраво-білого) як на ТВ, так і ІЧ-знімках. Скупчення або окремі купчасто-дощові хмари можуть мати шлейф перистої хмарності з одного боку, та чітку округлу границю з іншого боку.

Кожен із розглянутих типів хмарності може існувати в атмосфері в “чистому” вигляді, але здебільшого відмічається поєднання кількох типів. Найбільш часто спостерігаються такі поєднання як: купчасті хмари поряд з шарувато-подібними; купчасті і шарувато-купчасті; купчасто-дощові і перисті; шаруваті і туман.

#### **1.4. Дешифрування об’єктів підстильної поверхні, гідрометеорів і літометорів**

Підстильна поверхня є одним із факторів, який впливає на дешифрування хмарності. Важлива роль зображення деталей підстильної

поверхні полягає в тому, що вони допомагають найбільш точній орієнтації при географічній прив'язці хмарних систем на знімку. В ряді випадків корисно знати характер покриття земної поверхні (сніг, лід, рослинний покрив, пустелі та ін.). Труднощі виникають при дешифруванні хмарності, коли підстильна поверхня покрита снігом і льодом. На світлому засніженому фоні значно складніше розпізнавати хмарність, особливо з матовою текстурою і білим тоном. Для визначення того, чи існує така хмарність над даною територією, необхідно використовувати знімок поверхні Землі, одержаний в ясну погоду, і проводити порівняльний аналіз двох знімків - з хмарністю і без хмарності.

Хмарність на ТВ-знімках на світлому фоні буде визначатися по зміні рисунку та порушенню чіткості зображення характерних об'єктів підстильної поверхні. При наявності щільної хмарності темні, стійкі за часом орієнтири земної поверхні не простежуються, при наявності тонкої напівпрозорої хмарності зображення деталей підстильної поверхні стає нечітким, простежується немов крізь сіру або світло-сіру вуаль. Також, на знімках в видимому діапазоні, хмарність може бути визначена за тіннями, які вона відкидає на світлу підстильну поверхню. Цей факт є часто вживаним в полярних районах, коли при невеликій висоті Сонця (не більше  $30^\circ$ ) хмарність за своїми тіннями розпізнається над снігом та льодом.

Поверхня суші, в залежності від ландшафту, відображається на ТВ-знімках різними напівтонами, які визначаються відбивною здатністю конкретної території (див. п. 1.2). Найбільш світлий тон, який мало відрізняється від хмарності, має поверхня, вкрита снігом, та лід. Місцевість, вкрита лісами в сукупності з замерзлими річками, озерами та болотами, має своєрідний плямистий рисунок. В зимовий період при випадінні снігу плямисту структуру світлого та світло-сірого тону також набувають зображення рівнинної місцевості з окремими лісовими масивами та рідколісся. Для гірських районів, вкритих снігом, характерна дендрітова текстура зображення, яка мало змінюється протягом року у високих горах. В розпізнаванні снігу, льоду в сукупності із хмарністю суттєву допомогу можуть надати комбіновані знімки.

Для зображення підстильної поверхні на ІЧ-знімках звичайно характерні темні тони в межах 2-3 градацій відносної яскравості, які дозволяють розрізняти гірські райони від рівнинних, бачити берегові лінії, долини крупних річок, крупні озера і острови, межі щільних льодів. Високі гірські хребти виділяються світлим тоном протягом доби, так як температура гірських верхівок значно нижче, ніж рівнинної місцевості.

Відкрита водна поверхня має однорідний матовий тон зображення і внаслідок більш низької відбивної здатності виглядає темніше за сушу на ТВ-знімках. На ІЧ-знімках тон зображення водної поверхні декілька темніше за сушу вночі, та світліше вдень, що пояснюється більш високою

температурою поверхні води порівняно с температурою поверхні суші вночі, та зворотнім розподілом температури в денні години.

На супутникових знімках високої роздільної здатності в ТВ діапазоні можна виявляти *гідро- та літометеори* - зважені у повітрі частки снігу, піску та пилу, які переносяться вітром, у разі, якщо шар цих часток щільний та потужний, а їх альbedo значно відрізняється від альbedo підстильної поверхні. Зважені частки пилу чи піску виглядають тьмяним сірим серпанком на фоні темної водної поверхні або над засніженою місцевістю. Якщо пил переноситься з суші на море, то він маскує берегову лінію. Контури пилових (піщаних) хмар виглядають нечіткими. На ТВ-знімках добре розпізнається явище здування снігу в результаті сильних вітрів (до 30-40 м·с<sup>-1</sup>). На знімку спостерігається чорна пляма, яка відповідає оголеній від снігу ділянці ґрунту, від якої за напрямком вітру тягнеться шлейф світлого тону. Здування снігу може відбуватися й з берега на відкриту водну поверхню, над якою шлейф білого снігу чітко окреслений. Світло-сірими витягнутими плямами, орієнтованими за напрямком вітру, виглядає також дим над залісеною місцевістю, або над осередками техногенних пожеж.

#### ***Рекомендована література***

[2] – стор. 161-172, 189-235; [3] – стор. 5-24.



## 2 ХМАРНІ СИСТЕМИ ПРОЦЕСІВ СИНОПТИЧНОГО МАСШТАБУ В ПОМІРНИХ ШИРОТАХ

Синоптичний аналіз будь-якого космічного знімка хмарності звичайно містить декілька умовних етапів:

- виявлення на знімку основних хмарних систем, які відбивають характер великомасштабного переміщення повітря (хмарні вихори, смуги);
- дослідження структури основних хмарних утворень – розміри, характер верхньої межі хмарності, чіткість та вигляд меж хмарності та ін.;
- виділення хмарності внутрішньомасового характеру, яка безпосередньо не пов'язана з динамікою основного синоптичного процесу;
- виявлення хмарності, яка явно не пов'язана з основними системами і не є внутрішньомасовою хмарністю. Такий тип хмарності потребує додаткової уваги як можливий показник початку нового процесу або перебудови вже існуючого синоптичного процесу.

*Хмарні системи*, що виявляються на супутникових знімках, підрозділяють на чотири основні групи:

- мезомасштабні хмарні системи (гряди, осередки, мезовихори, хвилясті хмари);
- системи субсиноптичного масштабу (вихори в шаруватій та шарувато-купчастій хмарності, вихори в купчастій і купчасто-дощовій хмарності, лінії шквалів, скупчення купчасто-дощових хмар);
- системи синоптичного масштабу (хмарні смуги і спіралі, хмарні вихори, а також хмарні поля гряд або осередків, якщо їхні лінійні розміри перевищують 500 км);
- планетарні хмарні системи – планетарні хмарні смуги помірних широт і субтропіків, внутрішньотропічні хмарні смуги.

Кожна з цих груп характеризується своїми горизонтальними лінійними розмірами і характерним часом існування, які відповідають відомим класам (типам) атмосферних процесів.

### 2.1 Хмарні системи атмосферних фронтів

На знімках з супутників хмарність фронтів має вигляд світлих смуг різної довжини, ширини, структури і яскравості. Хмарні смуги шириною 400-500 км виникають переважно на ділянках фронтів, які знаходяться безпосередньо в циклонах або глибоких улоговинах, а незначна хмарність або її відсутність на фронті спостерігається в областях високого тиску. Активність атмосферних фронтів зменшується від центру циклона до периферії, і на супутникових знімках цей факт виявляється по зменшенню

ширини хмарної смуги і кількості хмарності в ній. Зменшення хмарності або її повне розмивання також спостерігається на ділянці зміни знаку фронту.

У фронтальній смузі присутні звичайно не менше двох типів хмарності, які розпізнаються як за ознаками, що притаманні кожному з типів хмарності окремо, так і за характером межі хмарної смуги. Перисто-подібній хмарності відповідають вимети світло-сірого тону. Для купчасто-подібної хмарності характерні нерівні, рвані границі хмарного масиву. На переважання шарувато-подібної хмарності вказують згладжені рівні краї хмарності.

Порівняльний аналіз знімків хмарності, карт погоди і баричної топографії показує, що фронтальні розділи часто простежуються в полі хмарності значно довше, ніж в полях інших метеорологічних величин.

В залежності від величини і характеру висхідних вертикальних рухів, вологості та інших факторів існує широкий спектр параметрів хмарності для кожного із типів фронтів – теплового, холодного або оклюдованого.

### *2.1.1 Хмарність холодних фронтів*

Хмарні смуги холодних фронтів мають чітку структуру у вигляді яскравої смуги. Період існування хмарності холодних фронтів значно більший ніж теплих; довжина хмарних смуг досягає тисяч кілометрів, а ширина може змінюватись від декількох десятків до 400-500 кілометрів. Для *активних холодних фронтів* характерно зображення у вигляді безперервної хмарної смуги з добре розвинутою хмарною системою, яка складається з купчасто-дощових або/і шаруватих хмар, та виглядає однаково яскравою як на ТВ, так і ІЧ-знімках. Для *малоактивних холодних фронтів* хмарна смуга менш широка, з окремими просвітами і розривами. Хмарність таких фронтів виглядає яскравою на ТВ-знімках та сірого тону – на ІЧ-знімках. Малоактивні холодні fronti пов'язані зі слабкою адвекцією холоду та незначними вертикальними зсувами вітру.

Динаміка атмосферних процесів на холодних фронтах, як правило, виражена більш активно, ніж на теплих. Це обумовлено тим, що адвекція холодного повітря в області фронту і за ним є причиною значного збільшення градієнтів температури, активізації фронтальних процесів, утворення умов для виникнення і поглиблення улоговин, як біля поверхні Землі, так і в усьому шарі тропосфери.

Хмарність холодних фронтів залежить від характеру поля тиску, але меншою мірою, ніж теплих. Особливо це стосується хмарності, яка виникла в результаті конвекції. Ділянки фронтів, де відсутні умови для конвекції, можуть бути малохмарними або безхмарними, як, наприклад, над водною поверхнею в теплу пору року. Фронтальна хмарність не утворюється також в антициклонах і гребенях, особливо тих, що посилюються. Консервативність хмарності настільки значна, що навіть за

відсутності ознак фронту біля поверхні Землі, вона може існувати впродовж декількох діб і переміщуватись на значні відстані.

В синоптичній метеорології холодні фронти поділяють на два основних типи, ознакою яких є характер переміщення повітряних мас вздовж фронтальної поверхні – це *ана-фронти* і *ката-фронти*.

Холодні ана-фронти як правило активні, мають добре розвинуту багат шарову хмарну систему, яка виглядає однаково яскраво білою на ТВ і ІЧ-знімках, та має білий тон зображення на ВП-знімках (рис. 2.1). Хмарна смуга на ТВ-знімку характеризується великою яскравістю в передній і центральній частині смуги, тоді як тилова частина більш розмита з розірваною напівпрозорою хмарністю. На ІЧ-знімку, навпаки, найяскравіші тони, які відповідають холодним і високим хмарним вершинам, розташовані в центральній і тилевій частинах хмарної смуги. Це вказує на розшарованість хмарності з підвищенням хмарних вершин в бік тилового краю смуги і узгоджується з класичним синоптичним описом цього типу фронту. Ці високі хмарні вершини ще краще розпізнаються на ВП-знімку. Основною характеристикою на знімках в цьому частотному каналі є різко виражений, білого кольору тилевий край фронтальної хмарності і темна смужка сухого повітря, яка йде паралельно тилу хмарній смугі. Такий розподіл яскравості відповідає характеру розташування струминної течії (СТ) в даному типі фронту – вісь струминної течії і сухе холодне повітря циклонічного боку СТ розташовуються паралельно фронтальній хмарній смугі, яка має різко окреслений тилевий край хмарності.

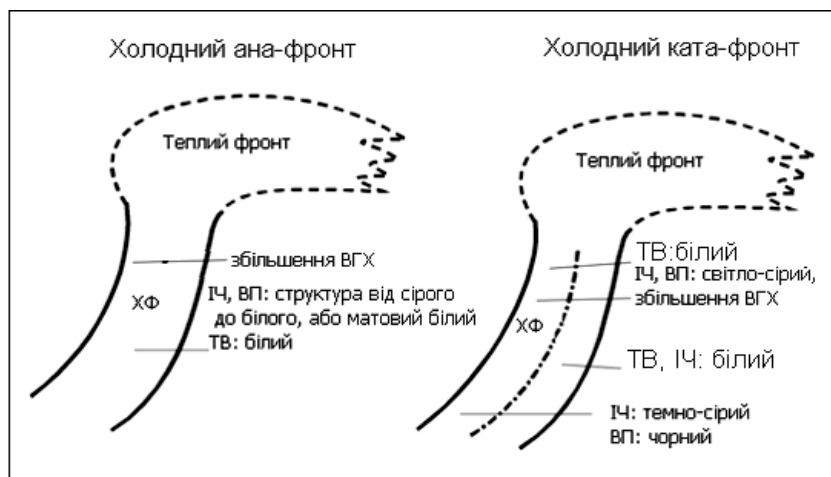


Рисунок 2.1 - Розподіл тонів зображення на ТВ, ІЧ, ВП-знімках в хмарній смугі холодних фронтів

Для холодних ката-фронтів хмарна смуга на ТВ-знімку найбільш яскрава в тилевій частині. На ІЧ і ВП-знімках, навпаки, в цих районах хмарність має сірий тон, що відповідає відносно теплим і низьким

хмарним вершинам. Сухе повітря на ВП-знімку у вигляді темної смужки огинає тилову частину хмарної фронтальної смуги. Вісь струминної течії і, відповідно, сухий потік, перетинають фронтальну хмарну смугу на деякій ділянці. Цей процес може бути розпізнаний по супутникових знімках по темніших ділянках хмарної смуги, де хмарність розмивається за рахунок опускання сухого повітря.

### *2.1.2 Хмарність теплих фронтів*

Теплий фронт є добре вираженим в полі хмарності лише на початкових стадіях розвитку циклону. На космічних знімках теплий фронт має вигляд хмарної смуги шириною 300-500 км і довжиною до декілька сотень кілометрів, яка має антициклонічний вигін і найбільшу щільність поблизу центру циклону.

Класична хмарна смуга теплового фронту сформована з однорідної шарувато-дощової хмарності. Передня частина хмарної смуги часто нерівна, з викидами перистої хмарності попереду по потоку. Тилова границя хмарної смуги округла, чітко виражена. Взимку на ТВ-знімках тилову границю часто трудно виділити, якщо фронтальні хмари зливаються з низькою шаруватою хмарністю або туманом в теплому секторі.

Перед хмарною смугою теплового фронту в холодному повітрі можуть спостерігатися неупорядковані хмари купчастих форм. За фронтом, в теплому секторі переважно ясно, влітку може спостерігатися конвективна хмарність, що свідчить про наявність нестійкого теплового та волого повітря; взимку відмічаються поля низької шаруватої хмарності та адвективного туману.

Іноді теплим фронтам, які слабко виражені в полі температури у поверхні Землі, можуть відповідати смуги перисто-подібних хмар.

На ТВ-знімках білі та світлі відтінки спостерігаються поблизу тилового краю хмарної смуги теплового фронту, переходячи до сірих відтінків в передній частині (рис. 2.2).

На ІЧ-знімках тон змінюється від сірого до білого, але загалом яскравість зображення зростає від тилового до переднього краю хмарної смуги, що відповідає підняттю хмарних вершин та зниженню температури ВГХ. ІЧ-знімки допомагають відокремити хмарність фронтальну від внутрішньомасової в теплому секторі – шаруваті хмари та туман в теплому повітрі виглядають темніше, ніж високі фронтальні хмари.

На ВП-знімках хмарна смуга теплового фронту виглядає яскраво-білою та білою. В передній частині хмарної смуги спостерігається різкий перехід від білого до чорного кольору, що відповідає положенню вісі струминної течії та переходу до сухого повітря на циклонічному боці СТ.

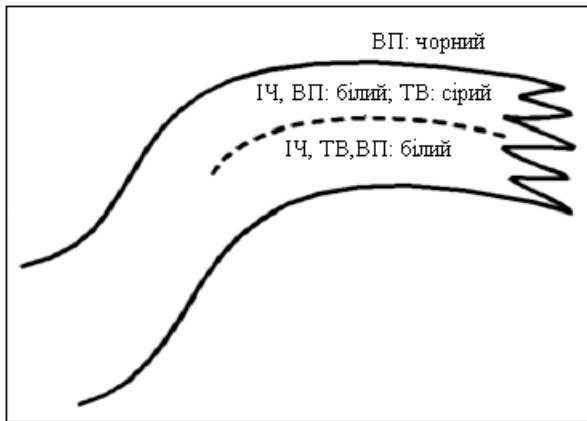


Рисунок 2.2 – Розподіл тонів зображення на ТВ, ІЧ, ВП-знімках в хмарній смузі теплового фронту

Положення хмарної смуги теплового фронту добре узгоджується з положенням приземної улоговини. При цьому лінія фронту у поверхні Землі

лежить поблизу тилового краю хмарної смуги.

В деяких випадках хмарність теплового фронту може набувати вигляду *щита*, хмарність якого формується поблизу центральної частини циклону з хмарності теплового фронту, теплового сектору та холодного фронту. Така ситуація доволі часто спостерігається в глибоких та поширених атлантичних циклонах над відкритою водною поверхнею. Суцільна хмарність в теплому секторі виникає в результаті інтенсивного упорядкованого висхідного руху теплового повітря, якій охоплює всю тропосферу.

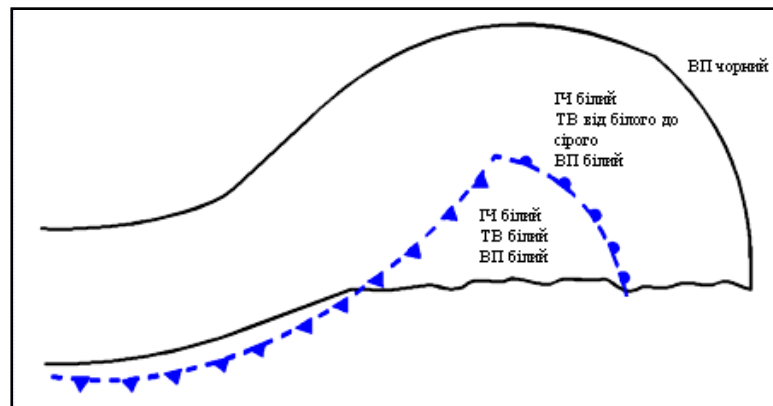


Рисунок 2.3 – Розподіл тонів зображення на ТВ, ІЧ, ВП-знімках в хмарному щиті теплового фронту

Для хмарного щита на ТВ-знімках білий тон зображення характерний усередині теплового сектору та поблизу приземного теплового фронту, тоді як сірі відтінки спостерігаються в бік переднього краю хмарного масиву теплового фронту (рис. 2.3). На ІЧ-знімках звичайно тон зображення білий, що свідчить про холодні хмарні вершини, але й часто спостерігаються варіації. Тон зображення на ВП-знімках як правило, білий усередині всього хмарного щита. Як і у випадку класичної хмарної смуги теплового фронту, біля переднього краю хмарного щита спостерігається темна смужка, яка відповідає сухому повітрю на циклонічному боці струминної течії.

### 2.1.3 Хмарність фронтів оклюзії

Хмарність фронту оклюзії має вигляд щільної яскравої хмарної смуги шириною близько 300 км у вигляді спіралі. Вершина хмарної спіралі знаходиться в центрі циклонічної циркуляції на рівні хмарності. Для хмарної смуги фронту оклюзії характерна різко окреслена, чітка тилова границя, та порізаний, рваний передній край. В тилу спіралі простежується малохмарна смуга з окремими скупченнями купчасто-подібних хмар на деякій відстані від фронту оклюзії.

Утворення фронту оклюзії і його хмарної системи починається ще в стадії молодого циклону з появою спіралеподібної хмарності невеликого розміру (рис. 2.4). В початковій стадії формування спіралі основна роль належить циклонічній циркуляції в нижній тропосфері в шарі приблизно 1-1.5 км, вище якого існує ведучий потік з малою кривизною. Процес оклюдування розвивається досить швидко і через одну-дві доби утворюється хмарна спіраль довжиною декілька сотень кілометрів. Злиття хмарності холодного і теплої фронтів активно відбувається безпосередньо в циклоні і на його периферії з утворенням однієї смуги хмарності, яка часто переходить в хмарну систему холодного фронту без помітного роздвоєння на хмарність холодного і теплої фронтів.

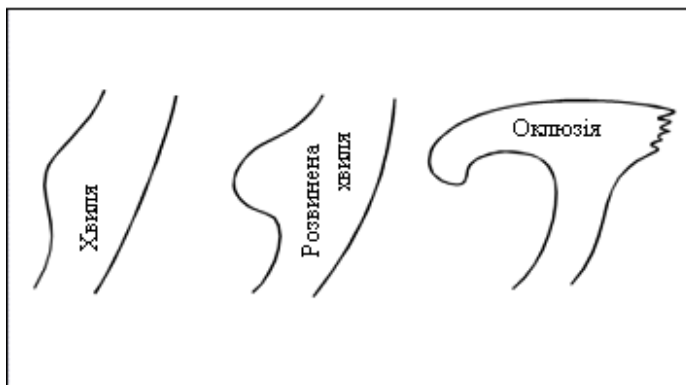


Рисунок 2.4 – Схема розвитку хмарності фронту оклюзії

Лінія фронту оклюзії у поверхні Землі розташована у межах хмарної смуги. Якщо смуга має різку внутрішню границю, то лінія фронту знаходиться в тилівій частині хмарної спіралі. Якщо внутрішній край аморфний, розпливчастий, то лінія фронту оклюзії лежить в центральній частині хмарної смуги.

У вільній атмосфері хмарна смуга фронту оклюзії співпадає з положенням вісі термічного гребеня на рівні 500 гПа. В зоні прояснення і розвитку купчасто-подібної хмарності має місце висотна улоговина і осередок холоду.

В залежності від конкретного синоптичного процесу, хмарна спіраль фронту оклюзії на супутникових знімках може набувати різного вигляду, відображуючи механізм оклюдування.

Класичний варіант розвитку хмарної спіралі фронту оклюзії відноситься до стадії оклюдування фронтального циклону, коли в результаті постійної деформації фронтальної смуги формується багат шарова спіралеподібна хмарна структура, яка поєднується та контактує з хмарністю як теплого, так і холодного фронтів (див. рис. 2.4).

На ТВ-знімках хмарна спіраль має яскравий тон через хмарність з високим альбедо (рис. 2.5). На ІЧ-знімках тон зображення змінюється від сірого біля центру хмарної спіралі до білого в зоні точки оклюдування. На ВП-знімках фронтальна хмарність виглядає білою. Біля тилового краю хмарної смуги спостерігається різкий перехід від білого до чорного тону, смуга якого характеризує зону опускання сухого холодного повітря. В тилівій частині хмарної спіралі фронту оклюзії можуть знаходитися вкраплення купчасто-дощових хмар або осередків купчастих хмар, які розвиваються за наявності умов для змушеної конвекції.

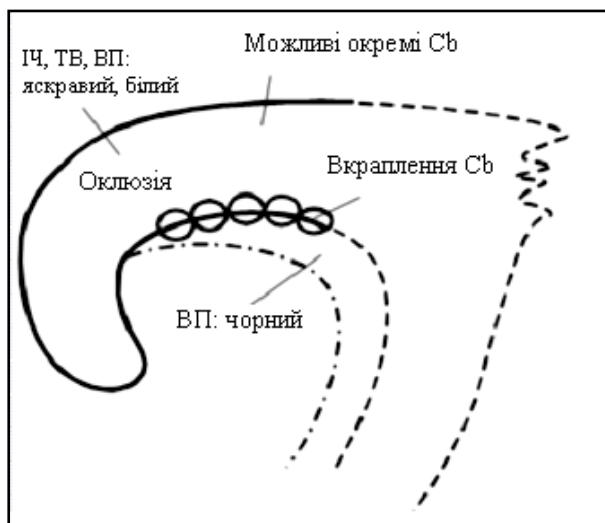


Рисунок 2.5 – Розподіл тонів зображення на ТВ, ІЧ, ВП-знімках хмарності в зоні класичного фронту оклюзії

На відміну від класичного типу, можливий варіант розвитку фронту оклюзії, який на знімках виглядає як взаємодія (приєднання) двох різних за рівнями розташування та характером хмарності смуг синоптичного масштабу (рис. 2.6). В такому випадку спостерігаються: 1) багат шарова хмарна смуга холодного фронту та 2) більш низька хмарна спіраль, яка ніби-то проникає знизу до вище розташованої хмарності. Обидві смуги при цьому виглядають роздільними.

На супутникових знімках в різних діапазонах даний випадок фронту оклюзії виглядає таким чином. На ТВ-знімках хмарна спіраль має білий тон зображення. На ІЧ-знімках тон зображення більше сірий, але можуть накладатися зони білого кольору. На ВП-знімках чітко простежується відокремлення двох хмарних структур завдяки наявності чорної смуги, яка

характеризує сухе повітря на циклонічному боці струминної течії, яка розташована паралельно основній хмарній смузі і перетинає перехідну зону між оклюзією та холодним фронтом. В наступних фазах розвитку процесу чорна смуга зникає, і яскраві білі тони на ВП-знімку спостерігаються в межах всієї хмарної спіралі.

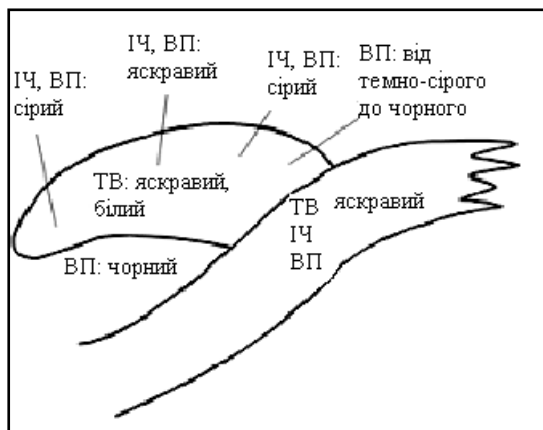


Рисунок 2.6 – Розподіл тонів зображення на ТВ, ІЧ, ВП-знімках хмарності в зоні фронту оклюзії, що приєднується до холодного фронту

В глибоких, поширених, старих циклонах або депресіях окремі ділянки довгої хмарної смуги фронту оклюзії можуть набувати різної кривини, завдяки чому на знімках виявляється не спіраль, а так звана „загнута оклюзія” (рис. 2.7). Звичайно хмарна смуга такого фронту оклюзії довга і широка, але також зустрічаються смуги короткі та різко окреслені, особливо в холодних повітряних масах. На початку розвитку оклюдованого фронту майже прямий або має незначну циклонічну кривину. Його переміщення зупиняється, а потім весь фронт оклюзії або його окремі ділянки починають зворотній рух. В більшості випадків причиною зворотного руху оклюдованої системи є входження верхньотропосферної струминної течії в супроводженні адвекції холоду.

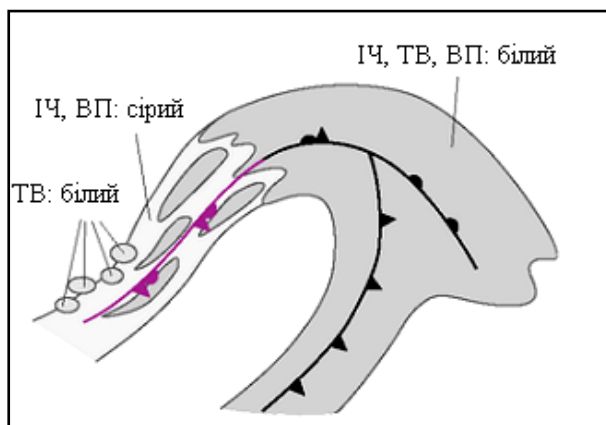


Рисунок 2.7 – Розподіл тонів зображення на ТВ, ІЧ, ВП-знімках хмарності загнутого фронту оклюзії

#### 2.1.4 Хмарність стаціонарних фронтів

Хмарність стаціонарного фронту звичайно не має циклонічної або антициклонічної кривини. Ширина хмарної смуги невелика – 200-300 км, довжина в середньому значно більше, ніж у холодних фронтів, що швидко



рухаються. Структура хмарності в зоні фронту неоднорідна, з окремими проясненнями.

Стаціонарні фронти можуть бути активними та неактивними. Для активних квазістаціонарних фронтів характерна широка хмарна смуга, всередині якої часто розвиваються хвильові збурення і виникає конвективна хмарність. Для малоактивних стаціонарних фронтів характерні переривчасті хмарні смуги, які складаються в основному з хмар верхнього та середнього ярусів.

Лінія стаціонарного фронту у поверхні Землі збігається з центральною частиною хмарної смуги в тому разі, якщо фронт на висотах лежить у паралельних потоках. Якщо на фронті розвивається хвиля, то холодна ділянка фронту зміщена від осі хмарної смуги у бік теплої повітряної маси.

### *2.1.5 Хмарність вторинних фронтів*

Хмарна система вторинного фронту представляє собою переривчасту хмарну смугу, яка має циклонічну кривину і знаходиться тилової частині глибокого циклону. Ширина такої смуги невелика, в залежності від інтенсивності розвитку конвективних процесів може коливатися від 50 до 200 км. Хмарні смуги сформовані з купчасто-дощових та купчасто-подібних форм хмарності. Лінія фронту у поверхні Землі звичайно лежить вздовж тилової границі хмарної смуги.

## **2.2 Хмарні системи струминних течій**

Струминні течії (СТ), які розташовані в верхній половині тропосфери, мають характерну хмарність у вигляді смуг, що витягнуті паралельно вісі струменя або під невеликим кутом. На космічних знімках хмарність має вигляд поширеного витягнутого масиву, в деяких випадках низки вузьких смуг перисто-подібної хмарності, що протягуються вздовж потоку. Ширина смуг складає в середньому 400-600 км, довжина смуг досягає 1500-2700 км.

В зоні струминної течії розвивається хмарність переважно шарувато-подібних форм – перисто-шарувата і високошарувата. Ця хмарність утворюється в теплому повітрі на антициклонічному боці СТ, де розвиваються упорядковані висхідні рухи в верхній тропосфері. Така ситуація найчастіше спостерігається в передній частині висотної улоговини, де струмінь найбільш інтенсивний. Перисто-подібна хмарність не розповсюджується на циклонічний бік СТ, а чітко виражена границя цього масиву хмарності з боку холодного повітря в більшості випадків співпадає з положенням вісі струминної течії.

На циклонічному боці СТ в холодному повітрі спостерігаються купчасто-подібні та купчасто-дощові хмари, які можуть супроводжуватися

висококупчастими і перистими хмарами. Іноді в холодній повітряній масі хмарність відсутня.

Хмарність струминних течій виглядає однаково яскравою (білою) як на ТВ, так і на ІЧ-знімках. При наявності хмарності з обох боків СТ, положення вісі струменя на ТВ-знімках визначається по тіні, яку відкидає хмарність верхнього ярусу на теплому боці СТ, на нижче розташовану хмарність на холодному боці. Тінь на знімках виглядає вузькою, темною, довгою лінією, яка приймається за вісь струменя.

Якщо тіні немає, положення вісі струменя визначається по різниці в тоні та структурі хмар: периста хмарність з теплового боку СТ виглядає яскравіше (особливо на ІЧ-знімках) та має волокнисту або/і матову текстуру; хмарність нижнього ярусу з холодного боку СТ має меншу яскравість і переважно зернисту текстуру, розташована хаотично.

При визначенні напрямку струминної течії слід враховувати, що в північній півкулі теплий бік (антициклонічний) струменя буде праворуч від вісі, холодний (циклонічний) бік – ліворуч.

На ВП-знімках струминна течія характеризується великими градієнтами переходу від темних до світлих відтінків зображення на ділянці у вигляді довгої смуги. На теплому (антициклонічному) боці струменя завдяки підйому теплового та волого тропосферного повітря зображення стає яскравішим, білим. На холодному (циклонічному) боці струменя, звичайно з полярної сторони, в результаті опускання сухого холодного повітря в верхніх шарах тропосфери тон зображення стає темним до чорного кольору. Різка межа між зонами сухого та вологого повітря на ВП-знімку може вказувати на положення вісі струминної течії.

Окрім яскраво виражених хмарних масивів струминних течій, на супутникових знімках часто можна виявити особливі тонкі хмарні структури, пов'язані з струминними течіями – так звані *струминні волокна*.

Струминні волокна представляють собою довгі і вузькі смужки високої, холодної хмарності шириною звичайно декілька десятків кілометрів і довжиною від декілька сотень до майже двох тисяч кілометрів. В більшості випадків розвиток таких хмарних систем пов'язаний із основними синоптичними системами, тому період існування хмарних смуг триває звичайно від 8 до 12 годин, але в деяких випадках вони можуть розпадатися та виникати знову протягом 24 годин та більше.

На ІЧ та ВП-знімках струминні волокна мають яскраво виражену волокнисту текстуру та білий (або дуже світлий сірий) тон зображення. На знімках водяної пари струминні волокна майже завжди супроводжуються темною смужкою на циклонічному боці струменя. На ТВ-знімках струминні волокна виглядають напівпрозорими з коливанням тону від світло-сірого до сірого. Хоча такі тони можуть бути дуже східними із оточуючими хмарами, структура волокон дуже відрізняється, що дає можливість їх легко розпізнавати. Також на ТВ-знімках хмарність волокон

може утворювати тінь на нижче розташованій хмарності або на поверхні Землі.

Струминні волокна спостерігаються в області хмарних систем як теплих, так і холодних фронтів. У випадку хмарності теплового фронту або хмарного щита теплового фронту струминні волокна розташовуються з полярного боку над основним хмарним масивом, в полі тиску огинають висотний гребінь (рис. 2.8).

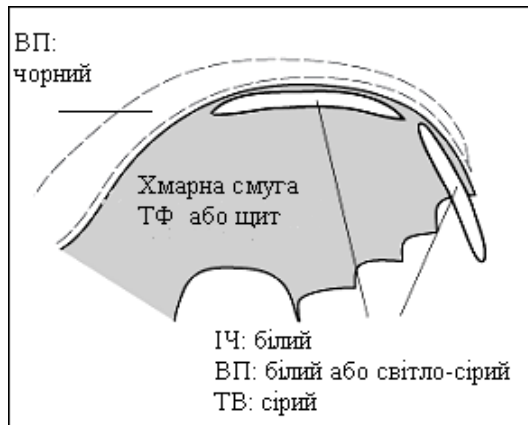
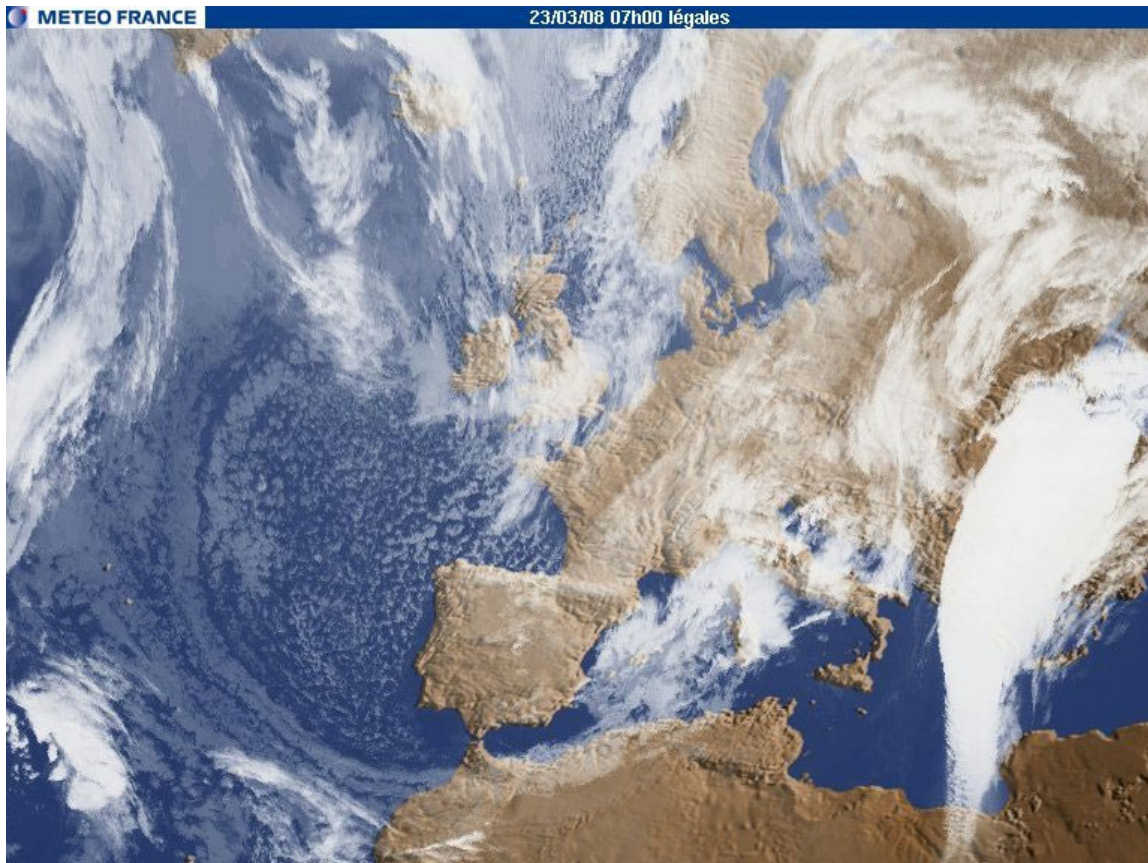


Рисунок 2.8 – Розподіл тонів зображення на ТВ, ІЧ, ВП-знімках хмарності струминних волокон в зоні теплового фронту

На знімку знизу (23 березня 2008 р., ІЧ-знімок) видно щільний масив хмарності струминної течії, що огинає тропосферний гребінь з півдня на північ над районами Балканського півострова, Малої Азії та Чорного моря.



У випадку хмарності холодного фронту, хмарність струминних волокон розташовується в тилівій частині хмарної смуги (рис. 2.9). На ІЧ та ВП-знімках хмарність волокон, як правило, біліша за хмарність холодного фронту, на ТВ-знімках, навпаки, виглядає темнішою та з відмінною від основної хмарності текстурою. Розташування струминних волокон по відношенню до хмарності холодного фронту залежить від типу фронту – у випадку *ана-фронту* струминна течія проходить в тилу хмарної смуги паралельно лінії фронту, тобто струминні волокна теж орієнтуються паралельно. У випадку *ката-фронту*, струминні волокна можуть розташовуватися під гострим кутом (або навіть прямим) до хмарної смуги холодного фронту. Характер орієнтації струминних волокон дуже чітко виявляється на знімках водяної пари завдяки наявності темної смужки з циклонічного боку струменя; цей факт може допомогти з визначенням типу холодного фронту.

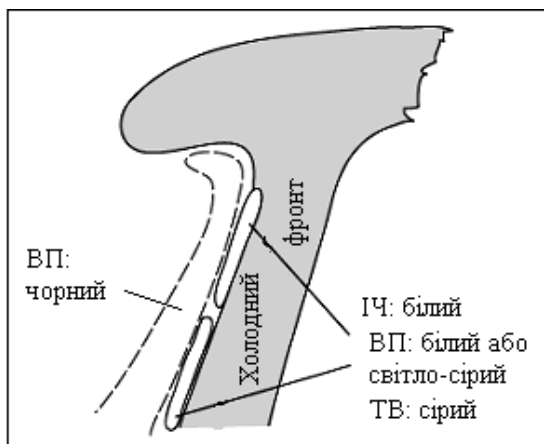


Рисунок 2.9 – Розподіл тонів зображення на ТВ, ІЧ, ВП-знімках хмарності струминних волокон в зоні холодного фронту (ана-фронт)

### 2.3 Хмарні системи фронтальних циклонів

Аналіз знімків хмарності з метеорологічних супутників Землі показує, що циклони помірних широт, як і тропічні циклони, мають вихрову структуру хмарних полів. Хмарні вихори мають вигляд великомасштабних хмарних спіралей, що сходяться до одного центру. В кожному хмарному вихрі можна знайти основну хмарну спіраль шириною 100-400 км, кривина якої зменшується від центру циклона до периферії. В циклонічному хмарному вихрі збігання хмарних смуг відбувається проти годинникової стрілки в північній півкулі, та за годинниковою стрілкою – в південній.

Рисунок хмарності в циклоні буває більш чітким та правильним над однорідною поверхнею океану. Над складним рельєфом суші часто спостерігається різноманітна деформація хмарних систем.

На супутникових знімках виділяють 3 основні типи хмарних спіралей (рис. 2.10).

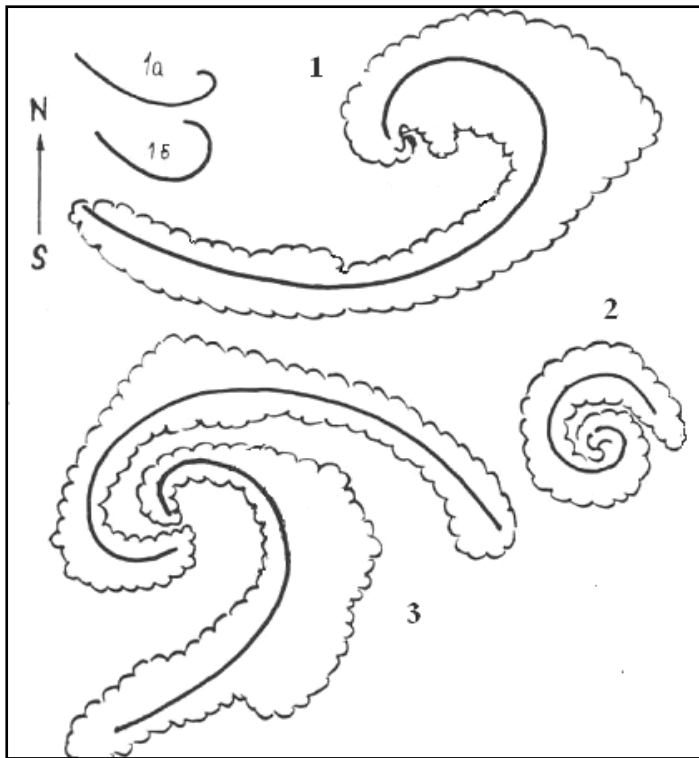


Рисунок 2.10 – Типи хмарних спіралей на знімках МСЗ

1. Хмарні спіралі правильної витягнутої форми, які близькі за виглядом до форми логарифмічної (рис. 2.10, 1а) чи гіперболічної (рис. 2.10, 1б) спіралі. Такі хмарні утворення мають лінійний розмір порядку 1000 км і відповідають термічно неоднорідним, розвиненим і рухомим циклонам, як правило, в початкових фазах розвитку.
2. Хмарні вихори правильної округлої форми, що нагадують за виглядом спіралі Архімеда (рис. 2.10, 2). Горизонтальні розміри цих утворень складають близько 500-800 км. Такі хмарні вихори відповідають малорухомим, термічно однорідним, холодним та ізольованим циклонам, як правило, в останніх фазах їх еволюції.
3. Хмарні вихори неправильної форми (рис. 2.10, 3). Такі вихори мають різні розміри – від декілька сотень до 1500-2000 км. Вони виникають в системах циклонів зі складною структурою термічного і баричного полів, та можуть відповідати циклонам в процесі регенерації, багатоцентровим депресіям або процесу виникнення нових циклонічних збурень в системі основного вихору.

Середній період життя хмарного вихору складає близько 3,5 доби, в окремих випадках – до 5-6 діб, після чого спіралеподібна структура хмарності значно деформується та втрачає первісних ознак.

В початкових стадіях виникнення циклонічного вихору він складається переважно із шарувато-подібних форм хмарності, які протягом періоду еволюції вихору змінюються на купчасто-подібну хмарність.

Переважає більшість циклонів помірних широт виникає на холодних

фронтах, і їх хмарність є первинною в розвитку майбутньої хмарності циклону. З аналізу супутникових знімків відомо, що вигляд вихрової структури хмарності характеризує стадії розвитку циклону, які можна співвіднести з відповідними фазами еволюції фронтальних циклонів.

В синоптичній метеорології виділяють три стадії розвитку фронтальних циклонів: а) стадія хвилі, б) стадія молодого циклону і в) стадія оклюдованого циклону.

Всесвітня метеорологічна організація (ВМО) з врахуванням розвитку хмарності в циклоні пропонує виділяти шість стадій їх розвитку:

- а) стадія хвилі;
- б) стадія молодого циклону;
- в) стадія розвинутого циклону;
- г) стадія циклону, що оклюдується;
- д) стадія оклюдованого циклону;
- е) стадія дисипації.

Схематично стадії розвитку хмарності в циклонах мають наступний вигляд (рис. 2.11).

#### *Стадія хвилі*

Поява хвилі на фронті супроводжується розширенням ділянки фронтальної хмарної смуги, яка має сотні, а іноді тисячі кілометрів довжини. Розширення смуги значною мірою відбувається у бік холодного повітря, а сама хмарна смуга набуває циклонічного прогину (рис. 2.11 А). Хмари біля вершини хвилі стають більш яскравими на ТВ та ІЧ-знімках завдяки посиленню висхідних вертикальних рухів, ущільненню хмар та зросту їх верхньої границі; часто появляються також смуги перистої хмарності. В передній частині хмарного масиву шарувато-подібні хмари набувають смугастої структури; смуги збігаються з напрямком правого вертикального зсуву вітру в середній тропосфері.

Якщо хвиля розвинута слабо, на знімку спостерігається тільки розширення хмарної смуги, яке не супроводжується характерним циклонічним вигином ділянки холодного фронту тилової частини хвилі.

В стадії хвилі відсутня вихрова структура хмарності. Біля поверхні Землі градієнти тиску незначні; коли хвиля добре розвинута, може виявлятися одна замкнена ізобара і сформована зона опадів. Стадія хвилі є короткотривалою, і при сприятливих умовах протягом 1,0-1,5 діб утворюється хмарний вихор молодого циклону.

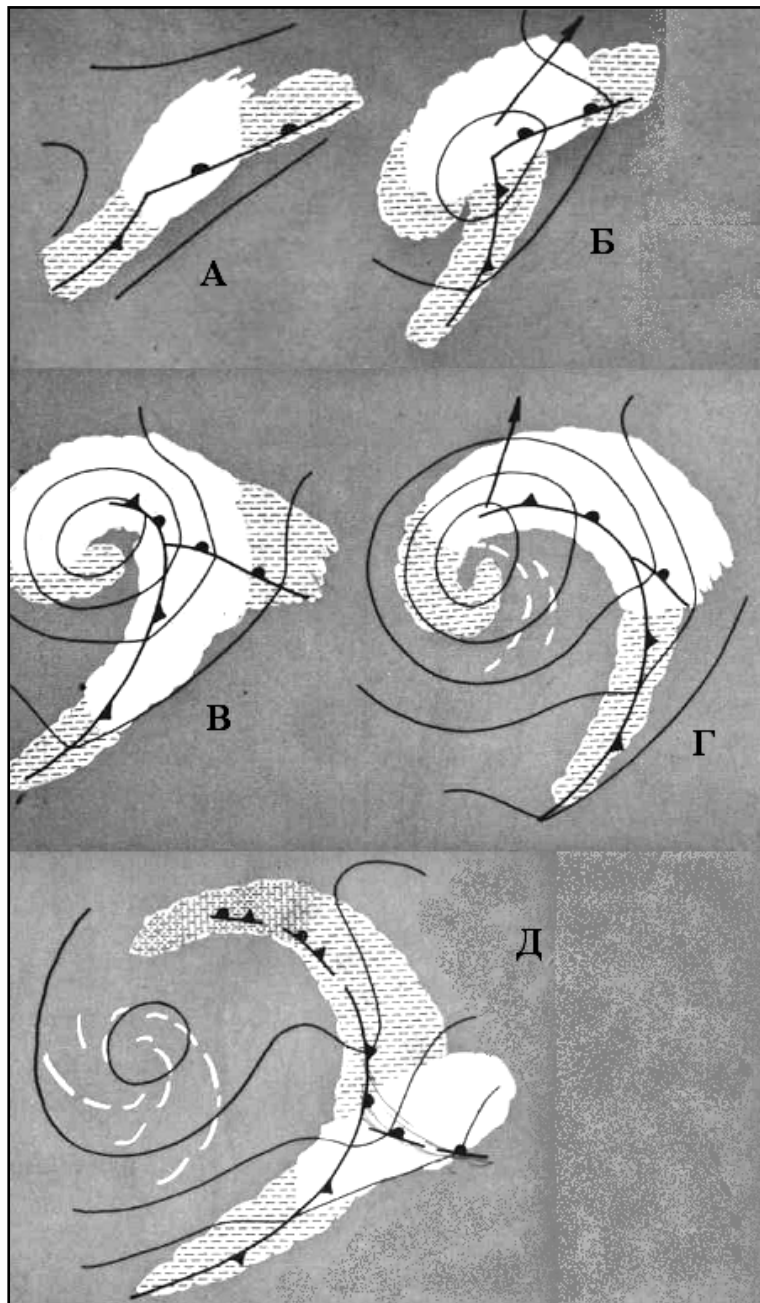


Рисунок 2.11 – Стадії розвитку фронтального циклону: а) хвиля; б) молодий циклон; в) розвинутий циклон; г) оклюдований циклон; д) дисипація циклону.

На рисунку білим кольором вказана найяскравіша хмарність на знімках, заштриховані зони – менш яскрава хмарність. Вектори вказують напрямки пересування циклону.

#### *Стадія молодого циклону*

В процесі розвитку хвилі кривина хмарної смуги стає більш виразною завдяки адвекції холодного повітря, що триває і посилюється. Хмарний масив набуває добре вираженої вихрової структури. При широтному розташуванні ділянка холодного фронту вигинається на південь, а біля вершини хвилі витягується на північ (рис. 2.11 Б). Оформлюються хмарні смуги холодного і теплого фронтів, які спіралью збігаються до точки, що співпадає з приземним центром циклону. Межа вихрової хмарної зони приблизно співпадає з крайньою замкненою ізобарою.

В цій фазі найбільш щільна та яскрава на знімках хмарність спостерігається біля вершини теплового сектору. В самому теплому секторі

переважає малохмарна погода. Перед теплим фронтом влітку іноді з'являються вузькі гряди купчасто-подібних хмар, які орієнтовані паралельно хмарності теплового фронту, що свідчить про нестійкість холодного повітря.

Хмарна система молодого циклону існує нетривалий час, тому її не завжди вдається зафіксувати на космічних знімках.

#### *Стадія розвинутого циклону*

В процесі подальшого розвитку хмарна система набуває чітко вираженої спіралеподібної форми (рис. 2.11 В). В центральній частині циклона відбувається змикання хмарних спіралей холодного та теплового фронтів до однієї смуги, що закручується до центру висотного циклона. Часто індикатором настання стадії розвинутого циклону є звуження теплового сектору, якій на знімках має вигляд малохмарного простору.

В тилівій частині циклону утворюється відносно безхмарна зона, в якій згодом розвиваються гряди купчасто-подібних хмар.

В даній стадії циклон біля поверхні Землі досягає максимальної глибини і окреслюється декількома ізобарами. Центр циклону знаходиться біля точки оклюзії, в тилівій частині найбільш яскравої хмарності.

#### *Початок оклюдування і стадія оклюдованого циклону*

На початку стадії оклюдування появляється чітко виражена хмарна спіраль, яка утворюється з хмарності фронту оклюзії з одночасним втягненням за фронтом сухого холодного повітря в центральну частину циклону (рис. 2.11 Г). В цьому холодному повітрі може бути ясна погода або виникнення купчастої хмарності, сформованої в спіралеподібні смуги. Центр циклону біля Землі розташований на невеликій відстані від центра хмарної спіралі, але зміщений в бік найбільш широкої частини хмарної смуги.

Характерним індикатором циклону, що оклюдується, є деградація хмарної смуги теплового фронту: по мірі розвитку циклону від неї залишається лише невеликий виступ. Основна широка хмарна смуга відповідає фронту оклюзії, і переходить у хмарність холодного фронту без помітного роздвоєння на хмарність холодного та теплового фронтів.

За холодним фронтом можуть спостерігатися поля конвективних осередків в холодній повітряній масі, що прогривається від підстильної поверхні. При посиленні вітру поля осередків перебудовуються у гряди, які орієнтуються вздовж векторів вертикального зсуву вітру.

Така структура поля хмарності досить стійка і може зберігатися протягом трьох діб. Закінчується стадія оклюдування ізоляцією хмарного вихору і відокремленням спіральної хмарності від основної фронтальної.

#### *Стадія дисипації*

В стадії дисипації відстань між циклоном біля поверхні Землі і



хмарною системою оклюдованого і холодного фронтів зростає (рис. 2.11Д). Хмарна спіраль невеликого розміру складається з купчастих і купчасто-дощових хмар. Значна хмарність зберігається в області оклюдування. Приземний циклон деякий час може існувати, але потім заповнюється, а в середній і верхній тропосфері продовжує протягом двох-трьох діб існувати висотний циклон.

Розглянуті стадії розвитку хмарних систем, звичайно, в значній мірі залежать від фізико-географічних умов району формування циклону, стану підстильної поверхні, фонового стану загальної циркуляції атмосфери в виділеному регіоні. Регіональні особливості хмарних систем південних, західних, північно-західних та пірнаючих циклонів детально розглянуті в [3], а деякі відомості про ці процеси наводяться в розділі 4 конспекту лекцій.

## **2.4 Хмарні системи антициклонів та гребенів**

Антициклони і пов'язані з ними гребні характеризуються своєрідними полями хмарності, структура яких залежить від декількох факторів, основними з яких є термічна структура антициклону і стан підстильної поверхні.

### *Антициклони і гребені в холодному повітрі*

Хмарні поля холодних і низьких антициклонів і гребенів, що сформувались за холодним фронтом, в значній мірі залежать від стану підстильної поверхні. В зимовий період над вихолодженими континентами центральна частина області підвищеного тиску співпадає з відносно малохмарною зоною за холодним фронтом.

Якщо низький холодний антициклон пересувається над теплою океанічною поверхнею або сушею, в його області формуються поля відкритих осередків або хмарних гряд купчасто-подібних форм хмарності.

### *Антициклони і гребені в теплом повітрі*

Якщо температурний контраст між повітрям, в якому сформований антициклон, і підстильною поверхнею невеликий, то область антициклону на знімках виглядає як малохмарний простір з мінімумом хмарності в центрі антициклону або вздовж вісі гребня.

Якщо високий теплий антициклон розвивається над холодною підстильною поверхнею, на космічних знімках хмарності спостерігаються розвинуті поля шаруватої хмарності, туману або закритих осередків. При наявності осередків, центр антициклону асоціюється з районом, де елементи осередків найдрібніші та найбільш правильної форми.

### *Термічно неоднорідні антициклони і гребені*

Якщо антициклон сформований двома повітряними масами, розділеними неактивним фронтом, на супутникових знімках спостерігається зміна структури хмарного покриву вздовж вісі гребня, яка відбувається завдяки зміні напрямку переносу в східній та західній частинах антициклону (гребня). В північній півкулі, східна частина таких антициклонів звичайно вкрита купчасто-подібною хмарністю; в західній частині спостерігаються шарувато-подібні хмари або іноді буває безхмарно, в залежності від періоду року і стану підстильної поверхні.

У випадку, коли гребінь утворюється між двома близько розташованими циклонами і відокремлює їх, на знімку спостерігається купчасто-подібна хмарність низьких рівнів в передній частині приземного гребня, зайнятій адвекцією холоду з вітрами північної чверті. Положення вісі гребеня звичайно співпадає з переднім краєм суцільного хмарного масиву циклону, який розташований західніше.

### ***Рекомендована література***

- [1] – стор. 255-282; 304-321; 349-363;
- [2] – стор. 243-266;
- [3] – стор. 49-119; 119-126.

### 3 МЕЗОМАСШТАБНІ ХМАРНІ СИСТЕМИ

Термін „мезомасштабний” застосовується для визначення атмосферних процесів, які за своєю просторово-часовою структурою є середніми або проміжними між великомасштабними та мікромасштабними процесами.

В мезометеорології широко використовується класифікація мезомасштабних процесів, що запропонована Орланскі (1975 р.). За цією класифікацією виділяють наступні масштаби:

- **мезо- $\alpha$** : характерний лінійний масштаб 200-2000 км, характерний масштаб за часом 1 тиждень-1 доба, характерні процеси – атмосферні фронти, тропічні циклони, мезовихори, скупчення купчасто-дощових хмар, лінії шквалів;

- **мезо- $\beta$** : характерний лінійний масштаб 20-200 км, характерний масштаб за часом 1 доба-1 година, характерні процеси – струминні течії низьких рівнів, скупчення та гряди купчасто-дощових та купчастих хмар, внутрішні хвилі, орографічні збурення;

- **мезо- $\gamma$** : характерний лінійний масштаб 2-20 км, характерний масштаб за часом 1 година-1 хвилина, характерні процеси – купчасто-дощові та купчасті хмари, внутрішні гравітаційні хвилі, місцеві ефекти.

Ґрунтуючись на генезисі мезомасштабних явищ, їх підрозділяють на дві основні групи:

- 1) системи, що виникають під дією термічної та механічної неоднорідності підстильної поверхні (бризові циркуляції, гірсько-долинні вітри, гірські хвилі тощо);
- 2) системи, що виникають у вільній атмосфері в результаті втрати гідродинамічної стійкості течії більш крупного масштабу (гравітаційні хвилі, системи мілкої та глибокої конвекції).

Зрозуміло, що системи першої групи порівняно легко прогнозуються, так як збудливі їх сили є або постійними (в разі механічного збудження), або мають добовий хід (в разі термічного збудження). Системи другої групи збуджуються неоднорідностями великомасштабного потоку, які є рухомими і самі потребують прогнозування.

В формуванні більшості мезомасштабних хмарних систем основним чинником є реалізація конвективної нестійкості атмосфери. Конвекція є поширеною в атмосфері Землі формою тепло- і масообміну і реалізується завдяки втраті статичної стійкості горизонтального шару повітря. Стосовно атмосфери конвекцію умовно підрозділяють на мілку та глибоку.

До *мілкої конвекції* відносять системи течій, які розвиваються в нестійко стратифікованих горизонтальних шарах повітря товщиною до 2-3 км. Розвиток конвекції часто обмежується розташованим вище затримуючим шаром інверсії або ізотермії. Мілка конвекція представлена шарувато-купчастими і потужними купчастими хмарами.

На відміну від мілкої, *глибока конвекція* розвивається в шарах великої вертикальної протяжності, іноді охоплюючи всю тропосферу і нижні шари стратосфери (так звана проникаюча конвекція). Передбачення конвективних систем такого масштабу важливо, оскільки з ними пов'язані інтенсивні зливи, грози, град, шквали і смерчі, що наносять значні матеріальні збитки. Глибока конвекція представлена купчасто-дощовими хмарами, ізольованими або в скупченнях, в межах всіх мезомасштабів. Мезомасштабні системи глибокої конвекції підрозділяють на два основних типи (класифікація Меддокса (1980)):

1. системи лінійного типу: а) лінії шквалів (мезо- $\alpha$ ); б) гряди купчасто-дощових хмар (мезо- $\beta$ );
2. системи симетричного типу: а) мезомасштабні конвективні комплекси (мезо- $\alpha$ ); б) скупчення купчасто-дощових хмар, конвективні осередки (мезо- $\beta$ ).

З механізмом глибокої конвекції також пов'язані мезомасштабні циркуляції і відповідні хмарні системи, що виникають в зонах атмосферних фронтів та циклонів помірних широт.

Супутникові зображення хмарних систем мезомасштабу є вельми інформативними. Зокрема безпосередніх даних про кількість та тип хмар, вони містять інформацію про розподіл повітряних течій і термодинамічний стан атмосфери в шарі хмарності.

На знімках розрізняють три види хмарних систем мезомасштабу: *осередки, смуги або гряди, хмарні спіралі (вихори)*. Хмарні системи можуть також мати геометрично неправильну структуру.

### **3.1 Осередкова мезоструктура хмарності**

В атмосфері виникають дві різновидності осередкової хмарності: відкриті осередки з безхмарною центральною частиною і хмарним кільцем і закриті осередки з хмарною центральною частиною.

Мезомасштабні конвективні осередки виникають у відносно тонких, нестійко стратифікованих шарах атмосфери. Вертикальна товщина нестійкого шару складає 1,5-2,0 км, а вище нього розташований, як правило, шар з інверсійним розподілом температури.

*Відкритий осередок* – це система конвективних течій гексагональної форми з низхідними рухами повітря в центрі і висхідними на периферії. На супутникових знімках відкриті осередки мають вигляд хмарних кілець, які складаються з множини окремих чи злитих до купи купчастих або купчасто-дощових хмар. В середині кільця ясно або мало хмарно.

*Закритий осередок* – це система конвективних течій гексагональної форми з висхідними рухами повітря в центрі та низхідними на периферії. В полі хмарності закриті конвективні осередки уявляють собою хмарні утворення квазігексагональної форми усередині порівняно вузького

малохмарного повітря. Закриті осередки формуються в більшості випадків з шарувато-купчастих хмар.

Правильність форми осередків залежить від вітрових умов їх формування. При слабкому вітрі осередки мають майже правильну гексагональну форму (шестикутники), при посиленні вітру симетрія порушується. Часто можна спостерігати осередки кільцеподібної і серпоподібної (незамкненої) форми. Середня швидкість вітру біля поверхні землі або океану для відкритих осередків –  $7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  і не перевищує  $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , для закритих –  $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ .

Для виникнення осередкової хмарності достатньо вологонестійкої стратифікації в нижній тропосфері. Вертикальні градієнти в конвективному шарі в середньому для відкритих осередків дорівнюють  $0.83 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$  з відхиленням близько  $0.20 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ , а для закритих –  $0.79 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ .

Діаметр відкритих конвективних осередків знаходиться в інтервалі 10-100 км, з найбільшою повторюваністю в 30-40 км (50%). Повторюваність осередків значної величини (60-100 км) складає 7%. Діаметр закритих осередків найбільш часто (48%) знаходиться в інтервалі 20-40 км, а найбільші величини діаметру (60-80 км) складають 4%. За діаметром ( $d$ ) конвективних осередків можна оцінити їх вертикальну потужність ( $h$ ) – ці розміри співвідносяться ( $d:h$ ) в середньому як 16:1, але можуть коливатися в значних межах від 7:1 до 35:1.

Експериментальне вивчення процесів утворення осередків показало, що за своєю природою осередкова конвекція відноситься до конвекції Релея-Бенара, яка реалізується в горизонтальних шарах рідини при їх поступовому нагріві чи охолодженні. В спрощеному вигляді умови утворення осередкової конвекції зводяться до такого:

- при індивідуальному прогріві повітряних часток в крупномасштабному потоці ( $dT/dt > 0$ ) конвективні течії набувають форми відкритих осередків;
- при індивідуальному охолодженні ( $dT/dt < 0$ ) – набувають форми закритих осередків;
- при стаціонарному стані – ( $dT/dt = 0$ ) – набувають «шахову структуру», коли виникають поля рівномірно розташованих купчастих хмар.

Тобто, вид хмарних осередків в середньому залежить від процесів охолодження або прогрівання граничного шару атмосфери, таким чином вид осередків може бути індикатором типу повітряної маси:

- ❖ відкриті конвективні осередки в атмосфері виникають в повітрі, яке поступово прогривається, і характеризують район адвекції холодних повітряних мас або район з вертикальними великомасштабними висхідними рухами. Така синоптична ситуація характерна для тилових частин циклонів;

- ❖ закриті конвективні осередки виникають в повітряних масах, які поступово охолоджуються і характеризують райони адвекції теплих повітряних мас або райони з низхідними великомасштабними рухами. Такі умови найбільш часто виникають на західній периферії антициклонів і в передніх частинах висотних гребенів, а також при адвекції теплого повітря на вихолоджену підстильну поверхню.

Найбільш часто відкриті конвективні осередки спостерігаються там, де холодні маси континентального повітря контактують з поверхнею теплих океанічних течій. Такий процес часто трапляється в зимовий сезон в приполярних районах і помірних широтах в Атлантичному океані на захід від північної Європи та на схід від Північної Америки. Різниця температур вода-повітря частіше всього складає 2-3 °С, в окремих випадках 7-8 °С.

Закриті конвективні осередки найбільш часто зустрічаються в зоні холодних океанічних течій у західних берегів континентів. В Атлантичному океані вони часто спостерігаються в районі холодної Бенгальської течії біля західного берегу Африки, в Тихому океані в зоні холодної Перуанської течії біля західного берегу Південної Америки. Різниця температур вода-повітря невелика і частіше всього складає 0-1 °С.

Великі поля конвективних осередків також можуть спостерігатися над рівнинними, добре зволженими континентальними районами, наприклад над Західною і Східною Європою.

При оцінці умов погоди в зоні конвективних осередків треба враховувати, що ймовірність опадів із закритих осередків складає 16%, причому в більшості випадків вони незначні і мають характер мряки. Нижня границя хмарності, що складає закриті осередки, часто знаходиться на висоті 200 м.

Ймовірність опадів з відкритих осередків складає 23%, вони носять зливовий характер і випадають тільки в тому разі, якщо діаметр хмарного осередку перевищує 30 км. Оподи носять короткочасний характер, але бувають досить інтенсивними і можуть супроводжуватися шквалистим посиленням вітру. При наявності умов глибокої конвекції можуть формуватися квазіполігональні конвективні осередки відкритого типу з купчасто-дощових хмар, при цьому найбільш інтенсивні конвективні течії розвиваються на вершинах полігонів. Тому саме по кутах відкритих осередків слід очікувати найбільш інтенсивні конвективні явища.

### **3.2 Гряди конвективної хмарності**

Гряди конвективних хмар спостерігаються, як правило, в масах холодного повітря при наявності сприятливих умов розвитку конвекції: адвекції холодного повітря на більш теплу підстильну поверхню і

достатній кількості вологі. Найбільш часто гряди зустрічаються в тилкових частинах циклонів та в перехідній зоні між циклоном і антициклоном.

На відміну від осередків, для формування гряд хмарності необхідне підвищення швидкості вітру як у поверхні Землі, так і на висотах. Осередки починають перебудовуватися у гряди при швидкості вітру від  $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  і більше поблизу поверхні Землі і  $15\text{-}20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  на висотах  $1\text{-}2 \text{ км}$ . Вертикальний профіль вітру звичайно струменеподібний, тобто швидкість вітру швидко зростає від поверхні Землі до верхньої границі конвективного шару, а потім убуває.

Гряди конвективної хмарності утворюються як над океанами, так і над рівнинними частинами континентів, і за умов мілкої конвекції розвиваються в шарі повітря товщиною  $1\text{-}3 \text{ км}$  при температурній стратифікації, близькій до сухоадіабатичної. Зверху розвиток конвекції обмежує інверсійний шар. Відстань між осями сусідніх гряд (довжина хвилі) коливається в широких межах від декілька кілометрів до  $50 \text{ км}$ , в середньому складає  $6\text{-}15 \text{ км}$ , причому над океанами більше відсоток крупних гряд розміром понад  $15 \text{ км}$ . Відстань між конвективними хмарними грядками залежить від інтенсивності конвекції. Між товщиною конвективного шару ( $h$ ) і відстанню між грядками  $L$  існує емпіричний зв'язок -  $h:L=1:5$ .

Гряди купчасто-дощової хмарності (масштабу мезо- $\beta$ ) мають лінійні розміри від  $10$  до  $100 \text{ км}$ , їх ширина коливається від  $1 \text{ км}$  до  $20\text{-}30 \text{ км}$ .

При розвитку гряд хмарності в умовах мілкої конвекції з висотою спостерігається слабкий вертикальний зсув вітру в межах конвективного шару (менше  $10^\circ$  на  $1 \text{ км}$ ), тому гряди хмарності орієнтуються вздовж напрямку повітряного потоку в конвективному шарі. За умови глибокої конвекції, коли купчаста та купчасто-дощова хмарність розвивається в потужному шарі повітря, спостерігається значний поворот вітру з висотою, тому напрямок вектору зсуву суттєво відрізняється від середнього напрямку вітру в конвективному шарі. Гряди купчасто-дощової хмарності орієнтуються вздовж напрямку зсуву вітру, тобто їх орієнтація співпадає з напрямком термічного вітру в шарі конвекції. Іноді на знімках хмарності спостерігається збігання гряд, які сходяться до центрів осередків холоду в нижній половині тропосфери. Таким чином, мезомасштабні гряди хмарності можуть використовуватися як індикатори напрямку вітру в нижній і середній тропосфері.

При прогнозі опадів слід враховувати, що в умовах мілкої конвекції опади із структур у вигляді гряд майже не випадають. Гряди купчасто-дощової хмарності в більшості випадків утворюються вздовж ліній конвергенції повітряних потоків в граничному шарі атмосфери в порівняно однорідних масах повітря. З ними бувають пов'язані зливові опади помірної інтенсивності і невеликої тривалості.

### 3.3 Мезомасштабні конвективні комплекси

Термін „мезомасштабний конвективний комплекс” (МКК) уведений для позначення крупних скупчень купчасто-дощових хмар квазікругової форми (масштабу мезо- $\alpha$ ). Мезомасштабні конвективні комплекси утворюються як в тропіках, так і в помірних широтах в літній період.

В помірних широтах до МКК відносяться хмарні системи, супутникові зображення яких мають наступні характеристики. Площа безперервного хмарного покриву з температурою верхньої границі нижче  $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$  складає не менше  $10^5\text{ км}^2$ ; площа внутрішнього району з температурою верхньої границі хмарності нижче  $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$  складає не менше  $5 \cdot 10^4\text{ км}^2$ . Вказані розміри повинні зберігатися протягом 6 годин і більше, і в період максимального розвитку відношення малої осі хмарної системи до великої (ексцентриситет) не менше 0,7. Характерною особливістю МКК також є компактність його хмарної системи.

На супутникових знімках МКК виглядають як мезомасштабні хмарні кластери різко окресленої кругової або овальної форми, в залежності від сили вітру на верхніх рівнях. На ІЧ, ТВ та ВП знімках МКК характеризуються яскраво білим тоном зображення в активній центральній частині, де хмарність протягується крізь всю тропосферу (рис. 3.1). Передній (розташований попереду потоку) край хмарного кластера дуже різкий та має найбільшу яскравість зображення. У разі наявності сильного вітру в верхній тропосфері спостерігається витягнення шлейфу перистої хмарності в тилівій частині, який має білий тон на ІЧ-знімку та волокнисту текстуру сірого тону на ТВ-знімку. Дуже часто навкруги МКК спостерігається утворення інших конвективних осередків. Якщо в області МКК є декілька незалежних штормових зон, вид хмарності набуває неоднорідного грудкуватого вигляду, що стає помітним на ТВ та ІЧ-знімках.

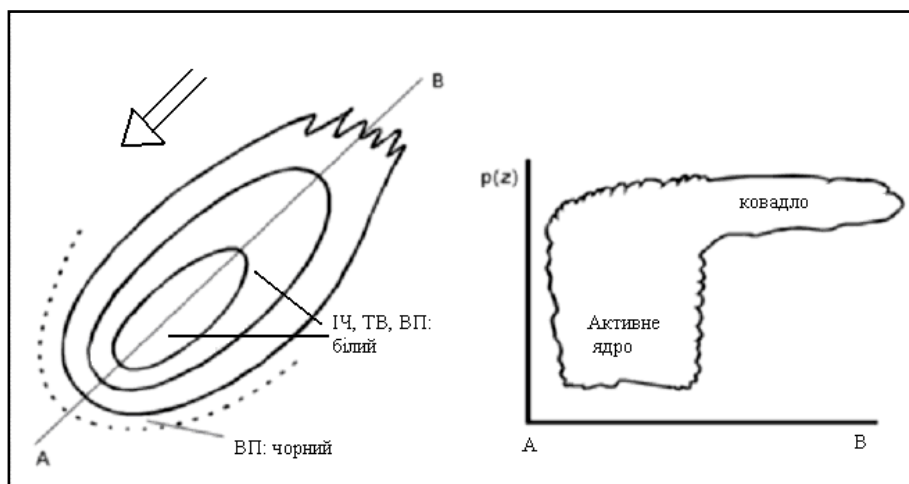
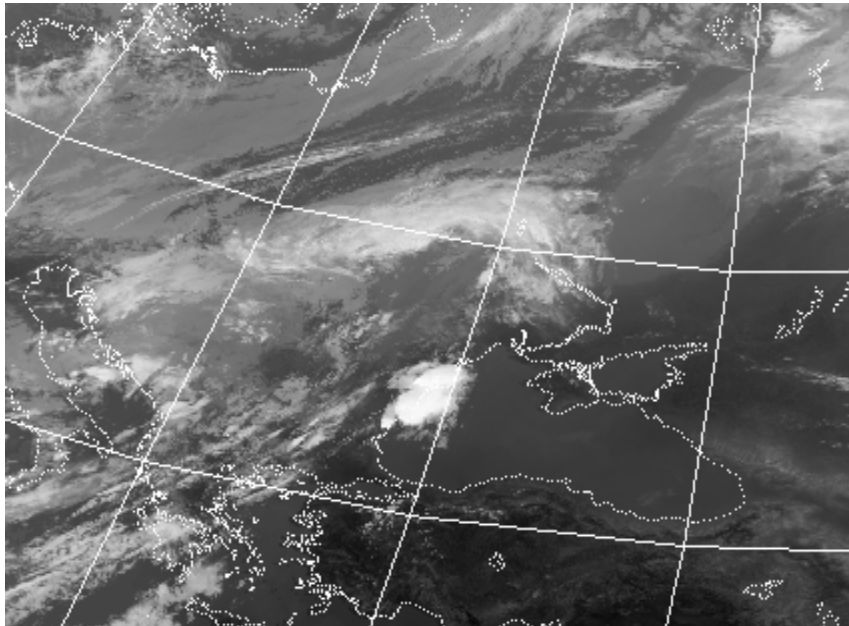


Рисунок. 3.1 – Схема будови МКК на супутникових знімках



Середній період існування МКК складає 16 годин, але його вплив на умови погоди може проявлятися протягом 24-36 год. З МКК пов'язані стихійні та особливо небезпечні явища погоди: сильні зливи, крупний град, смерчі і катастрофічні шквали, інтенсивні грози. Мезомасштабні конвективні комплекси розвиваються переважно в вечірні та нічні години. Перші грози починаються в другу половину дня, але максимального розміру МКК досягає опівночі і дає опади до ранку.

Характерною особливістю МКК в помірних широтах є упорядкований мезомасштабний підйом повітря в середній та верхній тропосфері. Для МКК характерна *комбінація зливових та облогових опадів*. Облогові опади, що займають велику площу, виникають на стадії розвинутого МКК і зберігаються протягом декілька годин в процесі руйнування мезомасштабного комплексу.



На знімку наведений приклад розвинутого МКК над Чорним морем (27 вересня 2004 р., 14.12 СГЧ)

В процесі еволюції МКК проходить декілька стадій, які характеризуються своєрідним станом атмосфери і умов погоди.

Мезомасштабні конвективні комплекси помірних широт найчастіше утворюються з антициклонічного боку широкої і відносно слабкої фронтальної зони. Для зародження МКК необхідно існування умов для мезомасштабної конвергенції повітря в нижньому шарі тропосфери, а також волого-нестійкий фоновий стан атмосфери. Сприятлива синоптична ситуація складається в малоградієнтних полях зниженого тиску, де конвергенцію можуть забезпечувати мезомасштабні хвилі в полі тиску (пара улоговина-гребінь), та на стаціонарних фронтах. Суттєвим фактором також є приплив вологого та теплого повітря в нижньому шарі тропосфери в зону конвергенції, який може забезпечуватися струминними течіями

низьких рівнів. В верхній тропосфері повинні бути відсутні добре вираженні атмосферні фронти та струминні течії.

Після утворення МКК має тенденцію рухатися зі швидкістю та за напрямком потоку в шарі 700-500 гПа, що дозволяє використовувати карти баричної топографії (як фактичні, так і прогностичні) для прогнозу переміщення МКК.

На стадії розвитку МКК відбувається приплив теплого і волого повітря в шарі 750-400 гПа і формується осередок тепла в середній тропосфері з інтенсивними висхідними конвективними рухами. У поверхні Землі в результаті випадання опадів формується низхідний потік холодного повітря. В результаті утворення осередку холоду і розтікання повітря із МКК у поверхні Землі формується область підвищеного тиску.

За даними ІЧ-зображень, опади у Землі починаються при температурі верхньої границі хмар (ВГХ) близько  $-32^{\circ}\text{C}$ . При наявності тенденції до подальшого зниження температури ВГХ, слід очікувати збільшення інтенсивності опадів в найближчі 2-4 години і розширення їхньої площі. При зростанні температури ВГХ і збільшенні її термічної неоднорідності слід очікувати послаблення опадів в наступні години.

На стадії максимального розвитку МКК в результаті проникаючої конвекції на її верхній границі в верхній тропосфері або нижній стратосфері формується область дивергенції та осередок підвищеного тиску, з полярного боку якого часто утворюється струминна течія. В середній тропосфері в районі теплого ядра може утворюватися мезомасштабна циклонічна циркуляція, яка посилює конвергенцію і призводить до виникнення упорядкованих вертикальних рухів (поряд з інтенсивними конвективними) в середній тропосфері, і, отже, облогових опадів.

На стадії затухання або дисипації МКК хмарний масив стає в центральній частині дифузним, втрачає компактність і розпадається на декілька масивів. МКК сам є причиною свого розпаду, так як опади призводять до інтенсивного охолодження повітря в нижніх шарах. В результаті порушується структура потоків тепла і вологи в нижній і середній тропосфері (850-700 гПа), МКК потрапляє в зону адвекції холодного і сухого повітря і поступово дисипує.

За умовами своєї еволюції мезомасштабні конвективні комплекси нагадують невеликі за розміром, але інтенсивні циклони, в яких основну роль грають процеси конвекції. Але малий масштаб системи призводить до того, що сила Коріоліса значно не впливає, тобто відсутні умови для інтенсивної циклонічної циркуляції, як це трапляється в процесах „вибухового” циклогенезу.

Для візуалізації процесу еволюції МКК найбільш зручним є використання комбінації спектральних каналів AVHRR 1, 2, 4 з супутника NOAA. Ця комбінація дає найкращій контраст між тонкими, високо

розташованими перистими хмарами та щільним конвективним ядром. В нічні години з цією ж метою використовують комбінацію каналів 3, 4, 5, на яких контраст менше, але щільні перисті хмари розпізнаються легше, ніж в комбінації 1, 2, 4. На ранніх стадіях розвитку ядро МКК дуже яскраве і має великий контраст з голубуватим тоном перистих хмар, що оточують центральну частину. На пізніх стадіях розвитку периста хмарність може домінувати в зображенні МКК, а його ядро втрачає яскравість. На еволюційних знімках (*enhanced image*) Meteosat мезомасштабні комплекси мають різко окреслений контур, центральна частина якого має колір від зеленого до синього.

### 3.4 Мезомасштабні скупчення купчасто-дощової хмарності

Поширеною в помірних і особливо в низьких широтах різноманітністю мезомасштабних хмарних систем є скупчення хмар, які виникають в умовах глибокої конвекції і за своїми розмірами відносяться до масштабу мезо- $\beta$ . Для розвитку купчасто-дощових хмар великого розміру необхідні три основні умови: сухо- або вологонестійка стратифікація атмосфери, достатня кількість вологи і конвергенція повітряної маси в області розвитку конвекції, головним чином в нижній частині тропосфери. Такі умови можуть існувати і у відносно однорідній повітряній масі, але переважно вони виникають на атмосферних фронтах, особливо при утворенні фронтальних хвиль.

На супутникових знімках виділяють дві основні форми скупчень купчасто-дощових хмар: кластери та скупчення зростаючих хмар.

*Кластери купчасто-дощових хмар* утворюються у термічно та динамічно нестійкій атмосфері, в різних типах повітряних мас. В помірних широтах вони зустрічаються в холодних повітряних масах за холодним фронтом (рис. 3.2), в зоні холодного фронту, а також в теплих повітряних масах в зоні теплового фронту.

На знімках кластери спостерігаються у вигляді відносно крупних, чітко окреслених скупчень купчасто-дощової хмарності розміром в середньому 200 км, в яких окремі купчасто-дощові хмари, як правило, не розпізнаються. Над сушею вони найчастіше виникають в денні години в літній період, та на відміну від МКК, існують тільки протягом дня. Над океанами кластери можуть виникати протягом всього року в будь-який час. Часто кластер є попередньою стадією розвитку мезомасштабного конвективного комплексу.

На ІЧ, ТВ та ВП знімках кластери звичайно мають білий тон зображення, який відповідає щільній, багатошаровій хмарності, але в початковій стадії розвитку, коли верхня границя хмарності ще низька, можуть спостерігатися осередки сірого тону. Дуже часто в оточуючому кластері середовищі спостерігається розвиток інших конвективних

осередків. На стадії максимального розвитку перисті хмари з ковадел окремих Св зливаються до одного щита, який виглядає суцільним та білим на ІЧ-знімках, та деінде прозорим на ТВ-знімках.

На відміну від МКК, які виникають як відокремлені об'єкти на порівняно малохмарному фоні, кластери часто виникають в масі низької осередкової хмарності. Розпізнаванню такого осередку допомагає аналіз знімків NOAA в комбінації спектральних каналів 1, 2, 4, де осередок, що розвивається, виглядає яскраво білим ядром на фоні оточуючих голубуватих нитей перистих хмар. Кластери також добре розпізнаються на знімках комбінації каналів 3, 4, 5 завдяки сильному контрасту між білими хмарами та вільною від хмар, темно-червоного тону поверхнею суші.

Зони *скупчень зростаючих хмар (ЗХ)* містять кластери конвективних осередків, які виглядають більшими за розміром та товщиною, ніж оточуючі хмарні осередки. На відміну від звичайних кластерів, скупчення зростаючих хмар спостерігаються в холодних повітряних масах на деякому віддаленні від холодного фронту (див. рис. 3.2).

На супутникових знімках скупчення зростаючих хмар виглядають як хмарні кластери з чіткими границями, різних розмірів та форм. Звичайно такі скупчення виникають в області відкритих конвективних осередків мілької конвекції в холодній повітряній масі.

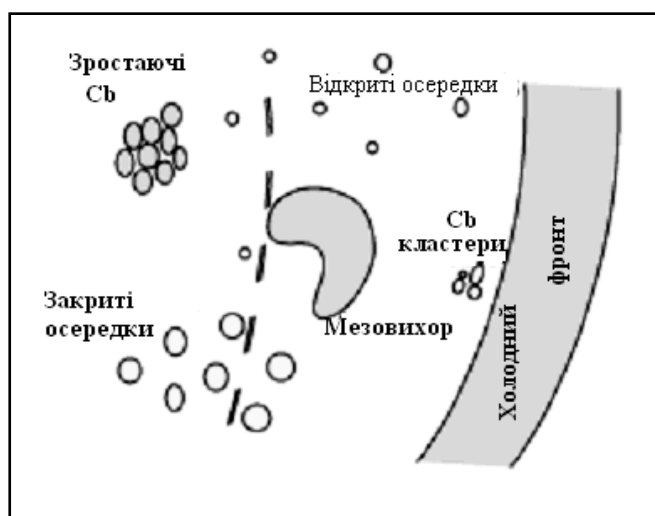


Рисунок 3.2 – Схема розподілу мезомасштабних хмарних систем в холодній повітряній масі

Скупчення зростаючих хмар на ІЧ, ТВ та ВП знімках мають білий тон зображення, який відповідає потужній, багатошаровій конвективній хмарності, на фоні низьких хмар більш сірого відтінку. Якщо скупчення має білий тон тільки на ТВ-знімку, а на ІЧ та ВП-знімках світло-сірого кольору, це означає, що хмарність ще не досягла високих рівнів тропосфери. Для добре розвинутих скупчень, як і у випадку звичайних кластерів, можливе зливання перистої хмарності у єдиний щит, що має білий колір на ІЧ-знімку, та просвічує на ТВ-знімках.

Скупчення зростаючих хмар формуються в однорідних холодних повітряних масах в умовах наявності зон підвищеної циклонічної завихореності в середніх та верхніх шарах тропосфери. Сприятливі умови для такого процесу виникають в передній частині висотної улоговини за холодним фронтом, де спостерігається більшість випадків зростаючих хмар. Адвекція температури при розвитку зростаючих хмар відносно невелика. Скупчення зростаючих хмар може перерости у спіральну форму циклонічної хмарності мезомасштабу у вигляді коми, що є ознакою формування мезоциклону у поверхні Землі.

### **3.5 Хмарність мезомасштабних нефронтальних вихорів**

Терміном “мезомасштабні вихори” об’єднана група вихрових утворень з циклонічною циркуляцією в помірних та високих широтах, з горизонтальними розмірами від 100 до 500 км в діаметрі, які зароджуються та існують поза прямого зв’язку із фронтальними системами синоптичного масштабу. Період існування таких вихорів складає частіше 1-2 доби. З мезомасштабними циклонами бувають пов’язані різкі погіршення погодних умов, сильні опади, шторми на океанах та внутрішніх морях.

Вид хмарних систем мезоциклонів доволі різноманітний: скупчення купчасто-дощових хмар, хмарна кома, сімейство хмарних спіралей конвективних хмар (див. рис. 3.2). В іноземній літературі прийнята назва мезовихору, незалежно від його вигляду – „кома” (*Coma*), в російськомовних виданнях зустрічається назва „вторинний циклон”.

В більшості випадків хмарність мезовихорів утворюється в результаті процесів, які розвиваються в циклонах помірних широт: упорядковані вертикальні рухи, обумовлені тертям і нестационарністю поля тиску, конвекцією, трансформацією повітряної маси. Відмінним є масштаб процесу і невелика бароклинність атмосфери. Тому більш значна роль в розвитку хмарності і самого мезоциклону належить фактору виділення тепла конденсації при виникненні конвективних хмар. Мезомасштабним вихорам відповідають ділянки підвищеної циклонічної завихореності в середній тропосфері і підвищена термічна нестійкість в нижній тропосфері, яка виникає в результаті переміщення холодних повітряних мас над теплою підстильною поверхнею. Над океанами мезомасштабні циклони формуються переважно в холодну половину року. Влітку мезоциклони утворюються над прогрітим континентом, доволі часто над районами центральної та східної Європи.

Нефронтальні мезовихори утворюються в тилкових частинах глибоких циклонів, в холодних повітряних масах за основним холодним фронтом. На висотах район утворення мезовихору співпадає з віссю висотної улоговини та розташований на циклонічному боці верхньотропосферної струминної течії. В мезоциклоні здійснюється мезомасштабний підйом

повітряних мас в зоні хмарності, та опускання в її тилівій частині. Упорядкований вертикальний рух повітря спостерігається на всіх рівнях тропосфери вище нестійкого шару, швидкість вертикальних рухів зменшується з висотою.

На супутникових знімках виділяють два види ситуацій, що можуть свідчити про зародження мезомасштабного циклону:

- 1) скупчення купчасто-дощових хмар розміром 200-300 км і тенденція до зростання конвективних елементів в центрі області;
- 2) утворення ізольованого масиву шарувато-подібних хмар розміром 200-300 км із включенням до нього купчасто-дощової хмарності на порівняно малохмарному фоні.

Як вже зазначалось вище (п. 3.4), первинною ознакою зародження мезовихору може бути скупчення зростаючих хмар в холодній повітряній масі.

В класичній хмарній структурі мезовихору у вигляді коми виділяють дві основні частини – голову вихору, де конвективна хмарність зростає та ущільнюється в процесі розвитку, та хвіст вихору, де хмарність звужується і має менший вертикальний розвиток (рис. 3.3). Іноді між головою вихору та його хвостом може з'явитися вузька малохмарна або з низькою хмарністю область, яка відокремлює деякий час дві частини хмарного вихору.

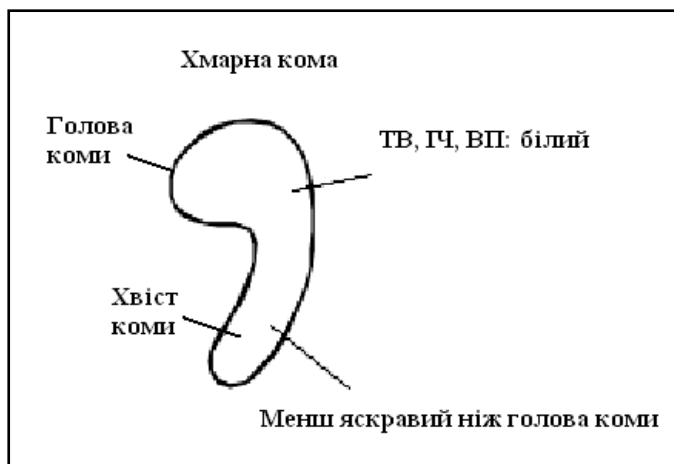


Рисунок 3.3 – Схема будови мезовихору (хмарної коми)

На ТВ та ГЧ-знімках голова вихору має яскравий білий тон зображення, на її фоні хвіст виглядає менш яскравим. На ВП-знімках на початковій стадії розвитку хмарність коми має сірий тон, але в процесі розвитку набуває білого тону зображення. На теплових знімках в мезоциклоні, що розвивається, спостерігається зниження температури верхньої границі хмарності; ознакою деградації вихору, навпаки, є підвищення температури ВГХ та розпад хмарної спіралі на окремі блоки.

Мезомасштабні вихори при деяких умовах можуть взаємодіяти з основними фронтальними системами. Типовим процесом в полі хмарності

є так звана „раптова оклюзія”. Раптове оклюдування призводить до появи нової інтенсивної циклонічної фронтальної системи в результаті зближення та зливання хмарності мезовихору та хмарності холодного фронту.

Для здійснення процесу раптового оклюдування необхідною умовою є різниця швидкостей переміщення мезовихору та холодного фронту (рис. 3.4) У випадку, якщо фронтальна система стаціонує, особливо при розвитку хвилі на фронті, мезовихор швидко рухається під впливом сильної верхньотропосферної течії, і, в деякий момент часу, зливається з хмарністю хвилі в зоні холодного фронту. Процес супроводжується посиленням адвекції тепла в передній області фронтальної хвилі, з одночасним посиленням адвекції холоду в тилу хвилі, яку забезпечує мезовихор. Сприятливим динамічним фактором є наявність зони підвищеної циклонічної завихореності, з якою пов’язаний мезовихор. За таких термодинамічних умов в області фронтальної хвилі виникає нова циклонічна система, що вже є оклюдованою. Раптове оклюдування викликає різке погіршення погодних умов: сильні зливові опади та грози, шквалисте посилення вітру спостерігаються в основному в області хмарності мезовихору.

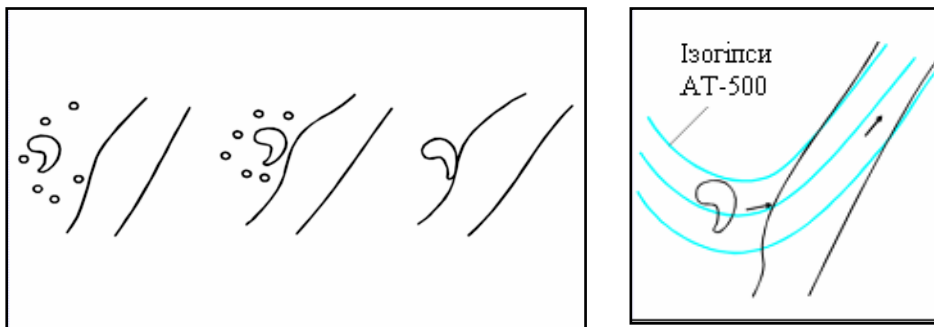


Рисунок 3.4 – Схема утворення „раптової оклюзії”

Крім нефронтальних, але так чи інакше пов’язаних з системами синоптичного масштабу мезовихорів, виникають ще так звані *термічні мезоциклони*. Вони характерні для пустельних районів поширених центральних частин континентів і виникають при нерівномірному значному прогріві підстильної поверхні. Відсутність достатньої кількості вологи є причиною того, що в таких циклонах утворюється в основному хмарність верхнього ярусу – периста і високошарувата.

Друга різновидність термічних мезоциклонів виникає над відносно теплими частинами акваторій океанів і морів. Типовими утвореннями цієї групи є мезоциклони Чорного моря. Хмарність в них може бути спіралеподібною або у вигляді коми. Мезоциклони виникають переважно в холодну частину року, коли температура поверхні води значно перевищує

температуру суші. Вони невисокі і за сприятливих циркуляційних умов (в передній частині улоговини або під периферією висотного циклону) переміщуються на територію України, викликаючи значні опади, взимку хуртовини, ожеледь.

Ще один тип мезовихорів доволі часто виникає влітку над континентом в області ізоляції холодної повітряної маси, коли спостерігається утворення *висотного циклону*. Для висотних, відсічених з півночі циклонів характерні невеликі за розміром (200-300 км) хмарні утворення, які складаються з декількох спіралей переважно конвективної хмарності. Центр хмарного вихору співпадає з центром циклону в середній тропосфері. Характерною особливістю таких вихорів є їх стійкість за часом та в просторі, окрім того, кількість конвективної хмарності, яка утворює спіралі, зазнає добового ходу, що визначає нестійкі, але передбачувані погодні умови в конкретному регіоні на протязі декількох діб.

### **3.6 Хмарні системи ліній шквалів**

Лінія шквалів (або лінія нестійкості) відноситься до хмарних об'єктів мезомасштабу лінійного типу (масштаб мезо- $\alpha$ ) і уявляє собою зону скупчення купчасто-дощових та потужних купчастих хмар. Горизонтальна протяжність лінії шквалів може досягати тисячі кілометрів, а ширина в середньому складає 50-100 км.

Лінії шквалів утворюються як в тропіках, в області ВЗК, так і в помірних широтах, де найчастіше вони виникають в теплому секторі циклону попереду холодного фронту. З лініями шквалів пов'язані сильні вітри, інтенсивні зливові опади, грози, град. При проходженні лінії шквалів через спостережну станцію типовим є швидке зниження температури, зріст тиску (барична тенденція типу „грозовий ніс”) і різке короточасне посилення вітру та його поворот.

На супутникових знімках лінії шквалів мають вигляд скупчень крупних конвективних елементів, що вишукуються вздовж однієї лінії паралельно хмарній смузі холодного фронту. Відстань між лінією шквалів та хмарністю холодного фронту в середньому складає 200-300 км і зберігається майже постійною протягом всього періоду існування лінії шквалів, тобто швидкості переміщення цих хмарних систем співпадають. Хмарність ліній шквалів є неоднорідною за своєю структурою і складається з лінійних фрагментів або скупчень купчасто-дощових хмар довжиною до 100 км і шириною близько 30 км. Період життя лінії шквалів складає звичайно більше доби, але окремі її елементи існують близько 5-6 годин.

Фізичний механізм утворення ліній шквалів тісно пов'язаний з виникненням вторинних мезомасштабних циркуляцій в зоні атмосферних



фронтів завдяки реалізації певних видів гідродинамічної нестійкості, таких як бароклинна нестійкість і конвективні нестійкості. Утворення лінії шквалів відбувається в умовах високого рівня вологовмісту атмосфери та значного температурного контрасту в передній частині фронтальної зони. В приземному шарі атмосфери спостерігається мезомасштабна зона конвергенції потоків. Сприятливі умови призводять до формування характерної системи глибокої конвекції з висхідним рухом повітря, де утворюється конвективна хмарність, та інтенсивним низхідним рухом, що утворює характерну зону прояснення між лінією шквалів та хмарністю холодного фронту. Життєвий цикл лінії шквалів залежить від періоду зберігання сприятливих умов надходження теплого та вологого повітря в її передню частину, тобто від термодинамічного стану повітря, в напрямку якого вона переміщується. Якщо лінія шквалів рухається в бік більш сухого повітря, можна прогнозувати її швидке руйнування. Але в цілому, лінія шквалів, що переміщується з фронтальною системою циклону, може відновлюватися при зміні термодинамічного фону на сприятливий для глибокої конвекції над іншим районом.

Оскільки лінії шквалів є продуктом глибокої конвекції, на супутникових знімках активні хмарні системи виглядають яскраво білими на ТВ, ІЧ та ВП-знімках. Але при меншій активності лінія шквалів виглядає білою лише на ТВ-знімку, сірий тон має на ІЧ-знімку та майже не розпізнається на ВП-знімку. Іноді хмарність лінії шквалів може знаходитися навіть в темній (сухій) зоні на ВП-знімку. Тобто, порівняльний аналіз вигляду хмарної системи лінії шквалів на знімках, зроблений в різних ділянках спектру, допомагає визначити активність лінії шквалів і інтенсивність конвективних процесів в ній.

Скупчення купчасто-дощових хмар мають загальне покриття перистими хмарами з ковадел, викиди з яких в помірних широтах розташовані попереду хмарності лінії шквалів, що пов'язане з тим, що елементи лінії шквалів рухаються з середньою швидкістю вітру в шарі хмарності. В тропічних широтах, навпаки, спостерігається відставання перистої хмарності з ковадел купчасто-дощових хмар.

Ознакою зародження лінії шквалів в помірних широтах за даними супутникових знімків є поява вузького та довгого ланцюжка конвективних хмар, який відокремлений від системи холодного фронту безхмарною зоною шириною близько 100 км.

### **3.7 Хмарні системи, які пов'язані з механічною та термічною неоднорідністю підстильної поверхні**

Характер виникаючої під впливом рельєфу хмарності залежить від структури і розмірів орографічних неоднорідностей, особливостей

макромасштабних атмосферних рухів, просторового розподілу температури і вологості повітря.

Вплив орографії на атмосферну циркуляцію умовно можна поділити на два типи: 1) механічний вплив і 2) термічний вплив. Обидва типи зазвичай діють одночасно і бувають взаємопов'язані. До першого типу відносять мезомасштабні бар'єрні ефекти, фени, гірські хвилі, гірсько-долинні циркуляції; яскравим прикладом другого типу є бризова циркуляція. Всі перелічені циркуляційні системи мають горизонтальний масштаб порядку 10-100 км, тобто відносяться в більшості випадків до масштабу мезо-β.

*Бар'єрний ефект* проявляється в формуванні в області гірської перешкоди мезомасштабних навітряних та підвітряних ефектів. Повітряний потік, досягнув гірського хребта, починає гальмувати в своїй нижній частині. Цей процес призводить до блокування атмосферних збурень, а нахилена поверхня хребта утворює умови для змушеної конвекції. Орографічна швидкість вертикального підйому повітря пропорційна швидкості потоку, що натікає, і зростає із збільшенням кута нахилу гірського хребта. Змушений підйом посилює процеси конденсації і вологої конвекції, що призводить до ущільнення хмарності і посилення опадів на навітряних схилах. Таким чином, через гірський хребет перевалює вже відносно висушена повітряна маса, а адіабатичне опускання вздовж гірського схилу веде до її нагріву і додатковому осушенню. Тому з підвітряного боку кількість хмарності і опадів різко зменшується аж до повного розсіювання.

На космічних знімках можна виявити такі системи хмарності, пов'язані з орографією:

- різні типи фена;
- хвилясті хмари з підвітряного боку гірських хребтів;
- вихори з підвітряного боку островів.

Характерною ознакою *фену* на супутникових знімках є наявність хмарного покриву з навітряного боку гірського хребта і його розмивання з підвітряного боку. При інтенсивному фені на супутникових зображеннях добре розпізнається фенова стіна – різка передня границя хмарного масиву, що майже співпадає з лінією гірського гребня. Так як під дією фена розмивається перш за все низька хмарність, на супутникових знімках з підвітряного боку можуть простежуватися хмари середнього та верхнього ярусів, а також типові хвилясті хмари, поява яких свідчить про утворення підвітряних хвиль.

При двосторонньому антициклонічному фені хмарність відсутня, як правило, по обидва боки гірського хребта. Безхмарна погода в даному випадку обумовлюється не тільки орографічними ефектами, але й динамікою атмосферних процесів в антициклоні, які супроводжуються упорядкованим опусканням повітря над значною територією. Якщо на

периферії гірських масивів є зони низьких підінверсійних хмар, контури якої повторюють форми рельєфу, це є ознакою антициклонічного фену, що не досягає поверхні Землі.

Гірські масиви при взаємодії з повітряним потоком є причиною виникнення *підвітряних хвиль*, які в полі хмарності проявляються у вигляді своєрідних орографічних хмар. Явище підвітряних хвиль виникає в результаті збуджуючої дії гірської перешкоди, завдяки якій з підвітряного боку повітряний рух набуває хвильового характеру. За своєю природою – це гравітаційні хвилі, що розвиваються при стійкій термічній стратифікації. Висота утворення підвітряних хвиль і хмарності співпадає з висотою гірської перешкоди і шаром стійкої стратифікації. При квазістаціонарному коливальному процесі, на висхідній гілці хвилі відбувається конденсація водяної пари і утворення хмар, а на низхідній – розмивання хмар. Тобто, підвітряні хвилі стають помітними в полі хмарності і легко ідентифікуються за супутниковими знімками як типові *хвилясті хмари*.

Довжина підвітряних хвиль коливається в межах від 2 до 70 км, частіше утворюються хвилі довжиною 5-20 км. Кількість послідовних хвиль може досягати 20-30, і розповсюджуються вони на відстань до декілька сотень кілометрів від лінії гірського хребта. Амплітуда хвильових коливань складає від декілька сотень метрів до 2 км; в середньому спостерігається амплітуда в 300-500 м. Вертикальні швидкості в підвітряних хвилях пов'язані з їх амплітудою, і звичайно складають  $2-6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , але відмічаються швидкості і більше  $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ .

Хвилясті хмари проявляються в переважній більшості в висококупчастих хмарах, рідше в шарувато-купчастих. Висока повторюваність хвилястих хмар характерна для тилкових частин висотних улоговин і холодних фронтів при значній вологості повітря. Наявність підвітряних хвиль показує, що в атмосфері в даному районі виконуються такі умови:

- 1) швидкість вітру на висоті гірського хребта більша за  $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ;
- 2) напрямок вітру квазіперпендикулярний до гірського хребта в достатньо потужному шарі атмосфери;
- 3) швидкість вітру стрімко збільшується з висотою;
- 4) атмосфера стійко стратифікована;
- 5) можлива турбулентність в шарі хмарності та нижче нього.

Хвиляста хмарність може мати різновиди в залежності від типу підстильної поверхні та форми перешкоди, яку обтікає повітряний потік. Якщо перешкода має приблизно однакові розміри як в напрямку повітряного потоку, так і по дотичній до нього, то при обтіканні хвилі набувають форми підкови. Якщо повітряний потік обтікає декілька ізольованих перешкод, що розташовані близько один одного (наприклад,

група островів), підвітряні хвилі набувають вигляду мезомасштабних вихорів з різним напрямком циркуляції (так звані підвітряні вихорові ланцюжки, або ланцюжки Кармана).

Гравітаційні хвилі і, відповідно, хвилясті хмари, можуть виникати і над рівниною місцевістю при наявності в середній і верхній тропосфері інверсійного шару і значної зміни швидкості вітру.

При ситуаціях в атмосфері, коли інтенсивний великомасштабний потік відсутній, а температурні контрасти між різними ділянками підстильної поверхні великі, виникають місцеві циркуляції, з яких найбільш поширеними є *бризи* і *гірсько-долинна циркуляція*.

На знімках супутників хмарні системи, пов'язані з *бризовою циркуляцією*, простежуються досить чітко. Денний (морський) бриз, що виникає в береговій зоні, виявляється на знімку по безхмарній смузі, яка протягується вздовж узбережжя, і по купчастій хмарності, яка виникла в глибині континенту. Купчаста хмарність над сушею утворює так званий бризовий фронт, який вказує на глибину проникнення морського бризу на сушу. В помірних широтах глибина проникнення складає не більше 20-50 км, в тропічних широтах досягає 100 км. При загальному напрямку вітру з суші на море глибина проникнення бризу зменшується, а бризовий фронт стає вузьким і загострюється – на супутникових знімках простежується вузька смуга потужних купчастих і купчасто-дощових хмар, в ній можуть відмічатися зливи і грози. При загальному напрямку великомасштабного потоку з водної поверхні на сушу, бризовий фронт, як правило, розмитий.

Рельєф берегової лінії також впливає на інтенсивність бризового фронту. В районі мисів хмарна смуга наближується до берега і хмарність в ній стає більш потужною, в бухтах, навпаки, бризовий фронт віддаляється від берега і хмарність в ньому менш розвинена.

Існування *гірсько-долинної циркуляції* встановлюється на знімках з супутника за такими особливостями в розподілі хмарності: вздовж схилів гірських хребтів утворюються гряди купчастих хмар, а над долинами – ділянки, вільні від хмар. Гірсько-долинна циркуляція, як і бризова, розвивається при послабленні загальної циркуляції атмосфери, тому поява на супутникових знімках хмарних систем, пов'язаних з гірсько-долинною циркуляцією, свідчить про відсутність інтенсивних крупномасштабних потоків над горами.

### ***Рекомендована література***

[2] – стор. 312-328;

[3] – стор. 25-48;

[4] – стор. 14-65; 66-92; 97-103; 104-111.

## 4 ЗАСТОСУВАННЯ СУПУТНИКОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ ДЛЯ ОЦІНКИ ЕВОЛЮЦІЇ АТМОСФЕРНИХ ПРОЦЕСІВ

Багаторічний досвід використання супутникових знімків показує, що хмарність є одним із найбільш чутливих індикаторів атмосферних процесів, тому використання даних про її вигляд і характер еволюції в комплексі з іншою синоптичною інформацією суттєво підвищує якість короткострокового прогнозу погоди.

Методика використання хмарних полів для аналізу і прогнозу погоди ґрунтується на використанні *методу формальної екстраполяції*, тобто перенесення (екстраполяції) вигляду хмарного поля, що спостерігається в даний момент часу, на майбутній період, з врахуванням тих самих змін, що вже відбувались в минулому. Підґрунтям для використання цього методу є деякі особливості полів хмарності, а саме:

- наявність тісного зв'язку між хмарними системами на знімках та баричним полем в атмосфері, а також між змінами характеру баричного поля і еволюцією хмарної системи;

- прояв тенденції в зміні хмарності на супутникових знімках раніше, ніж ця тенденція проявиться в баричному полі на синоптичних картах.

Окрім того, існує зв'язок між горизонтальними розмірами хмарних утворень і їх часовою мінливістю, що визначається масштабною циркуляційних атмосферних процесів. Тому, наприклад, екстраполяцію мезомасштабної хмарності можна здійснювати на строк не більше доби з врахуванням тих змін, які будуть відбуватись в полі тиску і вітру. Прогноз переміщення і еволюції систем субсиноптичного і синоптичного масштабів слід складати, використовуючи два-три знімки з 12-годинним інтервалом, на яких можуть бути визначені зміни в полі хмарності і синоптичної ситуації.

### 4.1 Еволюція фронтальної хмарності

Прикметами формування і активізації фронтальної хмарності є:

- 1) поява над купчасто-подібними і шарувато-подібними хмарами, сформованими в смугу, значної по площі перистої хмарності з волокнистою або матовою текстурою. На ТВ та ІЧ знімках такий процес супроводжується значним підвищенням яскравості зображення в зоні інтенсифікації фронту;

- 2) поява чіткої межі хмарної смуги з боку холодного повітря, що свідчить про збільшення градієнтів температури, геопотенціалу внаслідок утворення струминної течії. Поява струминної течії добре ідентифікується по ВП-знімках (див. п. 2.2);

3) збільшення ширини хмарної смуги атмосферного фронту, яке відбувається, як правило, на обмеженій ділянці фронту, де можливий процес хвилеутворення;

4) загострення теплового фронту визначається, коли на хмарній смузі теплового фронту з'являється антициклонічний вигін у бік холодного повітря з розширенням хмарної смуги, яка на північному кінці за рахунок перистих хмар, що розходяться, може приймати вигляд віяла. Якщо хмарна смуга має компактний вигляд з виносом перистих хмар, то вважається, що теплий фронт досяг максимальної інтенсивності;

5) фронтальна хмарна смуга активізується, якщо з її теплового боку надходить нова порція теплового, волого повітря, яка на знімках хмарності виражена масивами хмар у вигляді "факела" або "купола". Ці хмарні масиви є індикаторами повітряної маси, а самі безпосередньо можуть і не зливатися з хмарністю фронту;

6) загострення холодного фронту відбувається, якщо на хмарній смузі спостерігається циклонічний прогин у бік теплового повітря;

7) активізація фронтальної хмарності може відбуватися в результаті входження в її систему вторинних вихорів (мезовихорів), які виникають за холодним фронтом в вологій, холодній повітряній масі. Такий процес „раптової оклюзії”, розглянутий в п. 3.5, призводить до виникнення фронтальної хвилі.

Прикметами розмивання фронтальної хмарності і фронту є такі:

1) фронт і фронтальна хмарність розмиваються, якщо змінюється їх профіль на протилежний даному типу фронту;

2) фронтоліз і розмивання хмарності виникають на холодному фронті, якщо на захід від нього утворюється і переміщується з південною складовою циклон. В передній (північній і східній) частині циклону відбувається адвекція теплового повітря з півдня, що призводить до зменшення градієнтів температури і геопотенціалу на фронті. При такому процесі виникають низхідні рухи повітря, під впливом яких хмарність розмивається;

3) формування в основній хмарності холодного фронту окремих хмарних смуг і просвітів та звуження хмарної смуги (особливо на периферії).

Для фронтів оклюзії еволюція хмарності відбувається аналогічно холодним фронтам, але процеси трансформації хмарності протікають значно повільніше.

Слід зазначити, що перелічені ознаки еволюції атмосферних фронтів можуть проявлятися як окремо, так і в комплексі.

Для визначення напрямку переміщення фронтів застосовується таке правило: фронтальна хмарна смуга переміщується в напрямку векторів, які проходять від зони прояснення за фронтом перпендикулярно до хмарної смуги. Швидкість переміщення визначається нормальною до лінії фронту

складовою швидкості вітру в середній тропосфері (на поверхні 700 гПа). Взагалі, швидше рухається та ділянка фронту, на якій кривина хмарної смуги найбільша.

#### **4.2 Прогноз виникнення і еволюції хмарності циклонів помірних широт**

Виділяють п'ять різновидностей хмарних систем, вигляд яких свідчить про початок циклогенезу в помірних широтах. Горизонтальний розмір таких систем має бути не менше субсиноптичного масштабу (500-1000 км), і вони виділяються на фоні іншої хмарності більш яскравим тоном зображення на теплових знімках.

1) Хмарна “шапка” фронтальної хвилі – хвилеподібний вигин фронтальної хмарності з її розширенням і, часто, появою перистої хмарності.

2) “Шапка” (щит) – ізольована частина хмарності холодного фронту, звичайно опукла на північ із значною перистою хмарністю.

Циклогенетичні хмарні “шапки” можуть появлятись при різних синоптичних ситуаціях: в зоні фронту, біля точки оклюзії, в хмарності пірнаючих циклонів. При розмиванні холодного фронту поблизу “шапки” вона існує як ізольоване хмарне утворення. Із фронтальної хмарної “шапки” найбільш часто розвиваються циклони, які переміщуються із заходу.

3) “Шапка” (віяло) перистих хмар на північному кінці смуги хмар холодного фронту.

“Шапка-віяло” виникає при проникненні холодного повітря із заходу, а теплого повітря з південного сходу в область холодного фронту, що супроводжується фронтогенезом, розвитком хмарності, в тому числі перистої. В теплом повітрі в тропосфері формується висотний гребінь, на периферії якого знаходиться периста хмарність.

4) Масив купчасто-дощових хмар, що розвиваються.

Масиви купчасто-дощової хмарності є циклогенетичними, якщо існують умови для розвитку інтенсивної конвекції. Для цього необхідна адвекція холодного повітря в середній і верхній тропосфері і тепла в нижній тропосфері. Виділення значного тепла конденсації при конвекції і падіння тиску біля поверхні Землі спричиняють виникнення вихору. Для подальшого його розвитку необхідне посилення фронтальної зони, для чого, в свою чергу, необхідна адвекція холоду в тилівій частині масиву. Прикметою початку циклогенезу є поява перистої хмарності або її збільшення над масивом купчасто-дощових хмар. З масивів купчасто-дощової хмарності і ізольованих хмарних “шапок” частіше всього розвиваються південні циклони.

5) Вторинний хмарний вихор (мезовихор) за холодним фронтом.

Хмарний вихор, що виникає в тиловій частині розвинутого циклону під висотною улоговиною або висотним циклоном, може стимулювати циклогенез на холодному фронті, якщо переміститься в його область. Найбільш сприятливі умови для виникнення такого вихору існують на південній (південно-східній) периферії старих циклонів, які заповнюються біля Землі, але розвинуті на висоті і мають великі горизонтальні градієнти температури і геопотенціалу на периферії. Вторинні хмарні вихори переміщуються приблизно в напрямку і зі швидкістю вітру на поверхні 700 гПа. Наздогнавши холодний фронт, мезовихор спричиняє деформацію фронту у вигляді хвилі, яка при наявності сприятливих умов може розвинути у циклон.

Про активність процесу циклогенезу можна свідчити по інтенсивності викидів перистої хмарності, а також по наявності довгих смуг перистої хмарності, які вказують на струминну течію в верхній тропосфері.

Доцільно використовувати послідовні ІЧ-знімки з високою часовою дискретністю, щоб спостерігати тенденцію у зміні температури верхньої границі потенційно циклогенетичного масиву хмарності. Посилення висхідних вертикальних рухів в циклоні, що розвивається, призводить до ущільнення хмарності та підвищення ВГХ, отже з часом на знімках яскравість масиву повинна зростати.

Особливий процес в полі хмарності відбувається при утворенні циклону біля точки оклюзії. На супутникових знімках простежуються такі деталі:

а) голова хмарного вихору має сірий або темно-сірий тон зображення на відміну від яскраво-білої хмарності холодного фронту і струминної течії;

б) з боку теплового фронту поблизу точки оклюзії спостерігаються викиди перистої хмарності;

в) на хмарній смузі холодного фронту біля точки оклюзії відмічається помітний прогин у бік теплового сектору, що свідчить про адвекцію холоду в циклоні, що зароджується.

Регіональні процеси циклогенезу мають свої особливості в полях хмарності завдяки впливу підстильної поверхні та умовам великомасштабної циркуляції атмосфери в виділеному регіоні.

Хмарні системи *південних та південно-західних циклонів* звичайно формуються із скупчення купчасто-подібних хмар, що розвиваються, або з ізольованої хмарної шапки, які виглядають яскраво білими на ТВ і ІЧ-знімках. Хмарна шапка звичайно має великі розміри і складається переважно з перисто- і шарувато-подібних хмар смугової структури. З боку холодного повітря хмарна система має різку межу, яка співпадає з віссю струминної течії. На теплому боці СТ спостерігаються інтенсивні викиди перистої хмарності, звичайно в північно-східному напрямку.



Хмарність майбутнього *пірнаючого циклону* звичайно пов'язана з поширеною системою хмарного вихору оклюдованого циклону над Атлантикою. Основною ознакою формування хмарності пірнаючого циклону є відрив самостійного хмарного поля від основного хмарного масиву у вигляді арки. Хмарний масив, що відірвався, буває пов'язаний із хвилею на теплому фронті. Особливістю цього масиву є компактність, антициклонічний вигін північної кромки, смугова структура з викидами перистої хмарності попереду потоку і сірий тон зображення на ТВ і ІЧ-знімках. В подальшому відділений хмарний масив витягується по потоку, звичайно в південно-східному напрямку, кількість перистої хмарності в ньому збільшується. Приблизно через 12 годин з'являється хвильовий вигин, а хмарний вихор формується в середньому через добу після появи хвилі.

### 4.3 Прогноз переміщення баричних утворень

Рухомість хмарного вихору *циклону* по супутниковим знімкам перш за все можна визначити по його зовнішньому вигляду. Хмарні вихори, які складаються з однієї або двох хмарних спіралей і по формі нагадують гіперболічну або логарифмічну спіраль, звичайно є рухомими і їх швидкість в середньому складає  $30-40 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ . Хмарні вихори у вигляді архимедової спіралі є малорухомими – їх швидкість не перевищує  $20 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ .

Циклони в початковій стадії свого розвитку переміщуються в напрямку орієнтації фронтальної зони і повітряного переносу в тропосфері. Смуги перистих хмар, що супроводжують циклогенез, зазвичай орієнтовані в напрямку переміщення циклону. В тих випадках, коли смуги перистої хмарності відсутні, можуть бути використані такі правила, встановлені статистичним методом:

а) хвиля і молодий циклон переміщуються в напрямку орієнтації ділянки фронтальної хмарної смуги, яка має найбільшу ширину і яскравість;

б) хвиля і молодий циклон переміщуються в напрямку орієнтації хмарних гряд біля вершини хвилі або циклону;

в) в тих випадках, коли хмарна “шапка” має значну кривизну на північній межі і відсутні викиди перистої хмарності, циклон буде переміщатись в напрямку найбільшої опуклості хмарної “шапки”;

г) якщо межа хмарності холодного фронту чітко виражена при наявності струминної течії, то хвиля і циклон переміщуються в напрямку, середньому між напрямком струминної течії і викидів перистої хмарності.

Прогноз переміщення складається на 12-24 години. З урахуванням відхилення фактичного переміщення від прогнозованого на  $\pm 15^{\circ}$  справджуваність прогнозу складає 70-75%. Причинами помилок є зміна

напрямку в орієнтації фронтальної зони в період переміщення циклону і суб'єктивність у виборі прикмет на знімку хмарності.

За відповідних умов циклон за добу і раніше може перейти в стадію оклюдування і утворення спіралеподібної хмарності. Якщо викиди перистої хмарності пов'язані з основним масивом хмарності циклону, а не з тією частиною теплового фронту, що розмивається, то напрямок орієнтації викидів вказує на напрямок переміщення циклону.

Для перших стадій розвитку циклону до початку оклюдування на практиці широко використовується наступне правило. Відомо, що область максимального зростання тиску біля Землі співпадає з зоною ясної погоди за холодним фронтом, а область значного падіння тиску – з найбільш розвинутою хмарністю. Циклони переміщуються в напрямку прямої, що з'єднує точку максимального зростання тиску з точкою його максимального падіння. Тому, використовуючи знімки хмарності, можна визначити, що *циклон з розвинутою хмарною системою і спіраллю переміщується в напрямку прямої, яка з'єднує центр безхмарної області (А) за холодним фронтом з центром масиву найбільш яскравої хмарності (В)* (рис. 4.1). Середнє значення помилки у визначенні напрямку переміщення циклонів за наведеним правилом складає  $30^{\circ}$ .

В повністю оклюдованих циклонах із сформованою хмарною спіраллю переміщення хмарної системи залежить від взаємного розташування центру хмарного вихору і центру циклона в середній тропосфері. Якщо центр хмарного вихору знаходиться на периферії циклону, то хмарна система переміщується в напрямку переносу в тропосфері. Якщо центри хмарного вихору і циклону співпадають, то вони стають малорухомими, а інші елементи хмарної системи переміщуються по колу, перетворюючись на хмарність конвективних гряд, що частіше буває влітку за сприятливих умов для конвекції, або хмарність іншого виду, яка поступово зникає.

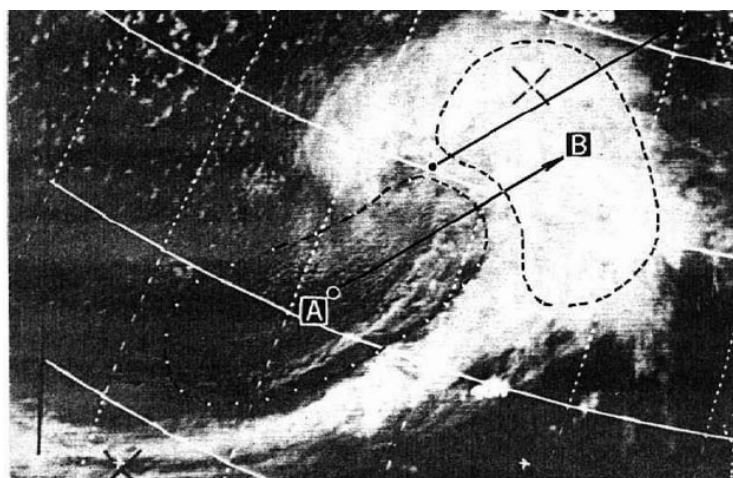


Рисунок 4.1 - Визначення напрямку переміщення циклону

При прогнозі переміщення пірнаючих і південних циклонів на додаток до наведених правил, слід враховувати наступні особливості.

*Пірнаючі циклони* переміщуються, як правило, в напрямку прямої, яка проходить від точки з максимальною кривизною тилової межі хмарності в напрямку викидів перистої хмарності. Якщо чітко оформлені викиди відсутні, то пірнаючий циклон переміщується в напрямку витягнутої основної хмарної маси.

*Південні циклони* виходять на південь Східної Європи при наявності таких структурних елементів:

а) чітко оформлені викиди перистої хмарності в північно-східному напрямку;

б) сформована хмарність холодного фронту і струминна течія на холодному фронті;

в) починає оформлюватися хмарний вихор;

г) поява купчасто-подібної хмарності в тилу циклона, що свідчить про інтенсивну адвекцію холоду.

Південні циклони залишаються малорухомими, якщо їх хмарність представляє скупчення купчасто-дощових хмар, які прикриті зверху напівпрозорими тонкими перистими хмарами. Формування хмарного вихору в першу добу існування циклону, а також відсутність струминної течії на холодному фронті також вказують на малорухомість південного циклону.

Для прогнозу напрямку переміщення *антициклонів* використовують такі особливості їх хмарних полів:

1) холодний низький антициклон (або гребінь), що знаходиться за холодним фронтом, переміщується в напрямку найбільшого вигину хмарної смуги холодного фронту;

2) для високих, теплих антициклонів, які повільно переміщуються, є характерним антициклонічний профіль хмарних смуг на їх периферії.

#### **4.4 Застосування знімків хмарності для діагнозу зон опадів**

Розподіл хмарного покриву, форма хмар і її структура можуть дати якісну оцінку наявності зон опадів. Для цих цілей найбільш придатними є ІЧ-знімки, які дають інформацію про розподіл верхньої межі хмарності та температуру ВГХ. Яскравим ділянкам фронтальної хмарності, хмарним спіралям, деяким видам хмарних утворень невизначеної форми і мезомасштабним конвективним комплексам на ІЧ-знімках практично завжди відповідають зони опадів, кількість яких залежить від виду хмарності. Опади 10 мм і більше за 12 годин найчастіше випадають із хмарності фронтальних хвиль і циклонів, які знаходяться в першій і другій стадіях розвитку, а також із хмарності на окремих ділянках холодних фронтів і мезомасштабних конвективних комплексів.

Опади випадають в тих місцях, де на знімках спостерігається хмарність купчасто-дощових і шаруватих форм, а також їх поєднання. Якщо з хмар такого типу випадає дощ, то обов'язково присутня периста хмарність. Сніг може випадати і при відсутності перистих хмар.

Ймовірність випадіння опадів з таких хмар також визначається їх лінійними розмірами. З *хмарних (фронтальних) смуг* опади випадають в 80% випадків, з *вихорів* – в 87%, з *нерегулярних систем* – в 90% випадків. При суцільному покриві в усіх системах, окрім нерегулярних, з шаруватих хмар випадають облогові опади. Системи з несуцільним хмарним покривом дають зливові опади або зливи з облоговими опадами з однаковою ймовірністю. Усі системи з розривами хмарності, які складаються з купчастих або шаруватих і купчастих хмар у вигляді вихорів, дають зливові опади з ймовірністю 60-65%.

ТВ-знімки дозволяють в першому наближенні діагностувати або дати прогноз кількості опадів по даним про вміст водяної пари в атмосфері та зовнішній вигляд хмарної системи. Для розрахунків використовується формула наступного виду [1]:

$$Q = aZ^{1,19}, \quad (4.1)$$

де  $Q$  – кількість опадів, мм;

$Z$  – загальний вміст водяної пари в стовпі атмосфери, виражений як шар води, мм;

$a$  - коефіцієнт регресії, який залежить від вигляду хмарної системи і змінюється від 0.21 для смуг шаруватих хмар з розривами до 0.81 для вихорів з купчастих хмар без розривів.

Використовуючи фактичні або прогностичні дані про вміст водяної пари в атмосфері та з врахуванням вигляду і еволюції хмарної системи, за формулою (4.1) можна отримати кількість опадів.

Для якісної оцінки положень зон опадів доцільно використовувати сумісний аналіз яскравості зображення на ТВ і ІЧ-знімках. Зони опадів виділяють таким чином:

1) дощі з найбільшою кількістю випадають там, де розташовані хмарні системи, що дуже яскраві одночасно на ТВ і ІЧ-знімках;

2) дощі майже завжди випадають в місцях, де знаходяться нерегулярні хмарні системи, які виглядають яскраво на ТВ-знімках і мають нерівномірний тон зображення на ІЧ-знімках – сірого тону системи з дуже світлими вкрапленнями - „клубками”;

3) дощі, як правило, не випадають в тих місцях хмарної системи, які мають велику яскравість на ТВ-знімках і дуже сірі або зовсім невидні на ІЧ-знімках.

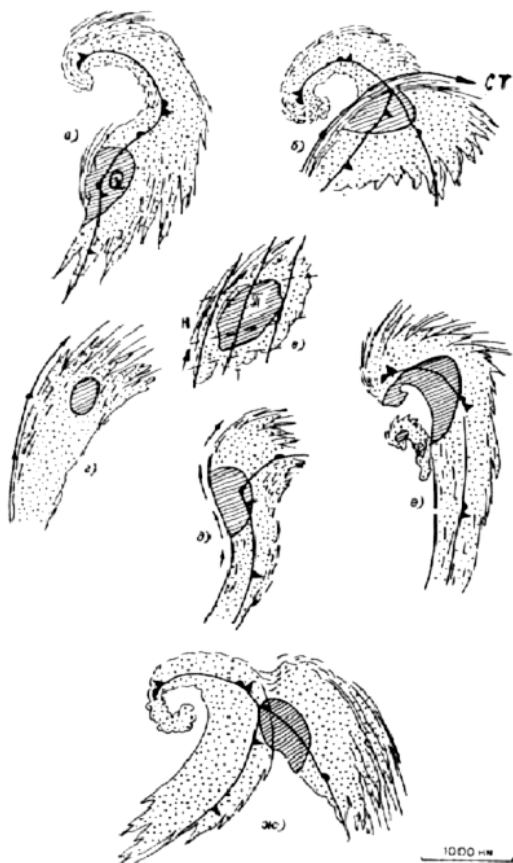


Рисунок 4.2 – Положення зон опадів з інтенсивністю більше 3 мм за 12 год (заштриховані області) в різні фази розвитку фронтального циклону

При оцінці кількості зливових опадів влітку враховують той факт, що зонам опадів кількістю більше 10 мм за 12 год відповідають тільки ті частини хмарної системи, які одночасно на ТВ і ІЧ- знімках мають рівний тон зображення, найбільшу яскравість і щільність, а по краях хмарності чітко простежуються викиди перистих хмар.

Зони інтенсивних опадів звичайно займають центральну частину хмарного масиву. Площа, зайнята опадами, в фронтальних

хмарах становить 30-50% від площі хмарного масиву, в скупченнях купчасто-подібних хмар – 20-50%, в скупченнях шаруватих хмар – 10-30%.

Виникнувши на початку формування циклонічного вихору, зона значних опадів зберігається протягом всього часу існування вихору, змінюючи тільки своє положення в залежності від напрямку руху циклону і деяких особливостей динаміки його розвитку (рис. 4.2).

Напрямок переміщення циклонів також впливає на положення зон значних опадів (рис. 4.3).

В пірнаючих циклонах до появи замкнутої ізобари біля поверхні Землі зона опадів знаходиться в північній і північно-західній частині хмарної системи, а потім переміщується до вершини хмарної шапки (рис. 4.3, 1а). В розвинутому пірнаючому циклоні зона опадів знаходиться в області найбільшої кривизни хмарної системи (рис. 4.3 1б).

В циклонах, які переміщуються по північно-західній і західній траєкторії, зона значних опадів в початковий період розвитку циклону розташована на тиловому боці хмарної спіралі в області з найбільшою кривиною (рис. 4.3, 2а, 3а), а потім вона витягується вздовж спіралі на південь (рис. 4.3, 2б, 3б). При формуванні чітко вираженого хмарного вихору зона опадів розташована в тій його частині, де найбільша кривизна спіралі (рис. 4.3, 2в) або знаходиться основна маса хмарності фронту оклюзії (рис. 4.3, 3в).

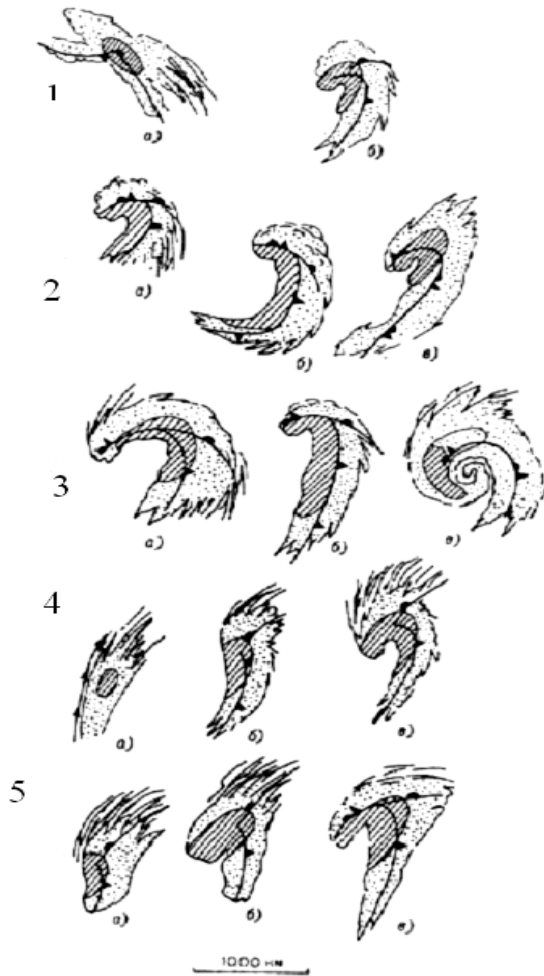


Рисунок 4.3 – Вигляд хмарних спіралей і положення зон опадів з інтенсивністю більше 3 мм за 12 год (заштриховані області) для різних типів циклонів: 1) пірнаючі циклони; 2) північно-західні циклони; 3) західні циклони; 4) і 5) південні і південно-західні циклони

Хмарні системи південних і південно-західних циклонів виникають з масивів купчасто-подібних хмар або ізольованих “шапок”. В процесі переміщення циклону значні опади випадають в центральній і південній частині хмарної системи (рис. 4.3, 4а, 5а). В період появи циклонічної

кривини, що співпадає з виникненням замкнутої ізобари біля Землі, значні опади випадають в області цієї кривини (рис. 4.3, 4б, 5б). В стадії максимального розвитку хмарної спіралі зона опадів знаходиться в області найбільшої кривизни спіралі (рис. 4.3, 4в, 5в).

#### 4.5 Методики кількісного аналізу і прогнозу опадів з використанням супутникової інформації

Важливим напрямом в сучасній метеорології є розробка методів оперативного використання інформації дистанційного зондування атмосфери з полярно-орбітальних і геостационарних супутників для аналізу і прогнозу опадів всіх типів у будь-яку пору року.

Умовно існуючі методики можна поділити на три основних напрями, які визначаються різними підходами до використання супутникової інформації.

1. Найбільш ранні методики засновані на синоптичному методі фонових прогнозу полів метеорологічних величин, в тому числі і опадів, з використанням супутникових знімків хмарності.

Статистичні оцінки зв'язку кількості опадів з іншими характеристиками хмарності на знімках показали, що існує стійкий зв'язок

між кількістю опадів і якістю зображення хмарності, а саме її кількістю, яскравістю і формою. З використанням цих характеристик, які визначаються на ІЧ-знімках, був розроблений метод прогнозу середньої кількості опадів для квадратів 300x300 км в холодне півріччя із завбаченням в 12 і 36 годин по трьох градаціях: 1) опади більше 3.0 мм за 12 годин; 2) опади від 0.0 до 3.0 мм; 3) відсутність опадів [14].

Прогноз опадів значною мірою залежить від прогнозу еволюції і переміщення хмарної системи. Прогноз переміщення хмарної системи (фронтів і циклонів) здійснюється шляхом екстраполяції на 12 і 36 годин її основних частин на супутникових знімках: голови вихору, його передньої і тилової частини, а також області найбільшої кривизни хмарної спіралі.

Швидкість переміщення в першій і другій стадіях розвитку циклонів приймається рівною швидкості в попередні 12 годин (визначається по знімках), в третій стадії ця швидкість помножується на коефіцієнт 0.7, а в четвертій – на коефіцієнт 0.5. Найбільш суттєві зміни в напрямку і швидкості переміщення відбуваються при переході від другої до третьої і від третьої до четвертої стадій розвитку, тому в цих випадках необхідно застосовувати прогностичні карти баричної топографії.

В даному методі оцінюються по квадратах 300x300 км кількість хмарності, її форма, яскравість, мезомасштабна структура. Зв'язки кожної з цих характеристик хмарності з опадами оцінюються об'єктивними статистичними методами, які для практичного застосування реалізовані в табличній формі, зручній для користування.

2. Сучасний розвиток технічних можливостей призвів до появи автоматизованих систем супутникового моніторингу фактичної погоди в різних районах земної кулі. Головною задачею на цьому етапі розвитку стало питання про розробку методів автоматизованої оцінки кількості та якості опадів, а також небезпечних конвективних явищ.

З 2002 р. в NOAA/NESDIS в оперативному режимі діють системи автоматизованої оцінки кількості конвективних опадів, які розпізнаються по вимірам радіаційної температури верхньої границі купчасто-дощової хмарності в ІЧ-діапазоні з геостаціонарних супутників GOES. Але дані системи мають суттєве обмеження в розпізнаванні опадів із шарувато-дощових хмар та низьких купчасто-дощових хмар. Це пов'язано зі складністю опадоутворення в хмарах різних типів – такий процес визначається цілим комплексом різних метеорологічних параметрів, які не обмежуються тільки температурою верхньої границі хмарності.

Один з новітніх напрямів, що активно розвивається в науково-дослідному центрі космічної гідрометеорології „Планета” (Росія), є розробка методів оцінки метеорологічних параметрів в хмарності по комплексу синхронної інформації радіометрів мікрохвильового та ІЧ діапазонів. Розроблені методики на стадії експериментів дозволили оцінити кількість опадів, як зливових, так і

облогових, інтенсивність гроз, діагностувати наявність граду та його діаметру [5-7].

Методика розпізнавання злив та граду здійснюється у два етапи. По-перше, проводиться оцінка можливих значень інтенсивності опадів і максимального діаметру граду, які відповідають розрахованим параметрам хмарності і фоновим метеоумовам. По-друге, по метеорологічним величинам і емпіричним критеріям уточнюється наявність чи відсутність опадів і граду на момент зйомки.

В процесі діагнозу використовується комплекс діагностичних і прогностичних метеорологічних величин, які можуть бути визначені як по попереднім супутниковим зйомкам, так і обчислені гідродинамічними методами за даними наземних вимірів та аерологічного зондування атмосфери. До такого комплексу входять: радіаційна температура верхньої границі хмарності ( $T_p$ ); температура у поверхні Землі ( $T_o$ ); горизонтальний ( $\nabla T_o$ ) градієнт температури у поверхні Землі; вертикальний градієнт температури ( $\gamma$ ); дефіцит точки роси ( $dT_7$ ) на рівні АТ-700; максимальна швидкість вертикальних висхідних рухів в хмарності ( $W_m$ ); висота верхньої границі хмарності ( $H_{вгх}$ ); висота нульової ізотерми ( $H_o$ ); максимальний розмір граду ( $D_{max}$ ); висота, де спостерігається максимум вертикальних швидкостей ( $H_{wm}$ ); вміст водяної пари в повітрі ( $Q$ ).

Оцінка інтенсивності опадів ( $I$ ), гроз ( $G$ , в умовних одиницях), діаметру граду ( $D$ ) в узагальненому вигляді проводиться за формулами виду:

$$\begin{aligned} I &= C_{11} W_m F_1(T_p, \gamma, P, W_m); \\ G &= G_o F_2(T_p, D_{max}, I); \\ D &= F_D(W_m, H_{вгх}, H_o, T_p, T_o) F_1(T_p, H_o, \gamma, P, H_{wm}). \end{aligned} \quad (4.2)$$

Тут  $C_{11}$  – емпіричні коефіцієнти;

$F_1, F_D$  – дискримінантні функції наявності або відсутності явища;

$P$  – ймовірність опадів.

Значення радіаційної температури ( $T_p$ ) і температури повітря у поверхні Землі ( $T_o$ ) в районах з хмарністю розраховуються по результатах супутникових вимірів радіометрів. Ці дані є вихідними для розрахунку за емпіричними формулами висоти верхньої границі хмарності, максимальних вертикальних рухів і інтенсивності опадів, які вже є наступним вихідним матеріалом для подальших оцінок метеорологічних параметрів.

Найбільш ймовірний тип хмарності уточнюється по значенням параметрів ( $\nabla T_o$ ) і ( $dT_7$ ). При цьому враховується, що в теплий період року купчасто-дощова хмарність спостерігається звичайно в районах з великими значеннями горизонтального градієнту температури у поверхні Землі ( $>6$  °С на 75 км), а шарувато-дощова хмарність – при менших значеннях ( $\nabla T_o$ ) і мінімальному дефіциті точки роси в нижньому шарі тропосфери. Згідно з



експериментальними результатами, при  $T_p < 253 \text{ K}$  ймовірність існування опадів будь-якої інтенсивності в момент зйомки близька до 70%. При менших значеннях  $T_p$  ймовірність зливових опадів, а, отже, правильності їх діагнозу, збільшується.

Розрахунки за даною методикою проводяться в автоматичному режимі і результати діагнозу інтенсивності опадів, діаметру граду і гроз наносяться на карти. Просторова дискретність розрахованих параметрів визначається приведеними розмірами елементів огляду (пікселів) ІЧ та мікрохвильових радіометрів і коливається від 24x24 км в надирі до 40x60 км по краям смуги огляду земної поверхні.

3. Для використання в оперативних прогностичних підрозділах перспективними є комплексні методики, які ґрунтуються на статистичних залежностях між кількісними значеннями параметрів хмарності, отриманих з супутників, та метеорологічними величинами, отриманими з мережі наземних та аерологічних спостережень, а також розрахованих гідродинамічними методами прогнозу. Такі статистичні залежності представляються у вигляді графіків та таблиць і можуть бути уточнені в будь-якому метеорологічному підрозділі для врахування фізико-географічних та кліматичних особливостей регіону. Головною відмінністю цього напрямку від першого є необхідність використання цифрової інформації з супутників, а не тільки зображень хмарності.

Як приклад, наведемо методику аналізу і прогнозу опадів в холодний період року за інформацією п'ятиканального радіометра AVHRR супутників NOAA, розроблену та апробовану в Самарському центрі по гідрометеорології та моніторингу навколишнього середовища (Росія) [10].

На першому етапі проводиться діагностика типу хмарності за даними радіаційної температури на верхній границі хмарності на 5 (12 мкм) і 3 (3,7 мкм) ІЧ-каналах. Використання двох каналів дозволяє розпізнавати не тільки високі шарувато-дощові хмари, але й відрізнити низьку шарувату і купчасто-шарувату хмарність від снігового покриву в денні та нічні години.

В ході розробки методики проводилось відновлення поля опадів шляхом зіставлення кількості опадів, що вимірювались наземною мережею станцій, з радіаційною температурою верхньої границі хмарності, яка отримувалась з супутників. Дані про переважну радіаційну температуру в діапазоні 5 К по району 5x5 пікселів зіставлялись з напівдобовою кількістю опадів по станціях. В результаті були побудовані емпіричні графіки взаємозв'язку між реєструємими значеннями радіаційної температури ВГХ і кількістю опадів (рис. 4.4).

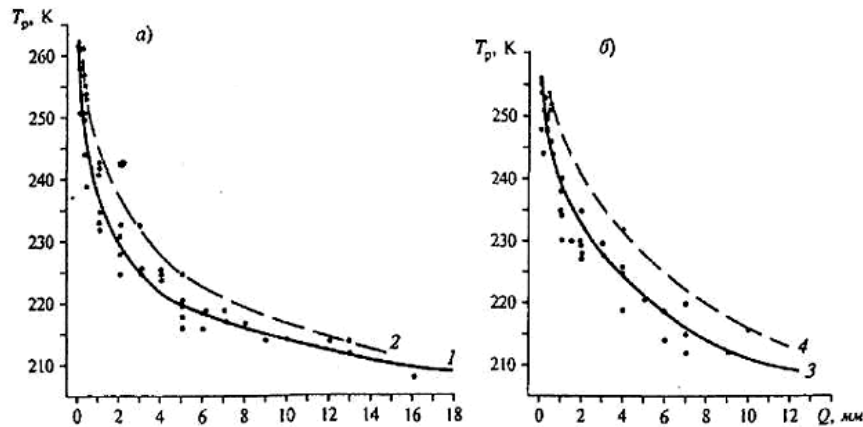


Рисунок 4.4 – Кореляційні графіки залежності кількості опадів (за період не більше 6 год) від радіаційної температури ВГХ [10]:  
 а)  $T_p$  від 205 до 265 К; б)  $T_p$  від 213 до 265 К

Для побудови прогнозу кількості опадів, окрім даних про радіаційну температуру ВГХ, використовується інформація регіонального гідродинамічного прогнозу центру Брекнелл (Англія): прогностичні траєкторії на ізобаричній поверхні 700 гПа, діагноз і прогноз вертикальних рухів на поверхні 850 гПа, прогноз відносної вологості повітря на поверхнях 850, 700 і 500 гПа. На ІЧ-знімок 5-го каналу наносяться прогностичні траєкторії, вздовж яких розглядається переміщення хмарних масивів в пункт прогнозу. На ділянках хмарності, що попадають в пункт прогнозу, знімаються дані про переважну радіаційну температуру ВГХ ( $T_p$ ). На наступних знімках з високою часовою дискретністю аналізується тенденція зміни  $T_p$ : підвищення температури вказує на те, що в найближчі часи потужність хмарності зменшиться, тобто інтенсивність опадів теж послабиться; зниження температури вказує на збільшення потужності хмарності і посилення опадів. Дані  $T_p$  з останнього знімку використовуються для прогнозу кількості опадів по емпіричним графікам. Додатковою умовою для прогнозу опадів є значення вертикальних рухів на поверхні 850 гПа. Необхідною умовою випадіння опадів є висхідні вертикальні рухи, але слабкі опади можуть спостерігатися і при невеликих низхідних рухах.

Дана методика дозволяє прогнозувати кількість і тривалість опадів завчасністю до 36 год, за умови додаткового прогнозування еволюції хмарності. Відносна простота і репрезентативність методики дає можливість її адаптувати для інших регіонів.

### ***Рекомендована література***

[1] – стор. 570-575; [2] – стор. 267-289; [3] – стор. 127-147.

## ОСНОВНА ЛІТЕРАТУРА

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 616 с.
2. Герман М.А. Космические методы исследований в метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 351 с.
3. Кудрянь О.П. Супутникова метеорологія: практика нефаналізу: Навчальний посібник. – Одесса, «ТЭС», 2002. – 165 с.
4. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование: Сборник лекций. Пособие для самостоятельной работы студентов. ВМО-№ 701 / Под ред. Н.Ф. Вельтищева. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 137 с.

## ДОДАТКОВА ЛІТЕРАТУРА

5. Алексеева А.А., Бухаров М.В. Диагноз гроз по синхронной информации спутниковых радиометров микроволнового и инфракрасного диапазона // Метеорология и гидрология. – 2005. – Вып. 6. – С. 29-37.
6. Алексеева А.А., Бухаров М.В. Диагноз осадков и гроз по измерениям уходящего теплового излучения облачности с геостационарных спутников // Метеорология и гидрология. – 2006. – Вып. 8. – С. 33-41.
7. Алексеева А.А., Бухаров М.В. Диагноз возможных ливней и града по измерениям уходящего теплового излучения Земли со спутника NOAA // Метеорология и гидрология. – . 2004.– Вып. 9. – С. 21-29.
8. Использование изображений со спутников в анализе и прогнозе погоды. Техническая записка ВМО № 124. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 380 с.
9. Минина Л.С. Практика нефанализа. - Л.: Гидрометеиздат, 1970.– 340 с.
10. Переведенцева О.В. Прогноз осадков в холодный период года с использованием данных пятиканального радиометра AVHRR со спутников гидрометеорологического назначения серии NOAA // Метеорология и гидрология. – 2006. – Вып. 10. – С. 60-64.
11. Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 300 с.
12. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 702 с.
13. Степаненко С.Н. Конспект лекцій по курсу “Мезометеорологія”. Частина 1. – Одеса: ОГМІ, 2000. – 92 с.
14. Федорова Н.Н. Прогноз среднего по территории количества осадков и их вероятности с заблаговременностью 12-36 ч по данным с ИСЗ в холодный период года. Методическое письмо. - Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 40 с.

## ПЕРЕЛІК ІНТЕРНЕТ-РЕСУРСІВ СУПУТНИКОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ

1. Лаборатория "Информационной поддержки космического мониторинга" ИКИ РАН (Россия) [http://smis.iki.rssi.ru/smis\\_r.htm](http://smis.iki.rssi.ru/smis_r.htm)
2. Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии "Планета" (Россия) <http://planet.iitp.ru/index1.html>
3. Європейське космічне агентство EUMETSAT  
<http://www.eumetsat.int/Home/index.htm>
4. Супутниковий інформаційний сервіс NOAA  
<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/satellite.html>
5. NASA: інформація супутника TERRA <http://terra.nasa.gov/Gallery/>
6. Найважливіші оперативні супутникові знімки тропічної зони NOAA  
<http://www.osei.noaa.gov/Events/Tropical/>
7. Оперативні супутникові знімки полярно-орбітальних та геостаціонарних супутникових систем <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fssatms1.html>
8. Інтерактивний оглядач погоди з супутників від NASA  
<http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/GOES/>
9. Manual of Synoptic Satellite Meteorology / Посібник з супутникової синоптичної метеорології (Австрія, ZAMG)  
<http://www.zamg.ac.at/docu/Manual/SatManu/main.htm>

Навчальне видання

**Семенова Інна Георгіївна**

**СУПУТНИКОВА МЕТЕОРОЛОГІЯ**

Конспект лекцій

(електронна версія)

Підп. до друку 20.02.08	Формат 60×84/16	Папір
Умовн. друк. арк. 5,1	Тираж 50	Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

---

Одеський державний екологічний університет  
65016, Одеса, вул. Львівська, 15

---